

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

JORDARTSGEOLOGISKA KARTBLAD SKALA 1:50 000

Serie Ae · Nr 59

SVEN-I. SVANTESSON

BESKRIVNING TILL JORDARTSKARTAN

JÖNKÖPING SV

DESCRIPTION TO THE QUATERNARY MAP

JÖNKÖPING SV



UPPSALA 1985

För information om berggrund och grundvatten hänvisas till berggrundskartor (SGU serie Af) samt hydrogeologiska kartor (SGU serierna Ag och Ah).

Närmare upplysningar erhålls genom

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING
Box 670
751 28 UPPSALA
Telefon 018-17 90 00

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

JORDARTSGEOLOGISKA KARTBLAD SKALA 1:50 000

Serie Ae · Nr 59

SVEN-I. SVANTESSON

BESKRIVNING TILL JORDARTSKARTAN

JÖNKÖPING SV

DESCRIPTION TO THE QUATERNARY MAP

JÖNKÖPING SV

UPPSALA 1985

ISBN 91-7158-343-2
ISSN 0586-1535

Textkartorna är från sekretessynpunkt godkända för spridning.
Lantmäteriverket 1985-10-14

Fotosats: ORD & FORM AB
Tryck: Offsetcenter ab, Uppsala 1985

INNEHÅLL

ALLMÄN DEL. Metodik och jordartsindelning	5
Inledning	5
Kartunderlag	5
Karteringsmetodik	6
Generalisering	6
Måktighetsuppgifter	7
Teckenförklaringen till kartorna	7
Berggrund	8
Kvartära bildningar	8
Jordarternas indelning	8
Indelning efter bildningssätt och bildningsmiljö	8
Indelning efter kornstorleksfördelning	9
Glaciala bildningar	10
Morän	10
Isälvsavlagringar	12
Glaciala finkorniga sediment	14
Postglaciala bildningar	15
Postglaciala minerogena sediment	15
Havs- och sjösediment	15
Älv- och svåmsediment	17
Eoliska sediment	17
Postglaciala organogena avlagringar	17
Torv	17
Gyttja	18
Övriga kvartära bildningar	18
SPECIELL DEL. Av Sven-I. Svantesson	21
Inledning	21
Berggrund	21
Kvartära bildningar	24
Räfflor	24
Morän	27
Måktighet	27
Ytformer	28
Moränens sammansättning	30
Kornstorleksfördelning	30
Bergartsinnehåll och kemi	38
Moränens lagerföljd	44
Isälvsavlagringar	48
Nätarestråket	50
Höredastråken	53
Avlagringarna mellan Storsjön/Lättarpasjön och Rönnebäcken	53
Knotarpåsen, Makeboåsen och Svenstorpsstråket	56
Avlagringarna mellan Aplakulla och Bäckalyckan	59
Svarttorpsstråket och Ylenstråket	61
Västra Höredaavlagringarna	64
Haraldstorpsstråket	65
Lekerydsstråket	67
Öggestorpsavlagringen	71
Avlagringarna i området mellan Stensjön och Hakarp	76
Kaxholmenavlagringen	76
Avlagringarna i Ölmsstadstrakten	80

Avlagringarna i anslutning till Vättersänkan	81
Rogberga-, Målen- och Odensjöavlagringarna	83
Avlagringarna i Jönköpingsdalen	85
Avlagringarna i Huskvarnadalen	90
Rosenlunds bankar	93
Avlagringarna mellan Kaptensbo och Granbäck	95
Munkaskogsavlagringen	97
Övriga isälvsavlagringar	100
Issjösediment	102
Glaciala finkorniga sediment	104
Svallsediment	112
Finkorniga havs- och sjösediment	117
Älv- och svämsediment	118
Eoliska sediment	125
Postglaciala organogena avlagringar	125
Jättegrytor	129
Blocksänkor och vittringsjord	129
Fyllning	131
Issjöar, högsta kustlinjen och andra strandlinjer	133
Sammanfattning av den senkvartära utvecklingen	140
Grundvatten	148
Sammanställningar och tabeller	149
Jorddjup och mäktighetsuppgifter	149
Analysmetoder	151
Tabeller	153
Summary	159
Litteratur	170

ALLMÄN DEL

METODIK OCH JORDARTSINDELNING

Inledning

Jordartskartorna i skala 1:50 000 (SGU serie Ae) visar i princip de olika jordarternas och bergets utbredning i ytan. Berg i dagen eller nära markytan (på högst 0.3–0.5 m djup) redovisas med en enhetlig beteckning eller i vissa fall med en enkel differentiering i t.ex. urberg och yngre sedimentbergarter. Inom jordtäckta områden kartläggs jordarterna närmast under det av markvittring eller odling förändrade ytskiktet, dvs. i regel på ca 0.5 m djup. Den jordart som markeras på kartan skall ha en mäktighet av minst 0.5 m. Kartläggningen av isälvsavlagringar utgör ett viktigt undantag från denna regel. (Se under rubriken "Isälvsavlagringar".)

KARTUNDERLAG

Underlaget till de geologiska kartbladen utgörs av "Topografisk karta över Sverige" i skala 1:50 000. Som arbetskartor i fält används ekonomiska kartor (1:10 000). Från varje enskilt ekonomiskt kartblad överförs de geologiska konturerna till en plastritning, som fotografiskt förminskas till skalan 1:50 000. Delarna sammanfogas och därmed erhålls ett konturoriginal till jordartskartan.

På de geologiska kartorna har en del av innehållet i den topografiska kartan utelämnats, varigenom de geologiska beteckningarna framträder tydligare. I samband med den geologiska kartläggningen utförs endast en begränsad revision av det topografiska underlaget, främst avseende större vägar.

Av den topografiska kartans markslagsbeteckningar har den blå linjetonen för "sank mark, tidvis vattenfylld" medtagits på jordartskartorna som en gråbrun horisontell linjeton. Denna linjeton används dels i samband med geologiska beteckningar, dels även på vitt underlag, t.ex. för grunda, igenväxande sjöar.

Den topografiska kartans markeringar för "grustag, dagbrott o. dyl." har medtagits på jordartskartorna i samma färg som höjdkurvorna och är i vissa fall reviderade.

På jordartskartorna är, liksom på de topografiska kartorna, ett urval av märkligare fasta fornlämningar markerade. Uppgifter om de olika fornlämningarnas art kan erhållas från riksantikvarieämbetet.

KARTERINGSMETODIK

Vid den geologiska kartläggningen har alla på kartan utskilda ytor granskats i terrängen. Observationer av jordarten företas där växlingar förmodas, eljest på högst 200 m avstånd mellan varje observation inom enhetliga ytor. Flygbildstolkning används i varierande utsträckning som ett hjälpmedel vid kartläggningen. Kartornas olika geologiska enheter avgränsas med linjer, "geologiska konturer", vilka utformas i detalj med ledning av observationerna, terrängformerna eller andra informationer. I vissa fall, där gränsen mellan olika jordarter är särskilt diffus, kan kontur vara utelämnad mellan jordartsbeteckningarna. Jordartobservationerna utförs med hjälp av handborr och spade. Kompletterande upplysningar om lagerföljder och mäktigheter erhålls i befintliga skärningar (lertag, grustag etc.). Prover av jordarter insamlas dels för kontroll av kartläggningen, dels för exemplifiering av materialet i beskrivningarna till kartbladen.

Inom tättbebyggda områden grundas den geologiska kartläggningen på direkta observationer främst inom någorlunda orörda ytor, t.ex. parker och glest bebyggda delar, samt i tillfälliga skärningar eller, där så icke är möjligt, på tidigare kartor och grundundersökningar. De geologiska kartorna redovisar icke förändringar som skett genom schaktningar och utfyllningar för gator och byggnadstomter etc. utan ger en rekonstruerad bild av de ursprungliga avlagringarna. (Se även under rubriken "Fyllning".)

GENERALISERING

Den geologiska kartbilden är generaliserad ifråga om såväl indelningen i geologiska enheter som konturläggningen. En allmän regel för generaliseringen är att kartbilden i möjligaste mån skall återge ett områdes allmänna karaktär.

Av bl. a. reproduktionstekniska skäl har de enskilda ytorna på kartan en minsta diameter eller bredd av 1 mm, vilket motsvarar 50 m i naturen. Förstoring sker av företeelser, som är alltför små att återges skalenligt men väsentliga för den geologiska bilden.

Exempel på generalisering:

I områden med tätt liggande små berghällar kan de minsta hållarna uteslutas, så att plats lämnas för markering av mellanliggande jordarter. En grupp av två eller flera tätt liggande hållar kan sammanslås till en. I möjligaste mån undviks dock sammanslagning av hållar åtskilda av djupare sänkor. En smal men morfologiskt tydligt framträdande jordtäckt sprickdal

i ett hållområde återges således med så stor bredd, att den kan medtas på kartan.

Enstaka små hållar inom hållfattiga områden förstoras, så att den faktiska förekomsten av berg i dagen blir redovisad.

Isolerade små moränytor inom större sedimentområden kartläggs på motsvarande sätt, så att bedömningen av sedimentens mäktighetsvariationer underlättas.

Vid snabb växling mellan relativt likartade jordarter (t.ex. olika typer av lera och mo), där utbredningen av varje enskild jordart ej är tillräckligt stor för att skalenligt återges, redovisas den dominerande jordarten.

I småbruten terräng med omväxlande små hållar, moränytor, sedimentfyllda svackor och torvmarker utförs generaliseringen enligt den allmänna regeln, att kartbilden i möjligaste mån skall visa områdets allmänna karaktär i växlingen mellan både de uppträdande jordarterna och blottat berg samt t.ex. eventuell orientering av jordartsstråk och hållar.

MÄKTIGHETSUPPGIFTER

De på kartorna utsatta mäktighetsuppgifterna har i regel erhållits genom borrhningar utförda av SGU eller genom insamling av borrhuppgifter. Uppgifterna gäller endast för de markerade punkterna och avser främst att underlätta bedömningen av djupet till "fast botten" inom sedimentområden. I vissa fall redovisas även jorddjup till berg och olika jordlagers mäktighet i lagerföljden.

TECKENFÖRKLARINGEN TILL KARTORNA

Jordarterna är i teckenförklaringen (legenden) grupperade efter bildningsätt och i princip placerade så att en yngre jordart står ovanför en äldre. Inom varje grupp är, utan hänsyn till åldern, den finkornigaste jordarten placerad överst och den grovkornigaste underst.

De äldsta jordarterna, moränerna, vilar normalt direkt på berg. Övriga jordarter underlagras av en eller flera äldre jordarter eller i vissa fall av berg. Undantag förekommer ibland även i relativt enkelt uppbyggda lagerföljder. Så kan morän överlagras eller växellagra med isälvsediment, grus och sand överlagras postglacial lera och postglacial lera t.o.m. överlagras gyttjelera för att nämna några exempel. Komplicerade lagerföljder där stratigrafin helt avviker från den vanliga finns också.

Berggrund

På jordartskartorna i serie Ae redovisas berggrunden med en enhetlig beteckning eller i vissa fall med en enkel differentiering i t.ex. urberg och yngre sedimentbergarter. Berggrundskartor i skala 1:50 000 utges i en särskild serie, SGU serie Af.

Kvartära bildningar

Jordlagren i Sverige har bildats under den yngsta perioden i jordens utvecklingshistoria, kvartärtiden, och med få undantag under den sista kvartära nedisningen och den därpå följande postglaciala tiden. Kvartära bildningar är också sådana företeelser som räfflor och jättegrytor. En allmän redogörelse för de kvartära bildningarna lämnas i läroböcker i geologi, exempelvis "Sveriges geologi" (Nils H. Magnusson – G. Lundqvist – Gerhard Regnell, 4:e uppl., Stockholm 1963) eller "Berg och jord i Sverige" (Per H. Lundegårdh – Jan Lundqvist – Maurits Lindström, 5:e uppl., Uppsala 1978), till vilka hänvisas.

Jordarternas indelning

På jordartskartorna i serie Ae indelas jordarterna dels efter bildningssätt och bildningsmiljö, dels efter kornstorleksfördelning. Härigenom kan man ur kartbilden både erhålla upplysningar om sannolik lagerföljd på djupet och utläsa vissa drag i jordarternas fysikaliska egenskaper.

I följande allmänna redogörelse för jordarternas indelning på de geologiska kartorna upptas icke vissa lokalt eller enbart inom begränsade regioner uppträdande bildningar såsom rasavlagringar (talus), kemiska sediment och vittringsjordar. I förekommande fall behandlas sådana bildningar i kartbladsbeskrivningarnas speciella del.

INDELNING EFTER BILDNINGSSÄTT OCH BILDNINGSMILJÖ

Jordarterna indelas i två huvudgrupper: *glaciala* och *postglaciala*. De glaciala jordarterna har avsatts direkt av landisen eller dess smältvatten, de postglaciala genom omlagring och nybildning efter landisens avsmältning från respektive områden. Termerna glacial och postglacial, som de här används, anger alltså bildningssätt och bildningsmiljö men ej kronologiskt fixerade skeden.

Beträffande torvjordarternas indelning hänvisas till "Postglaciala organogena avlagringar".

INDELNING EFTER KORNSTORLEKSFÖRDELNING

Till grund för indelningen efter kornstorleksfördelning ligger Atterbergs korngruppsskala (tabell A). Jordarterna benämns i princip efter den dominerande fraktionen. Med hänsyn till lerhalten indelas jordarterna enligt tabell B.

Förfarandet vid siktning och slamning liksom andra analysmetoder beskrivs i ett särskilt avsnitt under "Sammanställningar och tabeller" i den speciella delen.

TABELL A. Atterbergs korngruppsskala

Grovindelning	Finindelning	Kornstorlek (mm)
Block	-	>200
Sten	-	200-20
Grus	Grovgrus	20-6
	Fingrus	6-2
Sand	Grovsand	2-0.6
	Mellansand	0.6-0.2
Mo	Grovmo	0.2-0.06
	Finmo	0.06-0.02
Mjåla	Grovmjåla	0.02-0.006
	Finmjåla	0.006-0.002
Ler	-	<0.002

Finmo och mjåla sammanslås i geotekniska sammanhang oftast under benämningen silt.

TABELL B. Jordarternas indelning och benämning med hänsyn till lerhalt

Lerhalten anges i viktprocent av allt material med mindre kornstorlek än 20 mm.

Lerhalt %	Benämning
<5	Lerfria eller svagt leriga jordarter
5-15	Leriga jordarter
15-25	Grovleror
>25	Finleror

Finlerorna kan vid behov underindelas i mellanlera (lerhalt ca 25–40 %) och styv lera (lerhalt >40%). Grovlera benämns i jordbrukssammanhang lättlera.

Nya metoder för kornstorleksanalyser synes i många fall ge något högre lerhalter för grov- och finleror. Härav föranledda modifieringar av tabellens procentvärden anges i förekommande fall i beskrivningarnas speciella del.

När lerhalten i en jordart är mindre än 15 % anges detta vanligen icke på kartorna. Undantag utgör lerig morän samt vissa större och mäktiga förekomster av leriga sediment.

I beskrivningarna kan utöver de på kartorna använda jordartsbenämningarna förekomma utförligare benämningar enligt följande regler: En sorterad jordart (dominerad av en korngrupp) benämns med ett substantiviskt huvudord och med adjektivbestämningar. Om lerhalten är mindre än 15 %, väljs huvudordet efter den kvantitativt största fraktionen, t.ex. blockjord, grus, grovsand, finmo. Om ytterligare någon fraktion ingår i sådan mängd, att den har väsentlig betydelse för jordartens karaktär, anges denna fraktion genom adjektivbestämning, t.ex. sandig mo. Är jordarten lerig (se tabell B), anges detta, t.ex. lerig mo. Om flera adjektiv används, sätts de kvantitativt större fraktionerna efter de mindre, t.ex. grusig sandig mo. För moränjordar används morän som huvudord föregånget av en eller flera adjektivbestämningar enligt ovan, t.ex. grusig sandig morän, lerig moig morän.

Glaciala bildningar

MORÄN

Landisen upptog och bearbetade dels äldre jordlager, dels material som bröts loss från berggrunden. Materialet avsattes efter hand som en osorterad jordart – *morän*. Moränen utgörs av varierande mängder block, sten, grus, sand, mo, mjåla och ler. I morän förekommer ofta skikt eller linser av sorterade jordarter. Vanligen ligger moränen direkt på berggrunden. Morän kan dock stundom vara underlagrad av sorterade jordarter, vanligast isälvssediment. Sådana lagerföljder markeras på kartorna och kommenteras i beskrivningarnas speciella del.

Fraktionerna mindre än 20 mm, dvs. grus till ler, utgör moränens grundmassa. På jordartskartorna indelas morän efter grundmassans sammansättning i *grusig-sandig*, *sandig-moig* och *moig morän* samt *moränlera* (fig. 1).

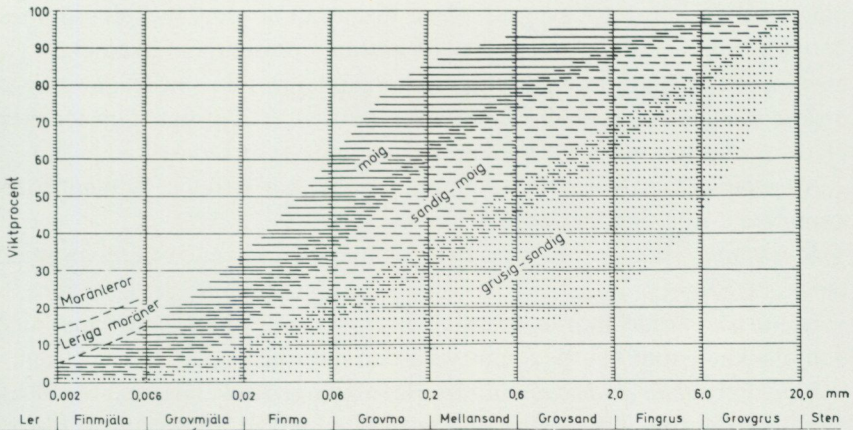


Fig. 1. Diagram över grundmassans sammansättning i olika moräntyper. Respektive moräntypers kornfördelningskurvor faller inom de markerade zonerna.

Diagram showing the grain size distribution of the matrix in different types of till (gravelly, sandy, silty to fine sandy, till with a clay content of 5–15 per cent and clay till).

Anges en morän som t.ex. grusig-sandig innebär detta att den domineras av grus och sand. Morän med en lerhalt av 5–15 % (räknat på allt material mindre än 20 mm) betecknas dessutom som *lerig*, t.ex. lerig sandig-moig morän. Morän med en lerhalt överstigande 15 % benämns moränlera. Denna kan i vissa fall uppdelas ytterligare. I beskrivningarnas speciella del kan en mer detaljerad indelning förekomma, enligt vilken huvudordet morän föregås av en eller flera adjektivbestämningar enligt regler under rubriken "Jordarternas indelning". Block- och stenhalten inne i moränen anges som hög, måttlig eller låg. Moränens blockhalt i markytan anges på kartorna enligt nedan:

Storblockig. Storblockiga moränlytor har hög halt av block med en diameter större än ca 1 m. På storblockiga moränlytor i normal urbergsterräng är frekvensen av sådana block mer än ca 5 per 100 m². Ett enskilt tecken på kartan representerar en storblockig yta av minst ca 1000 m². Inom en större, sammanhängande storblockig moränlyta utsätts tecknen med 1 mm genomsnittligt mellanrum. Om tecknen placeras glesare, avses att mellanliggande ytor ej är storblockiga.

Blockrik. Inom blockrika moränlytor är halten av små och medelstora block hög, vilket i normal urbergsterräng innebär en frekvens av mer än 35 à 40 block större än 0.5 m per 100 m². Detta motsvarar normalt en täck-

ningsgrad av minst $1/3$ av ytan. (I de flesta fall är dock täckningsgraden betydligt högre.) Ett enskilt tecken på kartan representerar en blockrik yta av minst ca 1000 m². Inom en större, sammanhängande blockrik moränya utsätts blocktecknen med 1 mm genomsnittligt mellanrum. Om tecknen placeras glesare, avses att mellanliggande ytor ej är blockrika.

Normalblockig. Normalblockiga morännytor har strödda, allmänt förekommande små och medelstora block.

Blockfattig. Blockfattiga morännytor saknar eller har endast ett och annat block.

Kulturpåverkade morännytor med bortplockade block betecknas med den blockhalt som kan bedömas vara den naturliga.

Block på annan jordart än morän. Beteckningen används t.ex. för block på isälvsavlagring eller för relativt talrika, på lerfält uppstickande block.

Enstaka stora block avser fritt liggande, mycket stora block, s.k. flyttblock.

Morän med svallat ytskikt. Inom moränområden under högsta kustlinjen (HK) har ytskiktet under landhöjningen utsatts för vågors och brännings påverkan (svallning). Därvid har en stor del av moränens finare fraktioner (mo till ler) sköljts bort. Beteckningen används, när en klar skillnad framträder mellan ett genom svallning påverkat ytskikt och en underliggande opåverkad morän, men likväl markytans moränkaraktär i huvudsak bevarats. Svallade ytskikt är som regel högst några decimeter mäktiga. I moränområden med svallat ytskikt uppträder ofta fläckvis små svallsedimentförekomster, vilka ej redovisas på kartorna (jfr under rubrikerna "Generalisering" och "Svallsediment").

Moränrygg avser ryggformade moränavlagringar i allmänhet. Olika slag av moränryggar förekommer. De behandlas i beskrivningarnas speciella del men markeras endast i vissa fall på kartorna. Dock markeras i regel sådana små moränryggar som benämns *ändmoräner*.

På kartorna markerade *israndbildningar* utgörs av ryggformade avlagringar, som avsatts utmed isfronten. I regel består dessa av morän omväxlande med sorterat material.

ISÄLVSAVLAGRINGAR

Isälvsavlagringar utgörs av sorterade jordarter, isälvs sediment, som transporterats, sorterats och avsatts av smältvatten från landisen. Isälvs sedimenten kännetecknas av att materialet är sorterat efter kornstorlek i olika skikt

och lager med endast en eller ett fåtal kornstorlekar samt att partiklarna i allmänhet är avrundade ("rullstenar", "rullstensgrus"). Övergångstyper till morän förekommer. De kännetecknas av lägre sorteringsgrad och dåligt utbildad skiktning.

Smältvattnet samlades i isen till isälvar i större eller mindre tunnlar (i vissa fall sprickor eller kanaler), som ledde ut till landisens front. I istunneln eller utanför dess mynning avsattes det grövre materialet (block, sten, grus och sand). Det finkornigaste materialet, mo, mjåla och ler, avsattes på större avstånd från isälvarnas mynningar. (Se "Glaciala finkorniga sediment".)

Genom iskantens successiva tillbakavikande (recession) avsattes i många fall en serie åskullar till en mer eller mindre sammanhängande, ryggformad isälvsavlagring, s.k. rullstensås. Isälvsavlagringar kan också ha avsatts som utbredda fält, deltan, lateralterrasser, sandurfält etc.

Kärnpartierna i stora isälvsavlagringar under högsta kustlinjen (HK) ligger vanligen direkt på berg, manteln och perifera delar antingen på morän eller berg. Isälvsavlagringar belägna över HK ligger ofta direkt på morän.

På jordartskartorna indelas isälvsavlagringarna efter sammansättning i isälvsgrus, isälvssand och isälvsgrövmå samt isälvsavlagring i allmänhet. Morfologiskt framträdande ryggar av isälvsmaterial benämns *isälvsavlagring med ryggform* eller *rullstensås*. Dessa ryggar har ofta en starkt växlande materialsammansättning. De erhåller som särskild överbeteckning en punktrad, vilken markerar krönet. Entydiga regler för isälvsavlagringarnas indelning enligt detta system kan ej uppställas. Olika faktorer, såsom isälvarnas vattenföring, isrecessionens förlopp, områdets morfologi och andra lokala förhållanden är bestämmande för avlagringsformer, inre byggnad och sedimenttyp. Dessa faktorer påverkar klassifikationen i varje enskilt fall.

Isälvsgrus är en sammanfattande beteckning för det grövsta isälvs materialet, grus jämte sten och block.

Isälvssand domineras av sandfraktionerna. Såväl grövre som finare fraktioner kan ingå i underordnade mängder.

Isälvsgrövmå domineras av grövmofractionen. Lerskikt saknas. I detta avseende skiljer sig isälvsgrövmå från varvig må med lerskikt. (Se "Glaciala finkorniga sediment".)

Beteckningarna isälvsgrus, isälvssand och isälvsgrövmå används i de fall, då en avlagring konstaterats bestå huvudsakligen av respektive jordart.

Dessa beteckningar kan ibland även användas, då enbart en bedömning av ytlagrens sammansättning ligger till grund för klassifikationen av avlagringen.

Beteckningen *isälvsavlagring i allmänhet* används för isälvsavlagringar med växlande eller ofullständigt känd sammansättning.

Isälvsavlagringar belägna under HK har under landhöjningen i växlande grad omlagrats genom svallning. Det omlagrade materialet, svallsedimenten, förekommer både ovanpå orört isälvs-material och utanför de ursprungliga avlagringarna. Genom omlagringen har de ursprungliga formerna vanligen flackats ut, och bl.a. av denna orsak är sådana isälvsavlagringar svåra att avgränsa på kartorna, främst mot omgivande svallsediment. I princip utritas i sådana fall isälvsavlagringarnas konturer efter morfologiskt framträdande gränser. Isälvsavlagringar under HK har dock ofta en större utbredning än den på kartorna markerade och utbreder sig då under omgivande yngre jordlager.

Svallsediment som täcker isälvsavlagringar, avgränsade enligt ovan, markeras icke på kartorna. Svallsediment kan överlagra lera, som avsatts på isälvsavlagringar, t.ex. på åsslutningar och i åsgröpar. Ett från praktisk synpunkt viktigt förhållande är därför, att lerlager täckta av svallsediment kan förekomma inom ytor markerade som isälvsavlagring.

I samband med isens avsmältning bildades lokalt isdämda sjöar, s.k. issjöar. Dessa uppkom främst i områden över högsta kustlinjen, där smältvatten dämades mellan högre belägen terräng som smält fram ur isen och i lägre terräng kvarvarande is. I en del sådana issjöar avsattes sediment, som fördes dit av smältvattnet eller svallades ut från omgivningen. Issjösedimenten varierar i kornstorlek vanligen mellan sand och lera. De skiljer sig från egentliga isälvsavlagringar främst genom ytformer och lagringsförhållanden. Issjösand och issjögrovmå markeras på jordartskartorna med orange färg. De finkorniga issjösedimenten – finmo, mjåla och lera – betecknas på kartorna på samma sätt som andra glaciala finkorniga sediment.

GLACIALA FINKORNIGA SEDIMENT

Dessa sediment utgörs av det finkornigaste materialet från isälvarna: mo, mjåla och ler. Detta fördes bort från isälvsmyningarna med strömmar och avsattes efter hand på havs- eller sjöbotten. Dessa sediment kännetecknas i stora delar av landet av en regelbunden växellagring mellan skikt av mo, mjåla och lera. Skiktningen betingas av i huvudsak årstidsbundna variatio-

ner i isälvarnas vattenföring. De under ett år avsatta skikten bildar tillsammans ett varv. Varvtjockleken är vanligen störst i lagerföljdens undre delar och avtar uppåt liksom den genomsnittliga kornstorleken. Varvtjocklek och kornstorlek avtar också i riktning ut från isälvsavlagringarna. Ofta utgörs varven i sin helhet av lera. Varvigheten kan då framträda genom färgväxling mellan ljusare undre skikt och ett mörkare övre skikt i varje varv.

I vissa områden av landet kan varvighet saknas eller vara otydligt utbildad. Den glaciala lera särskiljs då från övriga lertyper om möjligt på andra grunder, t.ex. avvikande färg.

I isälvsavlagringarnas närhet kan glaciala finkorniga sediment underlagras av isälvs sediment. På större avstånd från isälvsavlagringarna ligger de på morän eller, ibland, direkt på berg.

De glaciala finkorniga sedimenten indelas i:

Glacial finmo. Finmo dominerar, lerskikt är helt underordnade eller saknas.

Glacial mjäla. Mjäla dominerar, lerskikt är helt underordnade eller saknas.

Varvig mo och/eller mjäla med lerskikt. Varviga sediment, i vilka lerskikten upptar mindre än hälften av volymen.

Varvig lera med mo- och mjälaskikt. Varviga sediment, i vilka lerskikten upptar mer än hälften av volymen.

Varvig lera utgörs helt av lera.

Varvig lera med mo- och mjälaskikt samt *varvig lera* sammanfattas ofta på kartorna under beteckningen *glacial lera*.

För icke varviga glaciala finkorniga sediment med en lerhalt >15 % används benämningarna glacial grovlera och glacial finlera (se tabell B). På kartorna erhåller dessa lertyper samma beteckningar som varvig mo och mjäla med lerskikt respektive varvig lera.

Postglaciala bildningar

Postglaciala minerogena sediment

De postglaciala minerogena sedimenten indelas i tre huvudgrupper: havs- och sjösediment, älv- och svämsediment samt eoliska sediment (vindavlagringar).

HAVS- OCH SJÖSEDIMENT

De grovkorniga havs- och sjösedimenten utgörs huvudsakligen av svallsediment.

Vid landhöjningen utsattes tidigare avsatta jordlager för vågornas påverkan (svallning) med en mer eller mindre genomgripande omlagring som följd. Det utsvallade materialet avlagrades vid och närmast utanför stränderna som *svallgrus*, *svallsand* och *grovmo* (svallgrovmo) i princip med utåt från stranden avtagande kornstorlek.

Svallsedimentens mäktighet är starkt växlande beroende på läge i terrängen och tillgång på material. Vid kartläggningen är det ofta svårt att utskilja och avgränsa svallgrus från morän med svallat ytskikt enär alla övergångsformer kan förekomma mellan dessa jordarter. (Se "Morän med svallat ytskikt".)

Svallsedimenten är ofta underlagrade av lera men kan också vara täckta av yngre leror. Sådana lagerföljder kartläggs enligt de i inledningen nämnda allmänna reglerna för kartläggning av jordarter.

Klapper utgörs av block och sten, som frisköljts ur jordlager samt avrundats och anhopats.

Svallgrus är en sammanfattande beteckning för grövre svallsediment med mycket växlande sammansättning. I dessa ingår förutom grus, oftast sand och sten samt ibland även block och grovmo.

Svallsand och *grovmo* domineras av sand- respektive grovmofractionen och är i motsats till svallgrus vanligen väl sorterade.

Skaljord består huvudsakligen av skal och skalrester av mollusker m.m. Materialet har av vågor och strandströmmar ibland anhopats till avlagringar av betydande storlek.

Inlagringar av skal i andra jordarter kan markeras med en särskild överbeteckning, i förekommande fall differentierad för havs- och insjömollusker.

Svallsedimenten betecknas på kartorna med orange färg. Denna kan i vissa fall även inrymma issjösediment (se "Isälvsavlagringar") samt en del äldre älv- och svämsediment.

De finkornigaste omlagringsprodukterna av äldre jordarter (jordlager) har avsatts på botten av fjärdar, vikar och sjöar som postglaciala havs- och sjösediment.

Finmo och *mjåla* utgör ofta distala svallsediment, avsatta långt ut från stranden.

Postglaciala leror indelas efter lerhalten i postglacial grovlera respektive finlera (se tabell B) samt gyttjelera. De saknar i allmänhet tydlig skiktning. Postglaciala leror underlagras i regel av glacial lera.

Gyttjelera avsätts i grunda bäcken och vikar som det yngsta ledet av

postglaciala leror. Gyttjelera innehåller 2–6 viktprocent organiskt material, främst gyttjesubstans. Vid torkning spricker gyttjelera sönder i små korn och kallas ofta grynlera. På grund av ursprunglig hög halt av järnsulfider har ytliga delar av gyttjeleran ofta en starkt sur reaktion.

Lergyttja innehåller 6–30 viktprocent organiskt material. För denna jordart, som endast undantagsvis går i dagen, används på kartorna samma beteckning som för gyttjelera.

ÄLV- OCH SVÄMSSEDIMENT

Älv- och svämsediment har bildats utmed vattendrag. Älvsediment är ofta väl sorterade samt fattiga på organiskt material. Svämsediment är vanligen ofullständigt sorterade och i växlande grad uppblandade med organiskt material, främst växtrester.

På kartorna redovisas med särskild beteckning de i nutiden bildade (recenta och subrecenta) älv- och svämsedimenten. Äldre älv- och svämsediment ingår däremot i övriga postglaciala och glaciala sediment.

Grus är en sammanfattande benämning på de grövsta sedimenten bestående av grus med växlande halt av sten, ibland även block. Sådant grus har avsatts i stridare delar av vattendragen som bankar och revlar (*älvgrus*).

Sand – grovmo och *finmo – lera* har avsatts vid lägre strömhastighet, dels som älvsediment, dels som svämsediment.

EOLISKA SEDIMENT (VINDAVLAGRINGAR)

Eoliska sediment utgörs i huvudsak av mellansand, grovmo och finmo. På kartorna markeras flygsand, dyner och flygmo med särskilda överbeteckningar på underliggande jordart.

Flygsand är en mycket väl sorterad jordart bestående av mellansand och grovmo i varierande mängder. Flygsanden bildar ofta kullar eller ryggar (*dyner*).

Flygmo utgörs huvudsakligen av grovmo med viss halt av finmo och förekommer vanligast som tunna ytlager.

Postglaciala organogena avlagringar

TORV

Torvavlagringar bildas dels vid igenväxning av öppet vatten, dels vid försumpning av förut torr mark. Torvmarkerna indelas på jordartskartorna i kärr, mossar och blandmyrar. Inom vissa regioner kan en ytterligare upp-

delning av kärren företas, nämligen i rikkärr och fattigkärr. Utdikade och odlade torvmarker betecknas efter sin ursprungliga beskaffenhet med ledning av torvslag och läge i terrängen. Efter förmultningsgraden kan torvslagen benämnas höghumifierade eller låghumifierade.

Kärr kännetecknas av olika slag av gräs och halvgräs (starr), vass, fräken och fuktighetsälskande örter. I bottenskiktet överväger s.k. brunmossor. Kärr kan även vara bevuxna med viden, al, björk och gran. Kärren uppbyggs av olika kärrtorvslag, t.ex. starrtorv, lövkärrtorv eller kärrdy. Kärren har ofta bildats genom igenväxning av sjöar. Kärrtorven underlagras då av gyttja och lera. Fattigkärr (s.k. starrmossar) kännetecknas av starrarter och andra halvgräs i ett bottenskikt av icke tubbildande vitmossor. Denna vegetation bildar starr-vitmosstorv.

Mossar kännetecknas framför allt av ett slutet täcke av vitmossor med tubbildande arter och en i övrigt ganska artfattig flora sammansatt av olika ris, såsom ljung, skvattram, odon, kråkris m.fl. samt tuvdun. Mossarna kan vara bevuxna med tall. Mossarnas yta är plan eller välvd (s.k. högmossar). Mossarnas vegetation ger upphov till mossetorv av olika typer, t.ex. vitmosstorv. Mossarna har oftast utvecklats från kärr. Mossetorven ligger i dessa fall på kärrtorv.

Blandmyrar kännetecknas av omväxlande kärr-, fattigkärr- och mossepartier. I blandmyrarna ingår olika kärr- och mossetorvslag.

Dessutom markeras på kartorna utbredda förekomster av *tunt ytlager av torv*, dvs. där tovmäktigheten är generellt mindre än 0.5 m.

GYTTJA

Gyttja avsätts i öppet vatten och utgörs av mer eller mindre finfördelade rester (detritus) av högre växter, alger, plankton och andra organismer. Ren gyttja har grön, ibland brun färgton. Gyttja är ej plastisk och konsistensen är vanligen lös. Där gyttja bildar ytlager har den i regel kommit i dagen vid sjösänkningar.

Med högre halt av minerogena partiklar, främst ler men även mo och mjåla, uppkommer en serie övergångsformer till lera, vilka betecknas som lergyttja och gyttjelera. (Se "Postglaciala minerogena sediment".)

Övriga kvartära bildningar

Räfflor. Moränmaterialet i landisens bottenzon slipade och repade berghälarna. Reporna, räfflorna, visar landisens rörelseriktning. De markeras på

kartorna med en pil (spetsen på observationsplatsen). I områden med talrika räffellokaler redovisas endast ett begränsat urval. Räffelriktningar anges i allmänhet avrundade till helt 5-tal grader.

Jättegrytor är ursvarvningar i berg. Dessa har bildats genom att block eller stenar satts i rotation av strömmande vatten.

Källor. På kartorna markeras orörda eller exploaterade källor med bräddavlopp och mera betydande avrinning.

Fyllning. Beteckningen innebär att den ursprungliga markytan täcks av främmande material (schaktmassor, byggnadsavfall, gråberg och sligavfall vid gruvor etc.). Beteckningen kan kombineras med geologiska beteckningar enligt följande regler. Där underlaget är känt läggs beteckningen för fyllning över den geologiska beteckningen. Enbart beteckningen för fyllning används där underlaget är okänt. Strandfyllning markeras på samma sätt. Fyllning markeras vanligen icke inom tätbebyggda områden (jfr s. 6). Det topografiska underlagets tecken för sluten bebyggelse får i sådana fall symbolisera att ytlagren flerstädes utgörs av påfört material. Strandfyllning, vars utbredning är känd, betecknas dock även inom sådana områden.

SPECIELL DEL

AV
SVEN-I. SVANTESSON

Inledning

Rekognoseringen för jordartskartan Jönköping SV påbörjades år 1978 och avslutades år 1982. Kartläggningen har skett under ledning av Sven-I. Svantesson med biträde av Tor Söderlund. Övriga som i större omfattning medverkat vid kartläggningen är Kjell-Ove Häger, John Olausson, Krister Svedhage och Dan Waldemarsson.

Underlaget till jordartskartan utgörs av det topografiska kartbladet 7E Jönköping SV, rekognoserat år 1970. Från underlagskartan har borttagits vissa ortnamn och i sammanhanget oväsentliga uppgifter.

Den nya jordartskartan täcks av kartbladen Aa 123 Jönköping (Munthe och Gavelin 1907) och Aa 193 Gränna (Geijer, Collini, Munthe och Sandegren 1951).

Lokalangivelser i texten kompletteras i allmänhet med siffra och bokstav inom parentes, betecknande det ekonomiska kartblad, på vilket lokalen är belägen. Den ekonomiska kartans bladindelning återfinns i jordartskartans yttre ram.

Kartbilden i det höjdområde som begränsas av dalgången mellan Ramsjön (3d) och Bunn (4e) i öster, Visjön (gränsen mellan 2c och 2d) i söder och Landsjödalen mellan Gestra (2c) och Ingeryd (4d) i väster har framställts genom flygbildstolkning av färgdiabilder kompletterade med en relativt omfattande fältkontroll. I detta område är kartbilden något mindre detaljrik genom ett glesare observationsnät i fält.

Berggrund

Nedanstående allmänna översikt av berggrunden på kartbladet Jönköping SV samt sammanställningen av berggrundskartan (fig. 2) har gjorts av Lars Persson. Området täcks av de två geologiska kartbladen Jönköping (SGU Aa 123) och Gränna (Aa 193).

Berggrunden (fig. 2) domineras av graniter av postorogen, svekokarelsk ålder, dvs. ca 1 700–1 750 miljoner år. Dessa graniter kallas ofta Smålandsgraniter och är nära associerade med vulkaniska bergarter, s.k. Smålands-

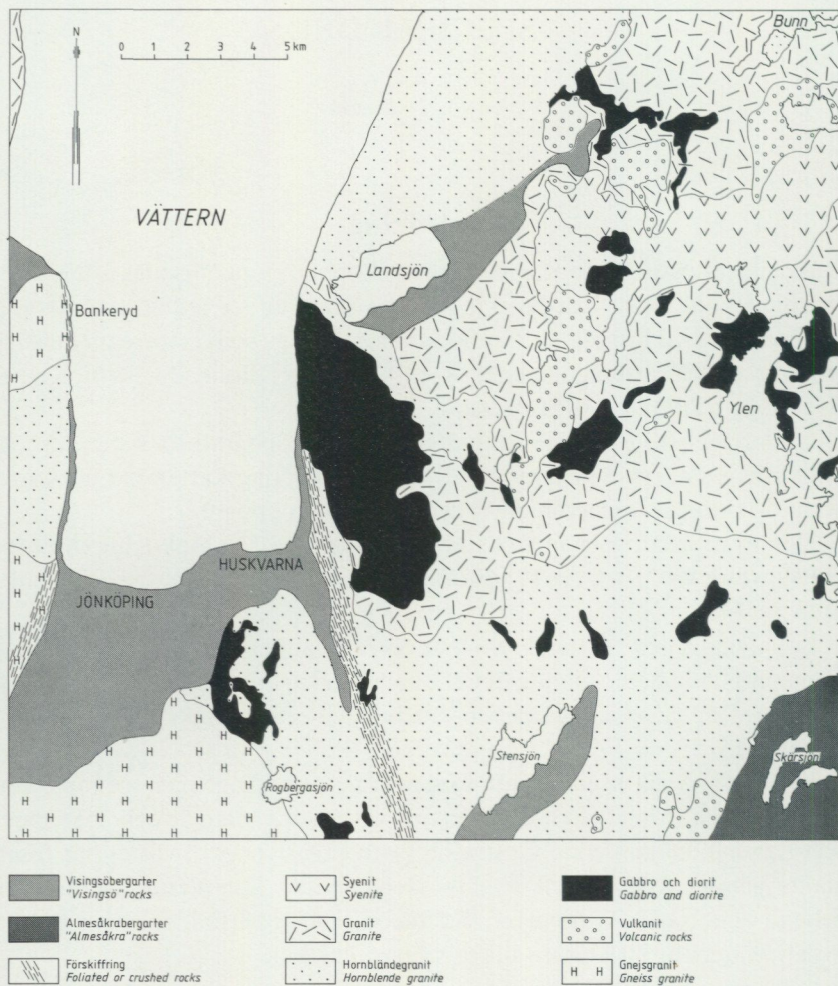


Fig. 2. Översiktskarta som visar de olika bergartstyperna inom kartområdet.
Simplified map of the solid rocks.

porfyrier. Äldre bergarter tillhörande den svekokarelska bergskedjezonen (1700–2000 miljoner år) finns i Sverige i Västervik–Linköpingsområdet och norrut genom Mellansverige till norra Sverige.

Gnejsgraniter finns representerade SV och SO om Jönköping samt vid Bankeryd. Huruvida dessa tillhör Smålandsgraniterna eller är synorogena bildningar är osäkert. A. Gavelin (Munthe och Gavelin 1907) anser dock

att större delen av gnejsgraniterna sannolikt har samma ålder som graniterna inom östra delen av kartområdet.

Vulkaniter är relativt sparsamt företrädda. Större massiv förekommer SV om Ramsjön (3d), SO om Ölmstad (4d) och vid sjön Ruppen (4e). Dessa vulkaniter är av skiftande karaktär och äldre än närliggande graniter.

Relativt stora områden av gabbro och diorit förekommer. Det största ligger NO om Huskvarna. Dessa basiska djupbergarter anses vara äldre än omgivande graniter.

Bland de saliska djupbergarterna inom kartbladet Gränna urskiljer Geijer (Geijer m.fl. 1951) hornbländegranit, röd Växjögranit, finkornig granit, porfyrisk granit samt syenit. Enligt Gavelin (Munthe och Gavelin 1907) har dioriten och hornbländegraniten kristalliserat ungefär samtidigt. Både finkornig granit och röd Växjögranit genomgår i sin tur hornbländegraniten (Gavelin i Munthe och Gavelin 1907.) Det är troligt att inom hornbländegranitens viten ingår bergarter som kvartsmonzonit och kvartsmonzodiorit (jfr Persson m.fl. 1981). Hornbländegraniten har stor utbredning i SO samt i norr (fig. 2.) Syenit är utskild inom ett område norr om sjöarna Kåven och Ramsjön. Porfyrisk granit av s.k. Filipstadstyp är dock ej representerad inom kartområdet Jönköping SV.

Diabaser existerar men har mindre storlek. De är yngre än urbergarterna men äldre än Visingsöbergarterna (Geijer m.fl. 1951).

I det sydöstra hörnet av kartområdet finns yngre sedimentära bergarter, de s.k. Almesåkrabergerterna. Dessa ligger ovanpå Smålandsgraniterna. Vittrat granitiskt material (arkos) utgör basen och överlagras av sandstenar, skiffrar och konglomerat (S. Gavelin 1931). Diabaser, både vertikala och flacka, genomslår Almesåkrasedimenten. Diabaserna har en ålder av ca 960–980 miljoner år (Patchett 1978) och anger sålunda sedimentens minimiålder.

Söder om Huskvarna och Jönköping, SO om Stensjön (0d) och SO och NO om Landsjön (3c), förekommer sedimentära bergarter som är ungefär 700–850 miljoner år gamla och tillhör den s.k. Visingsögruppen. Bland dessa sedimentbergarter ingår kvartssandstenar, konglomerat, mostenar, skiffrar och kalkstenar (jfr Collini i Geijer m.fl. 1951 samt Vidal 1976). Blottningar av sandstenen med karteringsbart omfång finns inom några små ytor av kartområdet, bl.a. öster och NO om Vik (0d), längs Vätterstranden norr om Trånghalla (2a och 3a) samt i Landsjödalen 700 m norr om Solberga (4d). Andra mindre blottningar där Visingsögruppens berggrund kan studeras finns i nedströmsdelen av Dunkehallaån (1a) samt längs

Huskvarnaån nedanför Huskvarnafallen (1b). Sammanlagda mäktigheten i Vättersänkan är mer än 1 km. Visingsöbergarterna skulle idag ha varit borteroderade, om de inte skyddats i de djupa sänkor som bildats genom förkastningsrörelser i urberget kring Vättern. Dylika rörelser i urberget har betingat tillkomsten av Vättern, Omberg och Östgötaslätten samt djupa sprickdalar såsom Ingerydalen (4e; fig. 43) och den markerade sprickdalen mellan sjöarna Bunn (4e) och Stensjön (0d.) Urberget är på sina ställen mycket kraftigt förskifrat (se fig. 2).

Kvartära bildningar

Räfflor

Räffelobservationerna inom kartområdet är tämligen talrika fränsett i dalstråken söder om Vättern, där mäktiga jordlager täcker berggrunden. Flertalet räffelobservationer finns inlagda på översiktsbilden fig. 3.

Räfflorna vittnar om isrörelser, som under slutskedet av isavsmältningen varit kraftigt påverkade av den mycket djupa Vättersänkan samt den även i övrigt starkt brutna morfologin inom kartområdet. Isrörelserna har utgått från en längs Vättersänkan strykande huvudströmning från norr och NNO, den äldsta rörelse som finns dokumenterad på lokaler med korsande räfflor. Vid isens uttunning blev påverkan av underlagets morfologi på isrörelserna alltmer påtaglig. De av räfflorna påvisade, dominerande isrörelserna har varit från NNO och NO i området väster och SV om Vättern och huvudsakligen från NNV och NV i området öster och SO om Vättern, dvs. en huvudströmning från Vättersänkan in över angränsande landområden i väster och öster. Åt öster inom kartområdet är sidoutströmningen från Vättersänkan allt mindre påvisbar i räffelbilden i det att räfflorna med ökat avstånd från Vättersänkan visar en alltmera nord-sydligt riktad isrörelse.

Räfflorna visar på en utpräglad dalgliaciation i Vättersänkan under ett sista aktivt skede av degliaciationen med istungor i anslutande bidalar. Sålunda har isen rört sig upp i Landsjödalen (3b och 3c) i riktningar från VSV och SV. Rundhällarna i dalgången är i stor omfattning formade av denna isrörelse. Övergången till en dalgliaciation i Landsjödalen visas av flera lokaler med korsande räfflor, bl.a. följande:

1. 1 km SV om Sjöberg (3b; fig. 4). Frisköljda hälltytor vid stranden med talrika räfflor, såväl grova som fina, i dominerande riktning N70°V

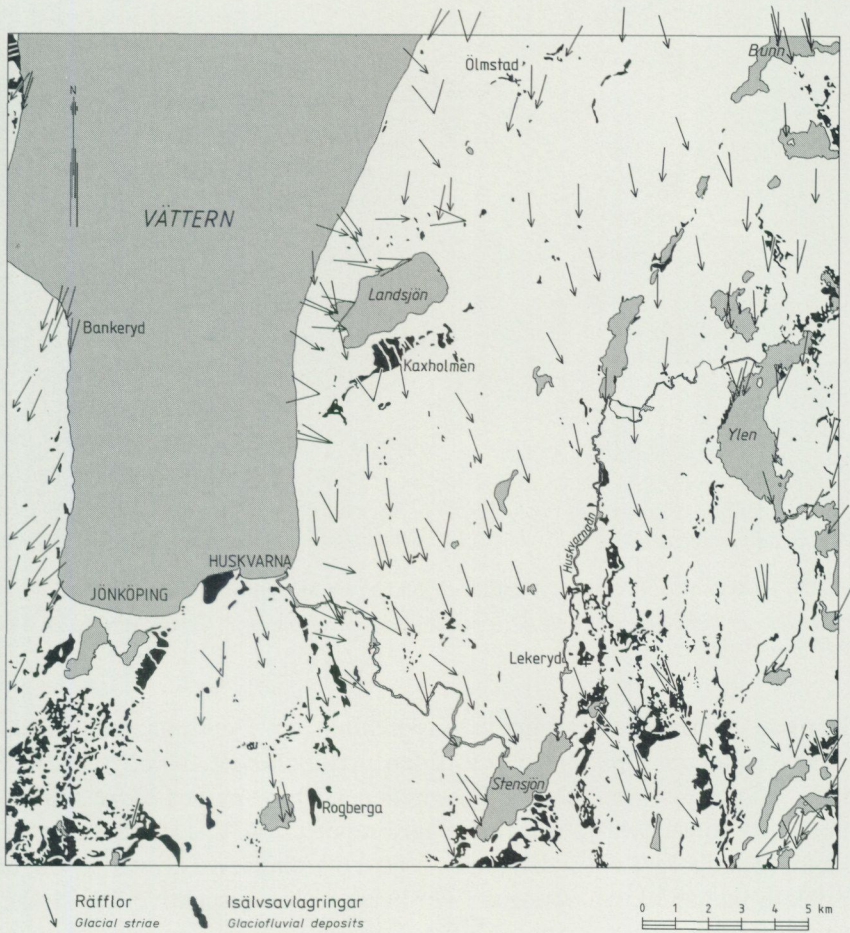


Fig. 3. Räfflor och isälvsavlagringar inom kartområdet.

Glacial striae and glaciofluvial deposits in the map area.

(yngst). På två fassettytor i läglage finns några grova samt ett flertal fina räfflor, på den ena fassettytan i N20°V, på den andra i N5°V (äldst).

2. 800 m NNO om Gissebo (2b). Räfflor i N65°V och S70°V. Räfflorna i S70°V är vanligast. De är tydligast utbildade och förmodligen yngst.

Räffelobservationer i området mellan Egna hem och Jöransberg (gränsen mellan 1b och 1c) i N70–80°V vittnar om en lokal dalglaciation i Hus-

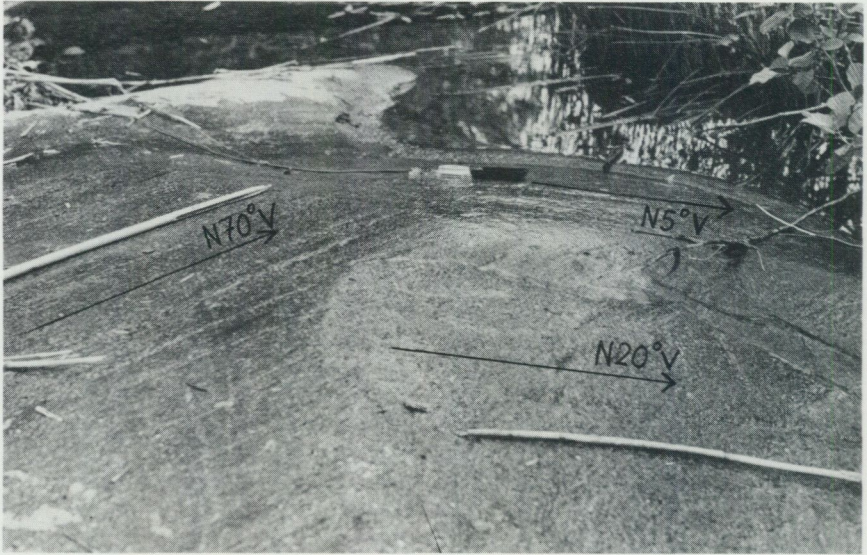


Fig. 4. Hällyta med tre system av räfflor. 1 km SV om Sjöberg (3b) i Landsjödalen.

Glacial striae from three distinctly different directions occurring on a glaciated rock knob. 1 km SW of Sjöberg (3b).

kvarnadalen under slutskedet av isavsmältningen. Detsamma gäller i dalstråket söder om Jönköping på västsidan av Bondberget, där på framschaktade hälltytor 700 m NO om Duvekullen (1b) grova och äldre räfflor i nord-syd korsar tydliga och fina, yngre repor i $N40^\circ V$. Det högt uppstickande Bondberget vid sydändan av Vättern kom därvid att verka som en isdelare mellan aktiva istungor i Huskvarnadalen respektive i dalstråket söder om Jönköping.

Inom den sydostligaste delen av kartområdet har räffelriktningar från såväl NNO och NO som NNV och NV observerats. På lokaler med korsande räfflor har i regel de från NNV och NV visat sig vara yngst, men på flera lokaler är förhållandet det omvända, räfflorna från NNO och NO är där yngst. Ser man till grusåsarnas sträckning i området så är dessa orienterade i såväl den ena som den andra räffelriktningen, varför det är troligt att de två skilda isrörelserna har samverkat i området och att de är i stort likåldriga.

Förekomsten av sedimentartade moräner, dubbla moräner och morän-täckta sediment inom delar av kartområdet visar att området genomgått ett

komplikerat avsmältningsförlopp med fram- och tillbakaryckningar av iskanten. Framför allt gäller detta områdena närmast Vättern och dalstråken söder om Vättern. Råfflorna, liksom jordlagerföljderna tyder på att isen i Vättersänkan dynamiskt sett varit mycket aktiv, och området har blivit utsatt för flera isframstötter. Dessa har ej nödvändigtvis haft med klimatförändringar att göra utan kan också bero på den djupa och långsträckta Vättersänkans viktiga roll för isens dynamik i området, där små tryckförändringar långt in från iskanten kan ha fortplantat sig till Vättersänkans södra del. Att utifrån råfflorna i detalj få fram detta avsmältningsförlopp är ej möjligt. Jordlagerföljderna visar emellertid att den utpräglade dalglaciationen i Landsjäodalen, Huskvarnadalen och Jönköpingsdalen troligen har att göra med en framryckningsfas efter att isen i stort sett varit avsmält i området (se även s. 140).

Morän

Morän är den dominerande jordarten inom kartområdet. Den är i regel avsatt direkt på berggrunden, men framför allt i anslutning till Vättersänkan och dess förlängning söderut samt i Landsjäodalen uppträder morän även som utbredda och mäktiga lager på isälv- och issjösediment. Morän på isälvssediment har fått en särskild beteckning på jordartskartan i de fall moränen utgör ytlagret. I de områden inom kartbladet, där sådana moränlager förekommer, täcks moränen emellertid i allmänhet av lager med yngre sediment. I dessa fall har skärningar som visar morän på sediment blivit särskilt markerade. Där sådana lagerföljder dokumenterats vid borrhningar finns några av dessa redovisade i kartans mäktighetsuppgifter.

Mäktighet

Om man bortser ifrån de mer markerade dalstråken inom kartområdet är förekomsten av berg i dagen tämligen stor, och moränmäktigheten är i regel liten, högst någon eller några meter. I dalstråk och i de fall egna ytformer hos moränen uppträder är mäktigheten betydligt större. Några exempel skall nämnas. Vid Ängen (0b) har moränens mäktighet vid brunnsborrning uppgivits till 8 m, vid Brunnstorp (1c) till 6 m, i Kaxholmens östra del till 7 m och vid gården 600 m VSV om Hunseberg (4d) till 7 m. Ett särskilt kapitel utgör moränmäktigheterna i anslutning till Vättersänkan och dess förlängning söderut. Här förekommer anmärkningsvärt stora jorddjup (se s. 149 och fig. 48), bl.a. har vid borrning i området för det

gamla reningsverket norr om Rocksjön (1a) uppmätts Sveriges hittills med säkerhet största kända jorddjup, 195.5 m (Lindqvist 1940). I vilken omfattning lagerföljden inom dessa delar av kartområdet med extremt stora jorddjup består av morän är dock i stort sett okänt. Att döma av de borrhningar, som kunnat följas under den tid kartläggningen pågått, är lagerföljden mycket komplex och består av morän i växellagring med issjö- och isälvsediment. Rena sediment tycks dock dominera i sänkornas centrala delar, medan åt sidorna morän blir alltmer dominerande i lagerföljden.

Ytformer

Moränen är i regel avsatt som ett utjämnande täcke på underliggande berggrund och saknar då väl framträdande egna ytformer. En viss drumlinisering förekommer inom stora delar av kartområdet i det att moräntäcket ofta har en markant större utbredning och mäktighet på läsidan av uppstickande bergområden och bergklackar. Däremot är tydliga drumlinier sällsynta. Sådana har endast påträffats i trakten av Ubbarp, väster om Stensjön (0c). Drumlinerna är troligen uppbyggda kring en kärna av berg, och deras utsträckning sammanfaller väl med den i trakten genom isräfflor registrerade isrörelseriktningen.

Typiska dödisformer av morän är vanliga inom kartområdets östra del, där oregelbundet riktade och ofta skarpt brutna ryggar och kullar utgör ett frekvent och tydligt inslag i landskapet. Ryggarna och kullarna bildar ett småkulligt moränlandskap. Förekomster av morän med dödis morfologi finns huvudsakligen i de områden där moränen ytmässigt har stor utbredning och där frekvensen av berg i dagen är låg, dvs. i områdena öster om dalstråket mellan Stensjön (0d) och Ramsjön (3d; se även fig. 47). De enskilda dödisryggarna är ofta skarpt brutna och har en något högre frekvens av block i ytan än omgivande moränmark. Vid skärningar i ryggarna iakttas en löst packad morän med ett rikligt innehåll av linser av vattensorterade sediment, vilket visar att smältvatten från isen i betydande omfattning deltagit vid avsättningen av denna typ av morän.

Exempel på områden där dödisryggar av morän är speciellt vanliga och väl utbildade finns mellan Österängen och Eskilstorp (0d), vid Ö. Höreda (0e), mellan Åby och Hestra (1e), vid Rönjane (1d) och Koménsögölen (1d), väster om Lunnagården (1d), vid och söder om Roestorp (2d), mellan Svarttorp (2d) och Hult (2e; fig. 5), vid Rydslund (2e) och Källeryd (3e). I dessa områden förekommer ryggar av en sådan längd och höjd att de blivit



Fig. 5. Del av området med dödismorfologi mellan Svarttorp och Hult (3e).

Part of the dead-ice landscape at Svarttorp and Hult (3e).

särskilt markerade på kartan. Den högsta och mest markerade enskilda moränryggen finns vid kartområdesgränsen strax väster om Storsjön (0e). Flera av ovan nämnda områden har förutom moränryggar och moränkullar även tvärs- och längsgående åsar samt oregelbundet riktade ryggar och kullar uppbyggda av isälvsediment, varvid det har bildats kamesliknande landskap. Goda exempel härpå finns söder om Österängen (0d), vid Ö. Höreda (0e) samt vid Källeryd (3e).

Inga typiska ändmoräner har påträffats inom kartområdet. Den svagt välvda moränackumulationen 500 m SV om Öggestorps kyrka (gränsen mellan 0c och 0d), utsträckt i riktning NO-SV, är dock sannolikt avsatt parallellt med en aktiv isfront (se s. 140). I Öggestorpstraken finns för övrigt ett för kartområdet särpräglat moränområde, beläget öster och SO om Ulvsnäs (0d). Moränytorna inom detta område är i stort sett helt plana, dock med en viss terrassering åt NV mot Ulvsnäs. Bergblottningar saknas helt. Moränområdets planhet samt avsaknaden av bergblottningar betingas sannolikt av att underliggande berggrund är sedimentär, bestående av Visingsösandsten, som finns blottad strax norrut i trakten av Vik. Terrasseringsringen av moränytorna blir ännu mer uttalad åt Öggestorp till. Den kan

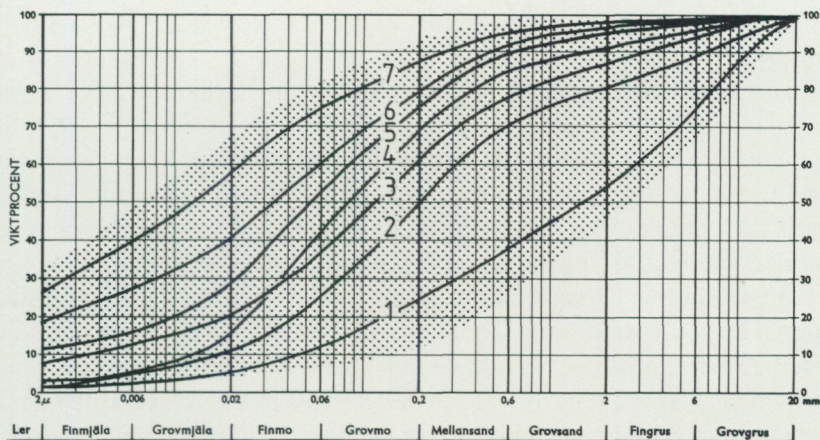


Fig. 7. Inom kartområdet finns moräntyper vars kornstorlekskurvor faller inom ett mycket brett register (rastrerad yta). Heldragna kurvor visar medelkurvorna för de analyserade proverna av varje moräntyp. – 1: Grusig-sandig morän (17 prover). 2: Sandig-moig morän (35). 3: Lerig sandig-moig morän (54). 4: Moig morän (2). 5: Lerig-moig morän (16). 6: Morängrovlera (18). 7: Moränfinlera (8).

The grain-size distribution of the till samples (dotted area). The continuous curves show the average curves of the different till types which occur within the map area. – 1: Gravelly till (17 samples). 2: Sandy till (35). 3: Clayey sandy till (54). 4: Silty to fine sandy till (2). 5: Clayey silty to fine sandy till (16). 6: Light clay till (18). 7: Heavy clay till (8).

ningen i fingrusfraktionen samt halten av lermineral. Flertalet av dessa analyser finns redovisade i tabell 1.

Inom kartområdet finns ett ovanligt stort antal moräntyper representerade, vilka kornstorleksmässigt varierar inom ett brett register (fig. 6.) Följande moräntyper har befunnits ha en karteringsbar utbredning: grusig-sandig morän, sandig-moig morän, lerig sandig-moig morän, moig morän, lerig moig morän, morängrovlera samt moränfinlera. Medelkurvorna för de analyserade proverna av varje moräntyp framgår av fig. 7. Morängrovlera och moränfinlera har på kartan sammanslagits under beteckningen moränlera.

Den starkt varierande sammansättningen av kartområdets morän har dels att göra med berggrundsförhållandena i området (se s. 21), dels med de isframstötter som förekommit i Vättersänkan under avsmältningssfasen, varvid bildades moräner som helt eller delvis har sitt ursprung i tidigare avsatta sediment. Dessa sedimentmoräntyper, som huvudsakligen förekommer i anslutning till Vättersänkan och dess sydliga förlängning,

behandlas senare i detta avsnitt. Först beskrivs kartområdets mer normala moräntyper.

I urbergsområdena öster om Vätterförkastningen liksom inom högre belägna områden söder och väster om Vättern är sandig-moig och lerig sandig-moig morän helt dominerande. Provtagningen och analyserna av morän visar en övervikt av lerig sandig-moig morän (proverna 34–65 i tabell 1). Detta kan synas förvånande med tanke på att den lokala berggrunden i huvudsak utgörs av urberg som normalt ger upphov till föga lerhaltiga moräner. Som senare närmare skall behandlas (s. 39) och som framgår av fig. 13 är moränen inom området i huvudsak långtransporterad eftersom den innehåller betydande mängder av Visningsögruppens sedimentära bergarter. Detta är troligen den främsta orsaken till den allmänna förekomsten av en så lerhaltig morän i området. Bidragande är troligen även den starka förskiffring som urberget sträckvis uppvisar inom området, där det förskiffrade urberget i sig kan ge upphov till lerhaltiga moräntyper. I vissa fall är även den höga lerhalten beroende av vittringen, som inom vissa områden varit djupgående och givit upphov till en anrikning av lermineral i moränen.

En speciellt hög lerhalt har moränen konstaterats ha inom ett stort sammanhängande område öster och SO om sjöarna Kåven och Ylen (2d, 2e, 3d och 3e). Nio moränprover från detta område visar lerhalter mellan 13 och 18 %, dvs. moränen har i några fall t.o.m. moränleresammansättning. Moränleran förekommer emellertid ej inom mer utbredda partier av detta område och har ej utskilts från den allt dominerande lerigt sandig-moiga moränen. Morän med en lerhalt över 12 % och i vissa fall moränlera förekommer även i spridda, små områden, såsom söder om Tornarp (0d), NV om Ebbarp (0d), mellan Aplakulla och Kviarp (0e), vid Äskemålen (1c), SV om Bösarp (1e), vid Visjön (2c), norr om Flättinge (4d) och runt Brötjemark (4d). I området söder om Tornarp (0d) och mellan Aplakulla och Kviarp (0e) har moränleran befunnits ha en sådan utbredning att den kunnat kartläggas.

Moig morän har påträffats i några områden söder och norr om Vik (0d) liksom i trakten av St. Kullen (0d).

Grusig-sandig morän med karteringsbar utbredning och mäktighet finns huvudsakligen inom östra delen av kartområdet, där dödisformer av morän är vanliga. Företrädesvis har områden med grusig-sandig morän påträffats i anslutning till stråk med isälvs sediment, där samtidigt isen avsmält som en dödis. Vanligen är den grova moräntypen avsatt i kullar och ryggar som

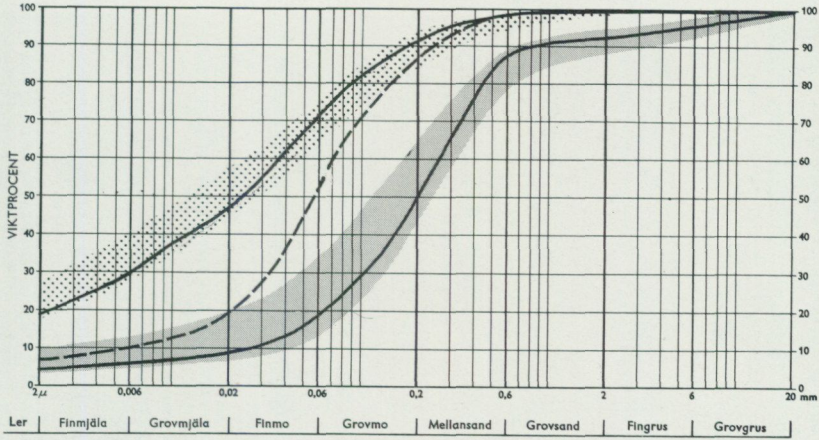


Fig. 8. Kornstorleksfördelningen hos några av kartområdets sedimentmoräntyper. Prickad yta visar fördelningen i 5 prover av den s.k. Rosenlundsmoränen, heldragen kurva en typkurva för denna moräntyp. Rastredad yta representerar 12 prover av en grovkornig sedimentmorän med ursprung i isälvsediment, heldragen kurva en typkurva för denna moräntyp i Bankerydsområdet. Den streckade kurvan visar typkurvan för moräntypen i Ekhagen- och Ryhovsområdena i Jönköping.

The grain-size distribution of some sediment-derived tills from the map area. Dotted area represents 5 samples of the so-called Rosenlund till, the continuous curve a typical curve for this till type. Shaded area represents 12 samples of a coarse-grained sediment-derived till, the continuous curve a typical curve for this till type in the area of Bankeryd. The sectioned curve shows a typical curve for the till type in the areas of Ekhagen and Ryhov in the neighbourhood of Jönköping.

utgör dödiformer av morän. Sådana områden finns i ett stråk mellan Storsjön och Ö. Höreda (0e), i ett stråk mellan Lekeryd (1d) och Skogslund (2d), mellan Rönnebacken och Bubbarp (1e), vid St. gölen (2e) samt väster och SV om Frännarp (3e).

I anslutning till Vättern och dalstråken söder därom liksom i västligaste delen av Landsjödalen är moränerna till såväl struktur som kornstorleksfördelning av speciell karaktär i det att de helt eller till stora delar bildats vid isframstöt. Utgångsmaterialet till moränerna har varit tidigare avsatt morän men framför allt sorterade sediment. Vid isframstötarna har det bildats morän med en kornstorleksfördelning som nära sammanfaller med ursprungsmaterialets (fig. 8). Alla övergångsformer från av isen endast veckade och tillstökade sediment (fig. 9 och 11) till helt homogena, block- och stenfria moräner (fig. 10) finns. Några typer beskrivs närmare i det följande.

En sedimentmoräntyp, som visat sig ha en regional utbredning i områ-



Fig. 9. Moräniserat grovt isälvs-material. Byggschakt 900 m väster om Vapenvallen (1b).
Till derived from coarse glaciofluvial sediments. In a section 900 m west of Vapenvallen (1b).

det, utgörs av moränlera av en homogen och mycket speciell sammansättning (proverna 84–87 samt 97 i tabell 1, se även fig. 8 och 10). Denna moräntyp, i fortsättningen benämnd "Rosenlundsmorän" (Waldemarsson 1983), går endast undantagsvis i dagen. Den påträffas som lager under senare avsatta sediment och moräner. Den för studier bästa blottningen av Rosenlundsmorän finns i Rosenlunds bankar (1b), men den kan även iaktas i skärningar längs ån norr om Bråneryd (1b) i Huskvarna samt i Vätterns brinkar norr om Brunstorp (2b), vid Vilhelmsro (2a) och Vidablick (3a). Utöver dessa lokaler har Rosenlundsmorän under de år som karteringsarbetet pågått iakttagits och studerats i ett flertal byggschakt, bl.a. vid skolan 900 m väster om Vapenvallen (1b), vid sjukhusbygget i Ryhov (1a), vid Stommen (0a) samt vid Tokarp (0a).

Rosenlundsmoränen karaktäriseras av en nära nog total avsaknad av block och stenar och av endast spridda strökorn av grus i en dominerande finmoig, mjälilig och lerig mellanmassa (fig. 10). Andelen material finare än sand utgör 90 % (fig. 8). Lerhalten varierar mellan 18 och 27 %. Moränen är alltid mycket hårt packad och har alltså sannolikt varit utsatt för ett

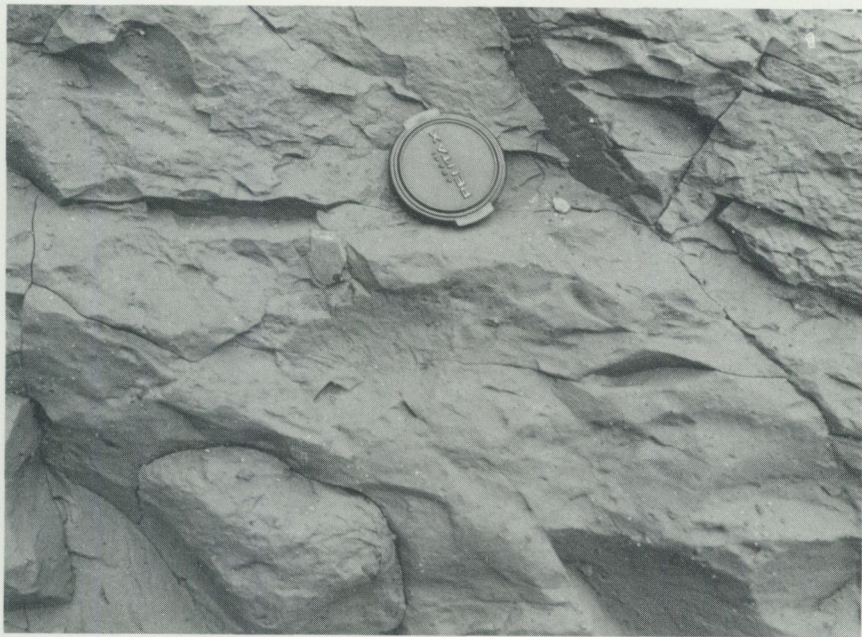


Fig. 10. Närbild av Rosenlundsmoränen. Rosenlunds bankar.

A close-up view of the Rosenlund till. The Rosenlund formation.

betydande tryck av isen före avsättningen. Detta framgår bäst på lokalen Vilhelmsro (2a), där den uppvisar mycket tydlig presstruktur. Moräntypen observerades redan vid karteringsarbetet för den gamla geologiska kartan, och för att ytterligare belysa dess karaktär kan som kuriosum citeras Harald Hedströms dagboksanteckningar från slutet av 1800-talet och hans funderingar över jordartens bildningssätt då han studerade moräntypen i Rosenlunds bankar: "Och så kommer den der *leran* som är så besynnerlig. Det är inte en typisk krossgruslera, den är något kort, dvs. en icke seg och plastisk lera, så har den öfverallt små, runda stenar, vanligen af ärtors och bruna böners storlek, mera sällsynt äggstora, (en med repor träffades) – inte är det heller en typisk hvitålera såsom N om Landskrona och på Hven, utan det blir något midtemellan". Beskrivningen är mycket träffande.

Utifrån spridningen av de observerade lokalerna med Rosenlundsmorän kan man sluta sig till att den har en regional utbredning i anslutning till Vättersänkan. Den har ej i något fall observerats vara avsatt direkt på berggrunden, utan den vilar på tidigare avsatta sediment.

En annan karaktäristisk men grövre sedimentmorän finns på ett flertal ställen i anslutning till Vättern (proverna 14, 19, 20, 27, 28, 31, 40, 42, 49, 50 och 62 i tabell 1). Halten av block, sten och grus är låg i denna morän. Den domineras helt av mellansand och grovmo, som visar halter mellan 70 och 80 % (fig. 8). Moräntypen har därvid en kornstorleksfördelning som nära ansluter till ett mellansand- och grovmodominerat sediment, och det har vid karteringen varit vissa problem att endast medelst sticksondering skilja denna moräntyp från ett sediment med samma kornstorleksfördelning. Genom iakttagelser i provgropar och skärningar står jordartens rätta genes dock klar. Den saknar skiktning, och gruspartiklarna liksom de mindre vanliga stenarna och blocken ligger regellöst i mellanmassan. Moräntypen har en huvudsaklig utbredning i dagen i Munkaskogsområdet (4a), i sluttningarna vid Bankeryd (3a) samt inom begränsade områden mellan Granbäck (2a) och Bymarken (1a). Mindre områden med en helt snarlik moräntyp har även påträffats i Huskvarnaområdet mellan Vättersnäs och Bråneryd (1b) samt söder om Hyltan (0b). Sträckvis i främst Munkaskogs- och Bankerydsområdena har denna grova sedimentmorän konstaterats vara avsatt direkt på berggrunden, medan den annars i flera fall har befunnits vila på lager av isälvssediment.

En mindre karaktäristisk moräntyp av sedimentkaraktär än de ovan beskrivna utgör lerig moig morän (proverna 68–79 i tabell 1), som i ytan är den mest utbredda moräntypen i anslutning till Vättersänkan. En typkurva för denna morän i dess mest moiga form visas i fig. 8, representerande moräntypen i Ryhov-Ekhagenområdet (1b). Den har mycket höga halter av finmo och grovmo samt en tämligen varierande lerhalt. I några områden, främst längs de s.k. rasterna norr om Huskvarna, dvs. hyllan nedanför förkastningsbranten, och fläckvis mellan Bymarken (1a) och Trånghalla (2a), har den leriga moiga moränen en kornstorleksfördelning som nära ansluter till den tidigare beskrivna mellansand- och grovmodominerade moräntypen med huvudutbredning i Bankerydsområdet. Skillnaden är en mindre förskjutning av kornstorlekskurvan åt det moiga hållet. Kornstorleksmässiga övergångsformer mellan de två moräntyperna i deras mest typiska form är med andra ord vanliga i området. Moräntypen har iakttagits vila direkt på berggrunden men även på tidigare avsatta sediment.

En annan vanlig moräntyp i anslutning till Vättersänkan utgör moränlera med en lerhalt som i flertalet analyserade prover (proverna 94–100 i tabell 1) överstiger 25 %, dvs. det är moränfinlera. Denna har en huvudsaklig utbredning på låga nivåer i de västra, norra och östra sluttningarna av

Bondberget (1b), men förekommer även inom mindre områden i trakten av Björneberg, Brunnsbo, Eklundshov (2a), Bankeryd (3a) samt i trakten av Rudu och Ed (2b). Moräntypen skiljer sig i kornstorleksfördelningen ej nämnvärt från den i Rosenlundsmoränen (se ovan). Skillnaden är en något högre lerhalt och en större andel block, sten och grus i moränfinleran. I något fall tyder dock kornstorleksfördelningen liksom moränens bergartsinnehåll (se s. 43) på att det kan vara just Rosenlundsmorän som går i dagen inom något eller delar av de områden vilka karterats som moränlera. Liksom de senast beskrivna sedimentmoräntyperna påträffas moränfinleran såväl på äldre sediment som direkt på berggrunden.

I samtliga ovan beskrivna moräntyper i anslutning till Vättersänkan, har tidigare avsatta sediment i stor utsträckning bidragit till moränens sammanställning. Förutom de till sitt bildningsätt helt klara moränerna, finns i området även många exempel på övergångsjordarter mellan sediment och morän. Sådana övergångsjordarter har iakttagits på flera lokaler, bl.a. i tillfälliga schakt i Tokarp (0a), i området mellan Stommen och Lockebo (0a) och inom området med glacial lera söder om Rosenlund (1b). På dessa ställen finns varvig lera som till delar moräniserats. De enskilda sommar- och vinterskikten kan fortfarande urskiljas men de ligger helt regellöst ordnade (fig. 11). Liknande övergångsjordarter bestående av endast delvis moräniserade moiga issjösediment eller grova isälvsediment har även iakttagits i några schakt och i Vätterns strandbrinkar. Exempel på hur isen vid sina framstötter endast förskjutit sedimenten så att dessa nu ligger med sina lager veckade och uppskjutna på de opåverkade sedimenten har även iakttagits, bl.a. i den norra delen av Råslätt (0a), i Rosenlunds bankar samt i strandbrinkarna vid Vilhelmsro (2a).

Moränens blockhalt i ytan framgår av jordartskartan. I områdena närmast Vättersänkan och dess förlängning dominerar blockfattiga ytor, vilka i stort sammanfaller med sedimentmoränernas utbredning. I övrigt inom kartområdet dominerar normalblockiga ytor. Områden med hög blockhalt i ytan påträffas i mycket begränsad omfattning inom den sydöstra och östra delen av kartområdet, där ytor med såväl storblockig som blockrik morän är knutna huvudsakligen till branta sluttningar, exempelvis väster om Torp (0c) och väster om Tornarp (0d). Detsamma gäller för sluttningarna i dalstråket mellan Ramsjön (3d) och Bunn (4e), där dock blockrikedomen på vissa ytor synes bero på en sekundär anrikning orsakad av strömmande vatten. Väster om Hägghult (1e) finns mindre ytor med storblockig morän i anslutning till dödisformer.



Fig. 11. Moräniserad varvig lera. Byggschakt vid Tokarp (0a).

Till derived from varved clay. In a section at Tokarp (0a).

Moränskärningar visar i flera fall att moränens blockhalt i ytan avspeglar blockhalten inne i moränen. Morän med blockfattig yta har i regel en låg inre block- och stenhalt medan morän med storblockig och blockrik yta ofta har en hög inre block- och stenhalt (fig. 12).

Moränytor under högsta kustlinjen (HK; s. 133), förekommer endast närmast Vättern. På några av dessa moränytor under HK är svallningen ej märkbar, men i flertalet moränsluttningar exponerade mot Vättern har påverkan varit så kraftig att ytlagret av morän har en märkbart grövre sammansättning. Ibland är ytlagret fullständigt omarbetat till svallgrus, varvid i flera fall svallgruset fått en sådan utbredning och mäktighet att det kunnat kartläggas. I de delar inom kartområdet där isdämda sjöar förekommit (s. 133) har endast helt lokalt en tydlig svallpåverkan iakttagits.

Bergartsinnehåll och kemi. I Vättersänkan, Landsjädalen samt i anslutning till Stensjön (0d) anstår Visingsögruppens sedimentära berggrund i fast klyft (fig. 2). Bergarterna består huvudsakligen av sandsten, mosten och skiffer och är i vissa delar av lagerserien kalcit- och dolomithaltiga. I syfte att klargöra spridningen av främst Visingsöbergarterna ifrån de fasta klyf-



Fig. 12. Morän med hög blockhalt. 300 m öster om Bösarp (1e).

Till with high frequency of boulders. 300 m east of Bösarp (1e).

ten har den procentuella fördelningen av olika sedimentära bergarter liksom urberg bestämts i ett antal moränprovers grusfraktion (se fig. 13 samt tabell 1).

Moränen inom hela kartområdet har nästan utan undantag höga halter av Visingsöbergarter i fingrusfraktionen. Halterna är högst i moränerna närmast Vättern. Där utgör andelen Visingsöbergarter i moränens fingrusfraktion i regel 50 till 75 %, men ända så långt bort som i den ostligaste och sydostligaste delen av kartområdet uppgår halten av Visingsöbergarter i flertalet moränprover till mer än 20 % och i några speciellt finkorniga moräntyper till mer än 60 %. Av detta framgår att materialet i kartområdets moräner i stor omfattning är långtransporterat. Den vid karteringen erhållna bilden av Visingsöbergarternas stora spridning inom kartområdets morän sammanfaller i stora drag med den bild som Gillberg (1965) erhöill i sin undersökning.

Analyserna visar att av de olika bergarterna i Visingsögruppen har såväl skifferar och mostenar som sandstenar bidragit till moränen i ungefär lika hög grad, men i vissa områden ingår mera sandstenar och i andra mera skifferar och mostenar.

Analyserna visar i flertalet fall ett klart samband mellan moränens kornstorleksfördelning och bergartsinnehållet i moränen (fig. 14). Moräner inom

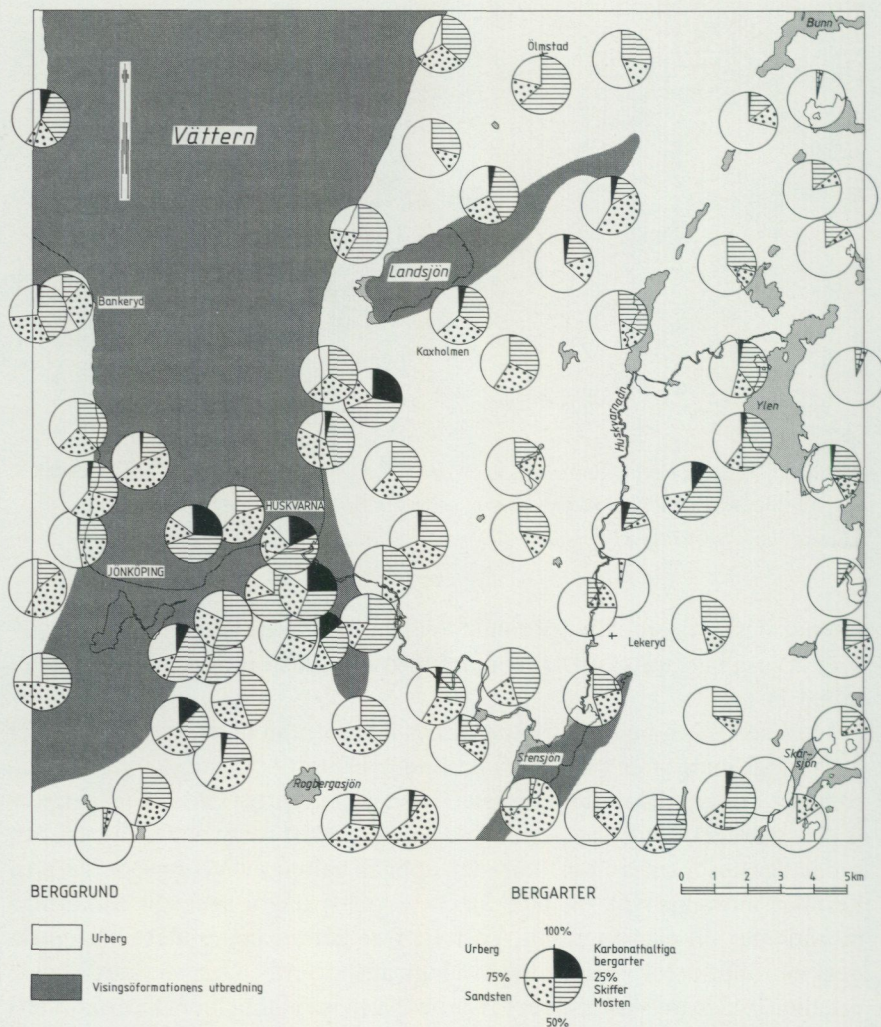


Fig. 13. Fördelningen av urberg, sandsten, skiffer/mosten och karbonathaltiga bergarter i moränens fingrfraktion.

The occurrence of Precambrian metamorphic rocks, sandstone, shale/siltstone and rocks with a carbonate content in the fine gravel fraction of till. The shaded areas show the distribution of the Visingsö formation. Legend: Urberg = Precambrian metamorphic rocks; Sandsten = Sandstone; Skiffer/Mosten = Shale/Siltstone; Karbonathaltiga bergarter = Rocks with a carbonate content.

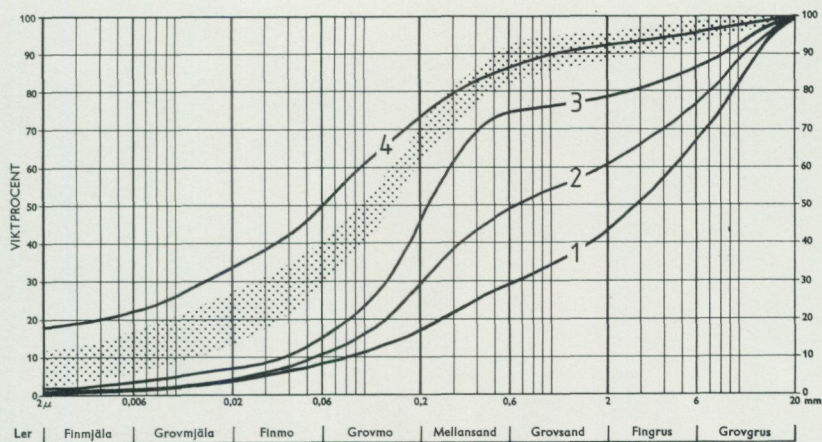


Fig. 14. Exempel på sambandet mellan moränens kornstorleksfördelning och bergartsinnehållet i fingrusfraktionen. 1 visar en morän av 75% kvartsit, 2 en morän av 99% medelkornig granit, 3 en morän av 70% sandsten, 4 en morän av 54% skiffer/mosten. Rastrerad yta visar kornstorleksfördelningen i 6 moränprover med 40–50% sandsten.

Examples of the relationship between grain-size distribution and rock types in the fine gravel fraction of till. 1 shows a till of 75% quartzite, 2 a till of 99% medium-grained granite, 3 a till of 70% sandstone, 4 a till of 54% shale/siltstone. Shaded area shows the grain-size distribution of 6 till samples with 40–50% sandstone.

urbergsområdena med en lerhalt över 12% har samtliga en hög halt (30–50%) av mosten och skiffer i fingrusfraktionen. I vissa av dessa finkorniga moräner ingår även karbonathaltiga bergarter med en halt av någon eller några procent.

Moräner med hög halt av Visingsösandsten har en sand-grovmodominerad kornstorleksfördelning (se fig. 14). I trakten av Öggestorp (0d) finns lokala sandstensmoräner med en halt av upp till 70% Visingsösandsten i fingrusfraktionen. Kornstorlekskurvan för denna moräntyp (kurva 3 i fig. 14) visar på en utpräglad bimodal kornstorleksfördelning med förhöjda halter dels av grovgrus dels av mellansand och grovmo.

Orsaken till förekomsten av grov, dvs. grusig-sandig morän är som tidigare nämnts (s. 32) i vissa fall betingad av en betydande glacifluvial aktivitet, där en viss ursköljning av det finkornigaste moränmaterialet skett före och under moränavsättningen. I andra fall är sambandet mellan en grov sammansättning hos moränen och den lokala berggrunden uppenbar. Några sådana exempel skall nämnas.

1.2 km NO om Fridhem (0e). Se även Johansson och Enkell (1980), lokal

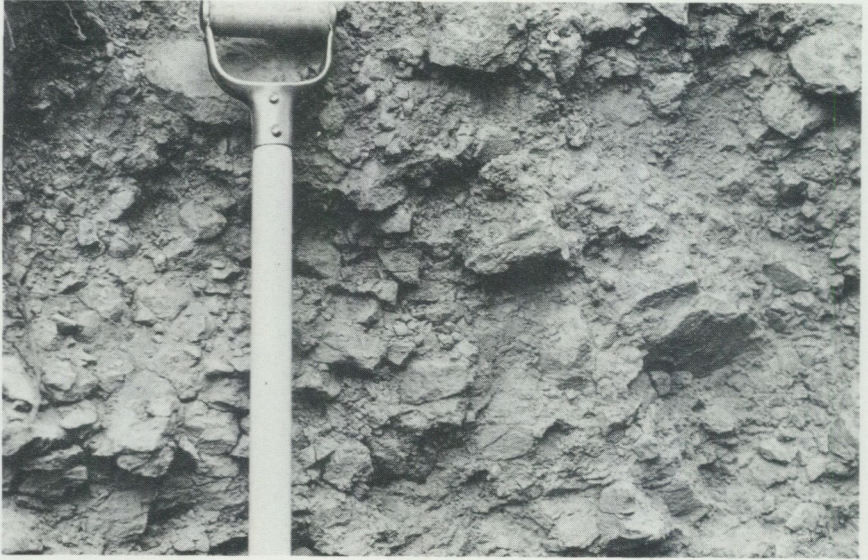


Fig. 15. Grusig-sandig morän med hög stenhalt, ytterst korttransporterad. 400 m SO om Roestorp (2d).

Gravelly till with a high frequency of stones, transported a very short distance. 400 m SE of Roestorp (2d).

Skärsjön. Grusig-sandig morän (fig. 14, kurva 1) avsatt i en rygg uppkommen vid dödisavsmältning. Den lokala berggrunden utgörs av kvartsit tillhörande de s.k. Almesåkrabergerterna (s. 23). Moränen är löst packad. Bergartsinnehållet i moränen domineras av kvartsit med halter i fingrusfraktionen på 75 %. Den höga halten kvartsit är den främsta orsaken till den grova, grusig-sandiga sammansättningen hos moränen. Bidragande är sannolikt även att moränen ligger i nära anslutning till ett stråk med isälvs sediment (Johansson och Enkell 1980).

400 m SO om Roestorp (2d). Område med grusig-sandig morän (fig. 14, kurva 2) bildad och avsatt vid dödisavsmältning. Den lokala berggrunden utgörs av röd, medelkornig Växjögranit. I ett mer än 4 m djupt schakt kunde en ytterst stenrik, grov morän iakttas (fig. 15). Denna är till mer än 99 % bildad av underliggande berggrund. På 3 m djup övergår moränen utan skarp gräns i krossat berg (rösberg) av mer än 1 m mäktighet. Rösberget går med lätthet att gräva i med grävmaskin. Lokalen visar på ett pedagogiskt sätt morän under tillblivelse. Moräntypen tycks av grävningar att döma vara representativ för hela området med grusig-sandig morän vid

Rosetorp. Även på andra ställen, såsom vid den sydligaste gården i Roes-torp, har schaktningar visat att moränen vilar på rösberg, där av ca 2 m mäktighet. Den främsta orsaken till moränens grova sammansättning i området är den rika tillgången på krossat och vittrat berg i kombination med en kort transportsträcka av moränmaterialen.

Rosenlundsmoränen (s. 34) är typisk inte endast i fråga om kornstorleksfördelning och utseende utan utmärks också av så hög halt av Visingsöbergarter som mellan 70 och 80 % i fingrusfraktionen. Karbonathalten ligger kring 4 %.

Karbonathaltiga bergarter ingår endast i något mindre än hälften av de från kartområdet analyserade moränproverna (se tabell 1), trots att sådana förekommer rikligt bland Visingsögruppens sedimentära bergarter. Orsaken kan vara att provtagningen i allmänhet ej skett på så stort djup att moränen varit opåverkad av urlakning. Eftersom den mesta moränen är belägen över högsta kustlinjen har den varit utsatt för urlakning ända sedan landisen för mer än 11 000 år sedan slutgiltigt drog sig tillbaka från området. Analyserna visar att moränen först på 2 till 3 m djup innehåller karbonathaltiga bergarter. De högsta halterna uppvisar prover som tagits av Rosenlundsmoränen.

Moränens karbonathalt i fraktioner mindre än 0.06 mm följer anmärkningsvärt nog ej alltid halten av karbonathaltiga bergarter i grusfraktionen. Flera prover har visat sig innehålla betydande mängder karbonathaltiga bergarter i grusfraktionen samtidigt som analyser av material mindre än 0.06 mm ej visar någon påvisbar halt. Förklaringen är delvis att ett analysfel uppkommit genom att karbonat härrörande från Visingsögruppens sedimentära berggrund i stor utsträckning utgörs av mineralet dolomit och ej kalcit. Genom en starkare bindning ger dolomit en fördröjd reaktion med saltsyra, vilket i förstone ej observerades vid test med HCl. Kompletterande analyser har därvid i flera fall visat en påvisbar karbonathalt även i material mindre än 0.06 mm. Det kan även vara så att prov i vissa fall har tagits på ett sådant djup att urlakningen är fullständig i finmaterialen medan det fortfarande finns karbonathaltiga bergarter kvar i de grövre fraktionerna. Som en sammanfattning kan sägas att den av markprocesserna opåverkade moränen i allmänhet är karbonathaltig inom kartområdet, men urlakningen av karbonater har nått betydande djup, i allmänhet mer än 2 m.

Halten av tunga mineral i moränen har undersökts i ett flertal moränprover genom bestämning av basmineralindex (s. 153). Inom kartområdet

varierar basmineralindex i stort mellan 4 och 30 (se tabell 1). Vanligen är det mellan 4 och 10 men med högre värden för framför allt de grova, grusig-sandiga moräntyperna.

Moränens magnetithalt ligger normalt mellan 0.1 till 0.6 % (se tabell 1), men når i enstaka prover av främst den grusig-sandiga moränen halter på bl.a. 6.1, 8.4 och 11.3 %. Detta har troligen att göra med mindre mineraliseringar i området där proverna är tagna.

På några moränprover har utförts lermineralogisk analys. I ett prov av lerig sandig-moig morän (prov 54 i tabell 1) från trakten av Svarttorp (2d) förekommer illit, klorit och kaolinit, med illit som klart dominerande lermineral. Analyserna visar även halter av dolomit och kalcit i moränen, med dolomit som klart dominerande bland karbonaterna. Lermineralogisk analys av ett prov av moränfinlera (prov 100 i tabell 1) från trakten av Vilhelmsro (2a) visar illit som klart dominerande lermineral. Övriga lermineral i provet är kaolinit, klorit, vermikulit och blandskiktmineral med svällande komponenter. Kaolinit överväger över klorit. Den höga halten vermikulit och blandskiktmineral tyder på en långt gående påverkan genom vittringsprocesser i moränen, vilket delvis kan vara orsaken till moränens höga lerhalt (32 %).

Moränens lagerföljd

Moränens lagerföljd har delvis redan berörts i det att de sedimentartade moränerna i anslutning till Vättersänkan beskrivits. Dessa sedimentmoräner vilar i regel på tidigare avsatta sediment och moräner, och det kan konstateras att flera olika generationer morän finns representerade i områdets lagerföljder. Dessa moräner har bildats och avsatts vid framryckningar av isen i Vättersänkan. De komplexa lagerföljderna med sedimentmoräner och rena sediment, dvs. den tredimensionella bilden av olika morängenerationers utbredning och lagringsförhållanden i området, är endast känd i vissa detaljer. Skärningar och borrhningar har endast bidragit till att belysa korta delar av den komplexa och mäktiga lagerföljden. Under kartläggningsarbetet har visserligen några borrhningar till fast berg följts och jordprover tagits, bl.a. vid borrhningen inom området för Arla-mejeriernas nybygge NV om Stommen (0a), där djupet till fast berg är 104 meter. De erhållna jordproverna är dock ej ostörda utan delvis kontaminerade med material från andra delar av lagerföljden. Osäkerheten har därmed varit betydande vid skiljandet av rena sediment från sedimentartade morä-

ner, och därför är lagerföljden ej till fullo klarlagd. En okulär besiktning av de uppspolade jordproverna liksom sjunkhastigheten i nämnda borrhning synes visa att sand och mo sannolikt dominerar mellan 10 och 15 m, 21 och 34 m samt 95 och 104 m. I de sedan grävda byggschakten bekräftades förekomsten av moränlager på 10 m djup. Denna morän utjordades av den s.k. Rosenlundsmoränen (s. 34).

Borrhningen för en energibrunn inom Husqvarna vapenfabriks område (1b) visar en jordmäktighet på 19 meter. Provtagningen med efterföljande jordartsanalyser visar en lagerföljd uppbyggd av tre generationer morän mellanlagrade av bäddar med sand- och grovmodominerade sediment. Den undre moränbädden utgörs av sandig-moig morän. Den mellersta moränbädden utgörs av en sedimentmorän med hög mo-, mjäla- och lerhalt och är sannolikt identisk med Rosenlundsmoränen. Denna finns för övrigt blottad i åbrinken söder om vapenfabriken. Moränen i ytan slutligen utgörs av lerig sandig-moig morän.

Längs Rosenlunds bankar ligger Rosenlundsmoränen avsatt i välvda bankar, i vilka de isälvar som senare avsatt isälvs- och issjösediment ovanpå moränen skurit ut strömrännor. Morän har även skjutits in i överlagrande sediment. Inom delar av Rosenlunds bankar pålagras isälvs- och issjösedimenten i sin tur av en yngre generation morän (fig. 16), huvudsakligen av lerig sandig-moig sammansättning (prov 40 i tabell 0) och karaktäristisk genom ett rikligt innehåll av rödaktig Visingsösandsten i block- och stenfraktionen. På den västra flanken av Rosenlunds bankar, såsom norr om Rosenlunds gård, utgörs den övre moränbädden av moränlera som avviker från Rosenlundsmoränen genom en högre sten- och grushalt.

I byggschakten inom Ryhovs sjukhusområde (1a) påträffades Rosenlundsmorän som den yngsta generationen morän, där den ligger avsatt i bankar med välvd, böljande överyta under sand (fig. 17). Borrhning och provtagning med SGU:s borrhbandvagn visar att lagret med Rosenlundsmorän är 18 m mäktigt och att det vilar på grovmodominerade sediment. Endast ett tunt lager äldre morän genomgicks innan borrhstopp mot berg erhöles på 25 m djup.

Lagerföljden i byggschakten vid skolan 900 m väster om Vapenvallen (1b) var även den komplex. I norra delen av schaktet var en sandig-moig sedimentmorän uppskjuten på lager av grusig isälvs-sand, vilken vilade på lager med Rosenlundsmorän. I den södra delen av schaktet saknades den yngre, sandig-moiga moränen och Rosenlundsmoränen är där den yngsta moränen.



Fig. 16. Moräntäckta isälvsediment inom ett parti av Rosenlunds bankar.
Section in the Rosenlund formation with glaciofluvial sediments covered by till.

Listan över lokaler med sedimentmoräner och intressanta moränlagerföljder kan göras lång. Genomgående belyser dessa lokaler enbart en liten del av den komplexa lagerföljden i området. De observerade sedimentmoränerna är så inhomogena till sin sammansättning vid jämförelse mellan olika lokaler att de svårligen låter sig parallelliseras med varandra. Utifrån spridningen av lokalerna där Rosenlundsmorän observerats, och utifrån denna moräntyps homogenitet, står det dock klart att denna för det första har en regional utbredning i området och för det andra utgör en stratigrafisk enhet. Moräntypens homogena sammansättning inom hela området torde visa på en genomgripande bearbetning av ursprungsmaterialet, sedimentet, och att moränen sålunda är bildad och avsatt vid en större isframstöt i Vättersänkan (se även s. 144).

Inom vissa områden helt nära Vättern kan det dessutom konstateras att det finns en ännu yngre morängeneration överst i lagerföljden. Denna yngre morän har en i motsats till Rosenlundsmoränen mycket inhomogen sammansättning, vilket torde visa på att den bildats vid en eller flera mindre isframstötter eller vid oscillationer av iskanten under den sista avsmältnings-

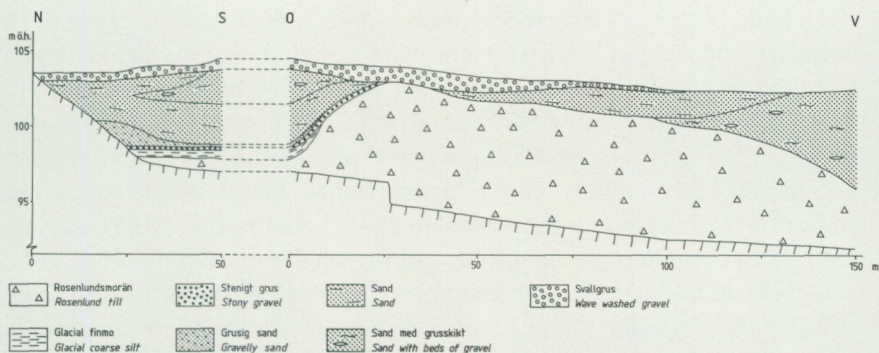


Fig. 17. Skiss över en skärning vid sjukhusbygget i Ryhov (1a), med en bank av Rosenlundsmorän under glaciofluviala och fluviala sediment.

One of the sections at Ryhov (1a) with layers of Rosenlund till below glaciofluvial and fluvial sediments.

fasen i området. Resultatet har blivit en morän som starkt påverkats av det lokala ursprungsmaterialet.

Under Rosenlundsmoränen har, genom brunnborrningen vid Stommen (s. 44), erhållits indikationer på ännu ett lager morän på sediment. Denna morän kan sannolikt vara likåldrig med någon av de sedimentmoräner som tidigare beskrivits (s. 36) och som går i dagen i mer marginella delar av Vättersänkan.

Även i den västligaste delen av Landsjödalen, främst i trakten av Kaxholmen (gränsen mellan 2c och 3c), har flera generationer morän samt moräntäckta sediment iakttagits. Sålunda är isälvsavlagringen vid Kaxholmen delvis pålagrad med morän, och i området utbreder sig på ett komplext sätt sedimentmoräner av varierande sammansättning. Moränlagerföljden i den västligaste delen av Landsjödalen, och det utvecklingsförlopp den bär vittnesmål om, avspeglar troligen delvis utvecklingen i Vättersänkan. Det har här genom avsaknaden av skärningar varit ännu svårare att parallellisera de olika moräntyperna och dra detaljerade slutsatser om isavsmältningförloppet utifrån detta. I stort kan det dock konstateras att området berörts av flera olika isframstötter eller oscillationer av iskanten.

Även i områden utanför Vättersänkan och Landsjödalen har lokaler med dubbla moräner och moräntäckta sediment påträffats (se fig. 47). Vid Svenstorp (1e) fanns vid karteringstillfället en 4 m hög skärning i morän. Denna visade två morän-generationer skilda åt av en horisont av huvudsakligen små block. Både den övre och den undre moränen (prov 47 respektive

48 i tabell 1) utgörs av lerig sandig-moig morän. Den övre moränen är dock betydligt finkornigare i det att sten- och grushalten är avsevärt lägre och lerhalten 5 procentenheter högre än i den undre moränen. Den övre moränen innehåller avsevärt högre halt av Visingsöbergarter (36 %) än den undre (11 %). Den övre är dessutom svagt karbonathaltig. Lokalen avspeglar sannolikt ett lokalt utvecklingsförlopp betingat av skilda isrörelser från NV och NO, som enligt räffelobservationer och åsarnas sträckning samverkat i detta område under slutskedet av isavsmältningen (se s. 26).

Dubbla moräner har även iakttagits i ett byggschakt 600 m SSV om Brötjemark (4d), där ett ca 1 m mäktigt lager av moränlera, utgörande moräniserad glacial lera, vilade på störda lager av varvig mo och mjåla med lerskikt, som i sin tur överlagrade hårt packad lerig sandig-moig morän. I samma område påträffades en likartad lagerföljd vid schaktningsarbeten 100 m söder om Hallagård (4d). Schaktet visade ett 2.1 m mäktigt lager av lerig sandig-moig morän (prov 64 i tabell 1) på lager av varvig lera med en varvtjocklek av 0.5–2 cm. Närmast den överlagrande moränen är varvigheten störd. Schaktet var endast grävt till ca 3 m djup, och någon undre morän påträffades ej.

Samtliga ovan beskrivna sedimentmoräner och lagerföljder har sannolikt bildats genom isframryckningar och oscillationer, som tidsmässigt tillhör deglaciationsfasen i området. Några säkra tecken på en avsevärt äldre morän, tillhörande en tidigare nedisning av området, har ej påträffats. Sannolikt finns dock förutsättningar för att avsevärt äldre moräner kan ha bevarats i de djupaste delarna av Vättersänkan. En borring med insamling av ostörda jordprover, t.ex. på den plats i Jönköping där djupet 195.5 m till fast berg uppmätts (se s. 151), står högt på önskelistan för att man skall kunna utreda denna och andra frågor som har med områdets ytterst intressanta deglaciationsförlopp att göra.

Isälvsavlagringar

Som framgår av jordartskartan finns huvuddelen av kartområdets isälvs-sediment inom de sydligaste delarna av Vättersänkan samt inom de sydöstra och östra delarna av kartområdet. Betydande mängder isälvs-sediment finns dessutom avsatta i trakten av Kaxholmen (3c) i Landsjödalen samt i Munkaskogsområdet (4a). I övriga områden är isälvsavlagringarna mer spridda och tämligen obetydliga till sin storlek.

Fig. 18 ger en översiktsbild av kartområdets isälvsavlagringar samt visar

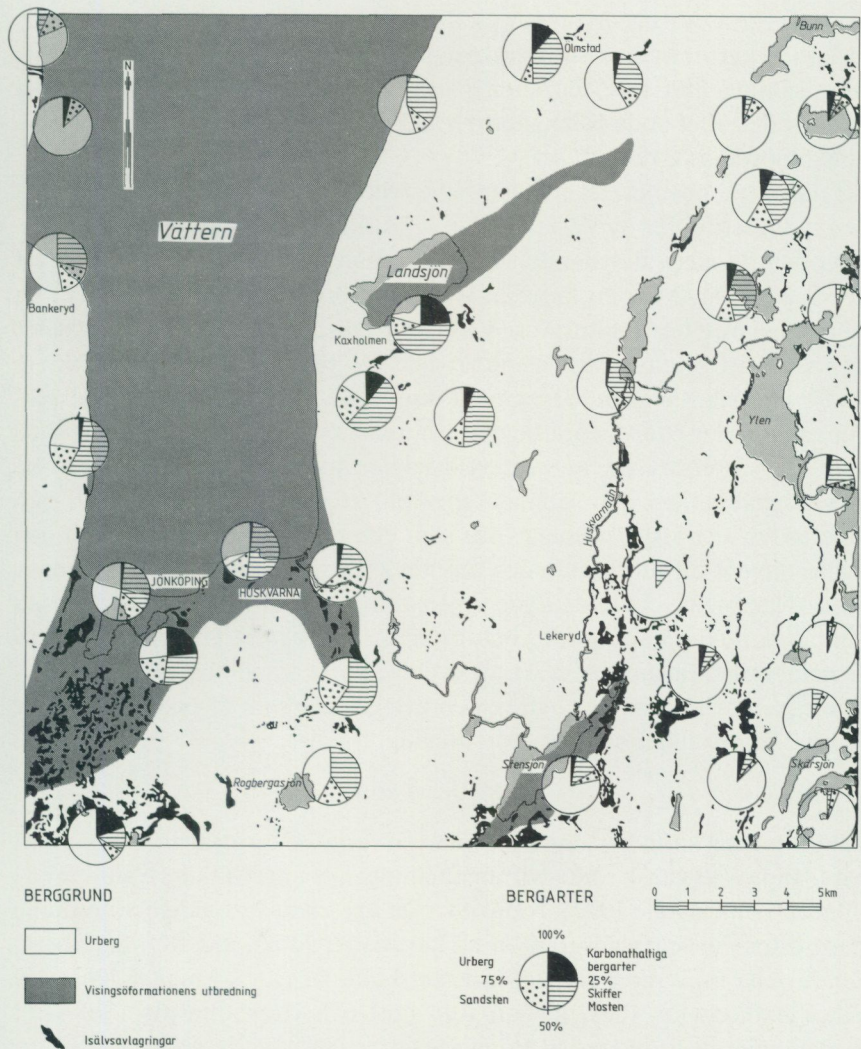


Fig. 18. Översiktssbild av isälsavlagringarna inom kartområdet. Cirklarna visar även fördelningen av urberg, sandsten, skiffer/mosten och karbonathaltiga bergarter i fingrusfraktionen i några av kartområdets isälsavlagringar.

The glaciofluvial deposits (black) in the map area. The circles show the distribution of Precambrian metamorphic rocks, sandstone, shale/siltstone and rocks with a carbonate content in the fine gravel fraction of some of the sediments. Legend: See Fig. 13.

spridningen av Visingsögruppens sedimentära bergarter i fingrusfraktionen i några av kartområdets isälvsavlagringar. Isälvsavlagringarna visar härvid i stort samma bild som moränen i det att Visingsöbergarter ingår med betydande halter ända så långt bort från Vättersänkan som inom kartområdets sydostligaste del.

I nedanstående beskrivning har huvudvikten lagts vid isälvsedimenten i den sydligaste delen av Vättersänkan samt vid de större enskilda avlagringarna och de mera betydande stråken av isälvsediment av det skälet att dessa avlagringar har ett betydande geologiskt intresse samt innehåller de största kvantiteterna naturgrus. Vissa små avlagringar har bedömts ha litet intresse från vetenskaplig synpunkt och för prospektering. De beskrivs därför ej särskilt ingående i texten. Liksom vad gäller moränen är isälvsedimenten, eller över huvud taget de vattensorterade sedimenten i anslutning till Vättersänkan, av mycket komplex natur i det att de bildar ett mosaikartat landskap av sediment med olika bildningssätt och åldrar, från rena isälvs- och issjösediment över sen- och postglaciala älsediment och svallsediment till subrecenta och recenta svämsediment. Det förekommer även avlagringar som bildats genom en samverkan av rent glacifluviala och samtida fluviatila processer och avlagringarnas rätta bildningssätt har i flertalet fall varit mycket svårt att utreda. Först behandlas de mera betydande och ej så komplexa stråk och avlagringar som är belägna utanför själva Vättersänkan och dess förlängning.

Nätarestträket

Längst i öster inom kartområdet finns en serie avlagringar som ingår i ett betydande isälvsstråk som givits benämningen Nätarestträket (Nätareåsen i Munthe och Gavelin 1907). Nätarestträket har sin huvudsakliga utbredning strax öster om kartbladsgränsen på kartbladet Jönköping SO, men betydande delar finns inom föreliggande kartblad, längst i SO mellan Norregöl och Finnerydssjön (0e), mellan Ryd (2e) och Härshultasjön (3e) samt mellan sjöarna Ruppen och Bunn (4e).

De enskilda avlagringar som ingår i Nätarestträket är av växlande natur, vilket tyder på mycket skiftande avsättningsmiljöer. I det sydöstra hörnet av kartområdet löper en utflackad till markerad ås norrut till Ribbingsnäs-sjön (0e). Vid sidan av åsen finns välvda fält med isälvsediment som utfyllnader i dalgången. Öster om Ribbingsnäs och Kvarnagölen är sedimenten avsatta i ryggar och kullar med en detaljmorfologi som uppkommit vid dödisavsmältning (fig. 19). Sedimenten i ytan av ryggarna är grova och



Fig. 19. Isälvs sediment i ytformer som bildats vid dödisavsmältning. Öster om Kvarnagölen (0e).

Glaciofluvial sediments in kames, formed among dead-ice masses. East of Kvarnagölen (0e).

består av småstenigt sandigt grus. Avlagringarna mellan Kvarnagölen och Finnerydssjön består närmast NO om Kvarnagölen av oregelbundet riktade, svagt välvda till markerade ryggar med grus. Centralt i avlagringen löper en markerad ås. Vid Finneryd är isälvs sedimenten delvis avsatta i ett delta, uppbyggt i en lokal issjö som dämms mellan de högre liggande partierna i SO och isen i NV (fig. 20). Deltats branta och flikiga sidor, liksom ytformerna i övrigt, tyder på närvaron av dödismassor i issjön, och deltat utgör därvid ett bra exempel på ett s.k. kamedelta (Waldemarsson 1983). Att döma av husbehovstäckter dominerar sand och grusig sand i avlagringarna vid Finneryd.

På sträckan norrut till Ryd (2e) befinner sig stråket i sin helhet på det angränsande kartbladet Jönköping SO med ett undantag, nämligen öster om Hjorteboån (1e), där ett ofullständigt uppbyggt delta av grus och sand berör kartområdet. Isälvs sedimenten överlagras av finmo som uppvisar varvighet. Vid Ryd (2e) bildar isälvs sedimenten utbredda fält mellan uppstickande hållar och morän. Grustag visar att sedimentmaktigheten är ringa. Grovt, stenigt sandigt grus dominerar. NO om Rydslund finns en ås till vilken ansluter två korta tväråsar. Åsen är endast ca 300 m lång.

Mellan St. Björkudden och Härshultasjön finns nästa sammanhängande och mer betydande del av stråket i form av flera upp till 10 m höga åsar som bryts av fält, där sedimenten är avsatta i oregelbundna ryggar och kullar. Ett vackert åsnätlandskap finns NO om St. Björkudden. I detta ingår två höga och välutbildade tväråsar. Den ena är belägen vid Biskopskullen, 600 m NNO om St. Björkudden. Att döma av husbehovstäckter är sedimenten i



Fig. 20. Deltat vid Finneryd (0e) med ett gammalt grustag.
The delta at Finneryd (0e) with an old gravel pit.

åsarna grova och består av tämligen dåligt sorterat, sandigt stenigt grus. I fälten dominerar välsorterad sand eller grusig sand.

Avlagringen 700 m SV om St. Björkudden ligger vid sidan av själva stråket. Denna avlagring är svagt välvd med en brant stupande sida åt väster. Den 10 m höga skärningen i grustaget visar en 1 m mäktig ytbädd av stenigt grus utan tydlig skiktning ovanpå välsorterad grovmo och sand, avsatt i konkordanta lager. Från huvudavlagringen sträcker sig en låg rygg med isälvssediment, vilken bildar en udde i sjön Ylen.

Avlagringarna vid Fivleryd och Härshultasjön (3e) består av fält med isälvssediment avsatta i låga kullar och ryggar. Fältet 500 m NNO om Fivleryd har karaktären av ett kamedelta i vilket finns ett flertal djupa dödisgropar, framför allt i den norra och östra delen. Små, grunda grustag visar grovmo till sandigt grus. SO om Lönnhemmet (3e) finns två korta men markerade åsar.

Mellan Härshultasjön (3e) och Ruppen (4e) går Nätarestråket fram inom området för kartbladet Jönköping SO. Inom åkermarken vid Rupphult (4e) ligger tämligen stora kvantiteter isälvssediment i stråket som välvda utfyllnader mellan uppstickande berg och morän. Ett gammalt grustag 500 m NNV om Rupphult har 10 m höga rasbranter av välsorterad grusig sand. Lager av glacial finmo, avsatt som ett varvigt sediment, överlagrar delvis isälvssedimenten vid Rupphult, vilket visar att issjödämning förekommit i området.

Vägen norrut till Tallebo går fram på en kort ås som övergår i välvda utfyllnader i dalstråket vid Tallebo. Sedimenten i ytan är genomgående välsorterad sand. 300 m NV om Tallebo bildar isälvsedimenten en plåtå längs den norra sidan av en djup sänka. Avlagringarna söder om Åkerslund är dalutfyllnader med partier som höjer sig i låga ryggar och kullar över omgivningen. Små grustag visar genomgående välsorterad sand och sandigt grus. Lager med glacial lera på isälvsedimenten visar att dessa, liksom de vid Rupphult, avsatts i en issjö.

I Nätarestråket finns betydande kvantiteter naturgrus. Inom området för kartbladet Jönköping SV är det främst avlagringarna vid Finneryd (0e), mellan St. Björkudden och Härshultasjön (3e) samt vid Rupphult (4e) som utgör potentiella resurser för områdets grusförsörjning. Övriga delar av stråket kan endast ha betydelse för tämligen lokala behov.

Höredastråken

Under benämningen Höredastråken har sammanförts samtliga tätt liggande stråk av isälvsavlagringar som från norr och söder strålar samman i de mycket stora fälten med isälvsediment vid Östra och Västra Höreda (fig. 21). Avlagringarna i dessa stråk visar ett intressant, ovanligt finmaskigt dräneringsmönster hos isälvarna, med tätt liggande huvudflöden, biflöden till dessa samt bifurkationer (överledning) mellan huvudflödena. Stråken med isälvsavlagringar ligger ovanligt tätt. Längs vägen mellan Rickebo (1e) och Lekeryd (1d), en sträcka av sju kilometer, övertväras ej mindre än åtta klart utskiljbara stråk. I nedanstående beskrivning har Höredastråken delats in i delområden och delstråk enligt numrering på fig. 21.

1. *Avlagringarna mellan Storsjön/Lättarpasjön och Rönnebäcken (0e)*. Längst i SO inom delområdet, mellan Hökasjön och Lättarpasjön, finns ett kort stråk av isälvsavlagringar som består av ett fält med låga kullar och ryggar, norrut övergående i en liten ås som kan följas till Ribbingnsässjön. Skärningar i grustaget 300 m väster om Sjövik visar en två till tre meter mäktig ytbädd av tämligen dåligt sorterat stenigt sandigt grus på lager av välsorterad sand och grovmo. Den totala mäktigheten av sedimenten är mer än 6 m.

Huvudstråket med isälvsavlagringar inom delområdet passerar Storsjön och sträcker sig vidare åt norr som en zon med tätt liggande åsar, ryggar, kullar och fält med isälvsediment. De enskilda avlagringarna ligger mo-

saikligt inordnade i landskapet mellan områden med dödisryggar uppbyggda av grusig-sandig morän och sänkor utfyllda med torv. Huvudavlagringen består av en upp till 10 m hög ås, som utan avbrott sträcker sig norrut till Pansagölen. Här övergår åsen i svagt välvda avlagringar som höjer sig ur omgivande torvmarker. 750 m norr om Pansagölen återkommer åsformen. Två åsar, med ett avstånd av 100 m mellan krönen, löper här parallellt. Den västra av dessa ansluter till en ost-västligt orienterad tvärsås 700 m NO om Byhult, vilken hydrografiskt sett visar att här förekommit en bifurkation mellan två isälvar. Huvudåsen sträcker sig vidare norrut till området väster om Palmagölen, där åsen till en längd av 600 m är bortschaktad. Norr därom, i området mellan Store mosse och Rönnebacken, ansluter ett utbrett fält av isälvs sediment. Centralt i detta fält löper en markerad och slingrande ås, som tillsammans med en kort biås bildar en vacker åsförening. De s.k. Öråsarna, 250 m NO om Ö. Höreda, består av en kort tvärsås utsträckt i VSV-ONO. I övrigt kännetecknas fältet av oregelbundet riktade, låga och breda till tämligen skarpt brutna ryggar och kullar av typen kames mellan områden, där sedimenten bildar tämligen plana fält. Områdets morfologi visar att isälvs sedimenten avsatts mellan och på dödisrester som avsnörts från den aktiva isen.

Vid sidan av huvudstråket finns ett stort antal små till tämligen stora isälvsavlagringar utspridda i moränmarken. Dessa avlagringars ytform är i regel identisk med den ytform som moränen uppvisar i området, nämligen typiska dödisformer. Då moränen i området har grusig-sandig sammansättning liknande den i ett dåligt sorterat isälvs sediment, och då isälvsavlagringarna i flera fall har en betydande blockhalt i ytan, har isälvsavlagringarnas gräns mot omgivande moränmark varit svår att fastställa. Ett exempel på en av dessa svårkarterade avlagringar finns 1 km rakt norr om Pansagölen. I den norra och södra delen av denna avlagring ligger isälvs sedimenten i blockbemängda ryggar och kullar, svåra att skilja från motsvarande ytformer av morän. De centrala delarna av avlagringen består av grovt, stenigt grus avsatt som utfyllnader mellan uppstickande hållpartier.

Isälvs sedimenten i stråkets avlagringar har uttagits i några tämligen stora grustag belägna 750 m öster respektive 900 m OSO om Byhult samt 600 m OSO om gårdarna i Ö. Höreda. Skärningar i grustagen visar sediment som domineras av dåligt sorterat, blockigt stenigt sandigt grus (fig. 22). Mer väl sorterade sediment påträffas dock i vissa av stråkets avlagringar, såsom sandigt grus i avlagringen vid den västra stranden av Storsjön. I avlagringarna vid Store mosse domineras väl sorterat grus och sand. I fältet med

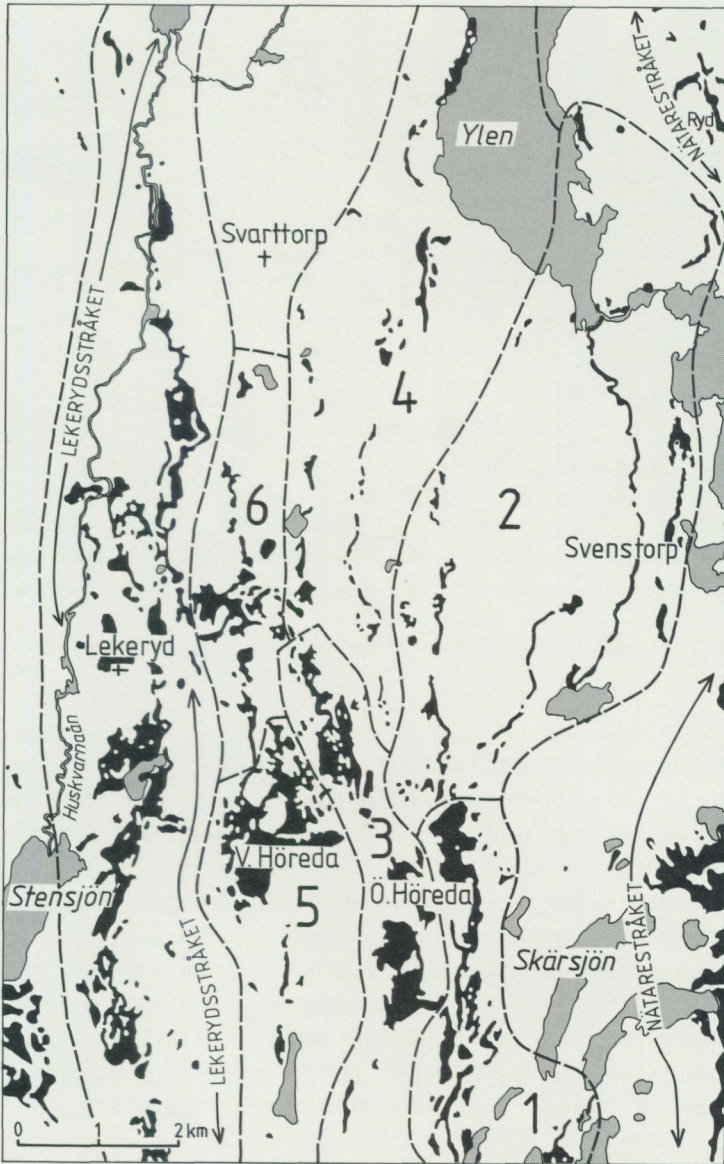


Fig. 21. Översiktbild över de tätt belägna stråken med isälvsavlagringar inom sydöstra delen av kartområdet. Figuren visar även den indelning i delområden som följts i beskrivningen.

The glaciofluvial deposits in the southeastern part of the map area.



Fig. 22. Grova och tämligen dåligt sorterade isälvs sediment. Grustaget 750 m öster om Byhult (0e).

Coarse and rather badly sorted glaciofluvial sediments. The gravel pit 750 m east of Byhult (0e).

isälvs sediment NO om Ö. Höreda saknas grustag. Ytlagren består i stor utsträckning av tämligen väl sorterat sandigt grus.

Halten av Visingsöbergarter i isälvs sedimentet har bestämts i tväråsen 750 m SV om Kviarp (prov 119 i tabell 1). Halten är 11 % i fingerfraktionen.

Delområdets grusavlagringar har i allmänhet tämligen liten mäktighet. Åsarna reser sig som högst 10 m över omgivningarna. I de mer utbredda avlagringarna har gruset uttagits till högst 4 å 5 m djup. Skall stora mängder grus uttagas ur delområdets grusavlagringar innebär det brytning över stora arealer. De största kvantiteterna grusmaterial finns koncentrerade till det utbredda isälvsfältet NO om Ö. Höreda. Även i detta fält torde av ytformerna att döma grusmaterialet ha tämligen ringa mäktighet.

2. *Knotarpåsen, Makeboåsen och Svenstorpsstråket.* Från fältet med isälvs sediment NO om Ö. Höreda utgår två markerade åsar, dels en norrut förbi Orrahallarna och Knotarp (1e), benämnd Knotarpåsen, dels en mot NO förbi Hägghultasjön, Svenstorp och Makebo (2e), benämnd Makeboåsen.

Öster om Makeboåsen och parallellt med denna löper ett kort stråk av isälvsavlagringar mellan Rickarpamossen i söder och den västra stranden av St. Nåtaren i norr. Detta stråk har benämnts Svenstorpsstråket.

Knotarpåsen har i hela sin längd markerad ryggform. Den höjer sig 5 till 10 m över omgivningen och uppbyggs av grovt, tämligen dåligt sorterat stenigt sandigt grus (jfr fig. 23). Endast inom ett kortare parti söder om Knotarp upphör ryggformen. Där är sedimenten avsatta i plana fält och spridda ryggar och kullar med mellanliggande torvfyllda sänkor. Inom detta område är isälvs materialet växlande. Ytbädden består av tämligen dåligt sorterad, grusig stenig sand som enligt grävningar överlagrar väl sorterad sand och grovmo.

I anslutning till Knotarpåsen ligger sträckvis isälvs sediment vid sidan av själva åsen eller isolerat från densamma, t.ex. 800 m SSO om Krusetorp och 750 m SO om Bösarp. Dessa avlagringar liknar till såväl ytformen som blockigheten i ytan dödisformer av morän. Skärningar visar ett moränartat ytskikt på dåligt sorterat, men dock vattensorterat, stenigt sandigt grus i vilket de enskilda partiklarna är utpräglat kantiga. Avlagringarna ligger inom områden där moränen har en grusig-sandig sammansättning, och sannolikt finns inom dessa områden mer isälvs sediment än vad kartbilden utvisar.

De från huvudstråket friliggande avlagringarna vid Bubbarp består bl. a. av en ca 100 m bred, cirkelrund kulle SO om gården. Kullens krön höjer sig 7 till 8 m över omgivningarna. Den är till hälften utgrävd. Skärningarna visar väl sorterad sand och grovmo avsatt i diskordanta lager. I anslutning till avlagringarna vid Bubbarp finns områden med varvig lera, vilket visar att isälvsavlagringarna vid Bubbarp har avsatts i en lokal, isdämd sjö.

Knotarpåsen blir alltmer obetydlig åt norr. Vid Knotarp är den blott 3 till 4 m hög och strax norr om Knotarp upphör den i moränmarken. Trots noggrann kartering har någon fortsättning av stråket ej påträffats annat än möjligen vid Fagerhult (2e) där några grunda avlagringar med sandigt grus finns.

Makeboåsen består längs större delen av sin längd av en markerad ås som kan följas ända till sjön Ylen (2e). Sträckan norrut till Skogslund består av en sammanhängande, maximalt 5 till 6 m hög och i medeltal några tiotal meter bred ås som slutar inom ett fält med isälvs sand strax norr om Skogslund. Makebogrenen börjar i en svagt välvd avlagring av sand vid Häggultasjön och är i övrigt längs hela sträckan norrut till sjön Ylen utbildad som en i stort sammanhängande liten ås av varierande höjd och



Fig. 23. Skärning genom åsen 300 m SV om Svenstorp (1e).

Section through the esker 300 m SW of Svenstorp (1e).

bredd. Mellan Dala och Makebo har den ett utpräglat meandrande förlopp i landskapet. Skärningarna i grustagen i åsen, t.ex. 300 m SV om Svenstorp (fig. 23), visar ett för mindre åsar typiskt material bestående av dåligt sorterat, stenigt sandigt grus.

Norr om Makebo, på Holma näs (2e), delar sig Makeboåsen i två grenar, en utgående i nordostlig riktning över Stockeryd till Gransbo, en i nordlig riktning över Håknarpanäs till Ängaviken. Dessa grenar är diffust utbildade och består av spridda små avlagringar som endast inom korta sträckor har egentlig ryggsform.

Svenstorpstråket består av ett 6 km långt stråk av isälvsavlagringar som sträcker sig öster om och parallellt med Makeboåsen. Avlagringarna som ingår i stråket består huvudsakligen av låga kullar och ryggar. Endast öster om Svenstorp ingår en markerad ås i stråket. De största sedimentmängderna i stråket ligger i ryggarna och kullarna på de odlade fälten SV om Aspholmen (1e). Ytlagren består av väl sorterad, något grusig sand till väl sorterad grovmo. Grustaget i den kulle som landsvägen passerar visar att sedimenten här har mer än 5 m mäktighet och att dessa på djupet blir alltmer grusdominerade. Åspartiet öster om Svenstorp höjer sig 5 till 10 m över omgivningen. Ett igenrasat grustag i norra delen av åsen har rasmassor av tämligen finkornigt sandigt grus. Ryggarna 500 m och 1 km söder om

Svenstorp har ytlager som består av välsorterad sand och grusig sand.

Halten av Visingsöbergarter i isälvsedimenten har bestämts i avlagringen 150 m väster om Broholm (2e; prov 122 i tabell 1). Halten uppgår till 29 % i fingrusfraktionen. Skiffer dominerar bland de sedimentära bergarterna.

Från grusförsörjningssynpunkt har Knotarpåsen, Makeboåsen och Svenstorpstråket ringa intresse för annat än tämligen lokala behov. De kvantitativt största mängderna naturgrus finns i åspartierna SO om Bösarp (1e) och mellan Dala (1e) och Makebo (2e), där åsen sträckvis når 10 m höjd och 50 m bredd. Vidare finns tämligen stora kvantiteter sand i avlagringen SV om Aspholmen (1e).

3. *Avlagringarna mellan Aplakulla (0e) och Bäckalyckan (1d)*. Delområdets isälvsavlagringar bildar ett stråk där huvudavlagringarna utgörs av fälten med isälvs sediment vid Byhult (0e), Kviarp, Ö. Höreda och Södra Backe (1e). Fältet vid Byhult och Kviarp består av breda ryggar och kullar på odlad mark. Det täcker ett ca 0.5 km² stort område. Längs den östra kanten av fältet löper en markerad ås. Åsen avskiljs inom ett parti från huvudavlagringen vid Kviarp genom en djup morän- och torvfyllt dödisänka. Gårdarna vid Kviarp ligger på fältets högsta parti, som består av en åskulle med en ryggformad utlöpare åt NNV. Ett annat markant formelement i fältet är en i ost-väst orienterad tvärås belägen 600 m SSO om Kviarp. Denna tvärås förenar det nu beskrivna stråket med stråket inom delområde 1 (s. 53).

Stora kvantiteter grus har uttagits i det numera igenlagda grustaget NO om gårdarna i Kviarp. Grustaget är avplanat och delvis igenväxt och lämnar få upplysningar om materialsammansättningen i fältet. Sedimenten tycks av avbaningsmassorna att döma ha bestått av välsorterad sand och välsorterat grus. I ytan dominerar grus, sand och grovmo med gruset i ryggar och i de högre belägna partierna, sanden och grovmon i sänkorna.

SSV om fältet vid Byhult och Kviarp ligger några avlagringar i ett 700 m långt isolerat stråk NV om Aplakulla (0e). Detta bildas av en 30 till 100 m bred rygg som sträckvis tar formen av en markerad ås. I ett igenrasat, 3 m djupt grustag 350 m NV om Aplakulla har tämligen välsorterat, sandigt grus uttagits.

Norr om fältet med isälvs sediment vid Kviarp finns ett liknande men mindre fält mellan Maderna och Ö. Höreda. Utgående ifrån den s.k. Älmekullen, en numera helt bortschaktad men ursprungligen 15 m hög

åskulle 300 m söder om gårdarna i Ö. Höreda, sträcker sig en markerad, upp till 10 m hög ås in till fältet. Vid sidan av åsen finns en långsträckt torvfylld dödissänka och väster om denna en 300 m lång, mycket markerad moränrygg.

Sedimenten har vad beträffar kornstorleken ungefär samma fördelning i ytan som på det tidigare beskrivna fältet vid Kviarp. Välsorterade lager av grus, sand och grovmo dominerar.

Stråkets fortsättning åt NNV kan följas över två åskullar som sticker upp ur torvmarkerna i Maderna, och i deras förlängning en ås som sträcker sig till nästa utbredda fält med isälvs sediment vid Södre Backe (1e). De norra delarna av detta fält är bortgrävda i ett stort grustag. Utmärkande formelement i fältet vid Södre Backe är de markerade åsar som övertvåras det samma. Åsarna bildar en vacker åsförening 350 m söder om Södre backe. Från denna utgår en nordligt riktad ås längs landsvägen till Södre Backe samt en nordvästligt riktad kraftigt slingrande ås. På Södre Backe ligger åsens krön ca 20 m över torvmarken i öster.

Fältets ytformer i övrigt är sådana som uppkommit vid dödisavsmältning. I anslutning till torvfyllda sänkor går ofta moränpartier i dagen. 400 m VSV om Södre Backe är dödisformerna speciellt välutbildade. Där ligger skarpt brutna ryggar mellan flacka partier med isälvs sedimenten som ett utjämnande täcke på underlaget. Inom vissa partier, såsom mellan Södre Backe och Åby, bildar isälvs sedimenten en bård kring uppstickande bergklackar. Sedimenten har i dessa terränglägen avsatts i sprickor i isen, och därigenom kommit att överlagras av moränmaterial som rasat ner i dessa sprickor vid isens definitiva avsmältning.

I det stora grustaget vid Södre Backe har de sediment som uttagits varit av växlande sammansättning, men i allmänhet bestått av tämligen grovt, sandigt grus. Kvarstående skärningar visar att sedimentmäktigheten i fältet är tämligen ringa. På flera ställen i grustaget har håll och morän framgrävts under blott någon till några meter grus.

En analys av grusmaterialets bergartsinnehåll i ett prov från Södre Backe (prov 105 i tabell 1) visar att halten av Visingsöbergarter, i huvudsak skiffer, uppgår till 13 %.

Stora kvantiteter naturgrus finns i delområdets isälvsavlagringar. Stora mängder har redan uttagits i grustag vid Kviarp, Ö. Höreda och Södre Backe. Av återstående delar finns de största kvantiteterna i fältet med isälvs sediment vid Byhult och Kviarp, vilket utgör en potentiell grusreserv i regionen.

4. *Svarttorpsstråket och Ylenstråket*. Från fältet med isälvssediment vid Södre Backe utgår åt norr två parallella stråk med isälvsvlagringar. Det ena, i texten benämnt Svarttorpsstråket, sträcker sig förbi Störestorpasjön (1d) till trakten av Svarttorp (2d). Det andra, benämnt Ylenstråket, är längre. Det utgår ifrån gårdarna i Åby och sträcker sig förbi sjöarna Ylen och Kåven (3e) samt förbi Källeryd till trakten av Laggarebosjön (4e).

Närmast Södre Backe-fältet består Svarttorpsstråket av en markerad ås som går i rakt västlig riktning och senare böjer av vinkelrätt mot norr. En 700 m lång sträcka av åsen i anslutning till Bäckalyckan är till största delen bortschaktad. Fortsättningen av stråket består huvudsakligen av låga ryggar och plana fält av isälvssediment med mellanliggande korta åsar, såsom 400 m väster om Hestra och söder om Störestorpasjön, där längs en kort sträcka två markerade åsar löper parallellt. Norr därom, längs sträckan till Svarttorp (2d), består stråket av korta, osammanhängande åspartier.

Sedimenten som brutits i grustagen vid Bäckalyckan samt 300 m väster respektive 400 m NV om Hestra tycks genomgående ha bestått av tämligen grovt, sandigt grus. I själva åspartierna är sedimenten mycket grova och dåligt sorterade och består av småblockigt stenigt sandigt grus som i vissa partier är moränartat. Norr om Svarttorp slutar Svarttorpsstråket som en del i ett dödislandskap med oregelbundet orienterade moränryggar som utbreder sig mellan Svarttorp och Hult (2e; fig. 5). Dessa ryggar uppbyggs i ytlagren av morän, men vid grävning har på några ställen vattensorterade jordarter påträffats på djupet. Några av dessa lokaler har särskilt markerats på kartan. Morän på isälvssediment i detta område bekräftas även av ett flertal uppgifter hämtade ur dagboksanteckningarna till den gamla geologiska kartan med beskrivning (Munthe och Gavelin 1907). Flera anteckningar om lager av "lerigt krossgrus på s.k. isåsand" finns. Sannolikt finns en hel del isälvssediment under moränen i området. Vid föreliggande kartläggning har det emellertid ej funnits resurser att genom borringar mer i detalj kartlägga i vilken omfattning så är fallet.

Ylenstråket utgår från dalstråket mellan Södre Backe och Åby (1e) i form av några välvda avlagringar med sand. 800 m NNO om Åby börjar en markerad ås som kan följas norrut till trakten av Björnaryd (1e) som längre och kortare åspartier av mestadels ringa höjd och bredd. De höjer sig 5 till 10 m över omgivningen, men sträckvis såsom i trakten av Kullarp (1e) är åsen blott några meter hög (fig. 24). Materialet i åsarna framgår av flera små grustag, bl.a. 800 m NNO om Åby, där åsen är genomskuren. Skärningen visar dåligt sorterat, moränartat material utan väl framträdande



Fig. 24. Den lilla åsen vid Kullarp (1e).

The small esker at Kullarp (1e).

strömskiktning. Enligt skärningen i grustaget 450 m SO om Störestorp är åsen inom detta parti uppbyggd av mer välsorterat och tydligt strömskiktat, stenigt sandigt grus.

Norr om Björnaryd är stråket mer osammanhängande och består av spridda avlagringar med växlande bildningssätt. I anslutning till torvmarken öster och SO om Hult (2e) finns ett flertal små avlagringar med sand i ytan. Utgående från dessa sträcker sig ett sammanhängande stråk norrut till Nordanvik (2e). I de södra delarna består stråket av en ås som mot norr övergår i en bred rygg. Sedimenten i ytan av denna rygg består av sand. Öster om ryggen finns i torvmarken ett kamesområde, dvs. ett område där isälvsedimenten är avsatta i skarpt brutna ryggar uppkomna vid dödisavsmältning. Ryggarna är blockbeströdda. Grävningar visar att dessa ryggar till mer än 1 m djup är uppbyggda av grus. Ryggen 350 m SSV om Nordanvik höjer sig 10 m över omgivningen och genom sin markerade ryggform framträder den väl i det öppna beteslandskapet söder om Nordanvik. Delvis är ryggen uppbyggd av morän, men grävningar har även visat isälvs sediment.

Norr om Nordanvik är stråket alltmer osammanhängande. En låg ås

finns SV om Gåvanäs (2e). Åsen övergår i fält med sand NV om Gåvanäs. Öster om Månstorp (2e), längs stranden av sjön Ylen, ligger sanddominerade isälvs sediment av sannolikt ringa mäktighet avsatta i välvda fält, norrut övergående i avlagringar som ligger mellan uppstickande berggrundsribbor som ett utjämnande täcke. Ett flertal små husbehovstäckter är upptagna i tämligen väl sorterat grus.

Norr om Mossviken ligger osammanhängande ryggar och välvda fält med isälvs sediment. Dessa sträcker sig förbi Härestorp (3e) och övertvärar sjön Kåven som ett ryggformat, vassbevuxet grundområde. Skärningar i ryggen mellan Härestorp och Sjöåkra visar väl sorterad grovmoig sand med enstaka linser och skikt av grus. Sedimentens mäktighet är mer än 3 m.

Till det nu beskrivna delområdet har även förts det stråk av isälvsavlagringar som sträcker sig från Sandvik vid den norra stranden av sjön Ylen (3e) förbi Källeryd till trakten av Laggarebosjön (4e). Det är möjligt att detta stråk, sett till isälvarnas dränering, mer hänger samman med Nätarestråket (s. 50) eller något av stråken inom delområde 2 (fig. 21). Sydligast i detta stråk ingår välvda fält av grusig sand vid Sandvik. Berg sticker upp i de högsta partierna. 500 m ONO om Sandvik sker en förgrening av stråket. Den östligt riktade armen avslutas i ett utbrett fält med isälvs sediment 600 m SV om Fivleryd. Fältet består av låga kullar och ryggar med mellanliggande partier, där isälvs sedimenten ligger som grunda utfyllnader. I ytlagren dominerar tämligen väl sorterat sandigt grus. Den nordligt riktade armen består av en i stort sammanhängande ås som sträcker sig till trakten av Laggarebosjön (4e). Åsen är i allmänhet liten frånsett i trakten av Frännarp, där den är markerad och i partier öster om Källeryd når 10 till 15 m över omgivningen. Skärningar i ett flertal mindre grustag i åsen visar att denna genomgående tycks vara uppbyggd av dåligt sorterat, småblockigt stenigt sandigt grus.

I anslutning till gårdarna i Källeryd ligger isälvs sediment avsatta vid sidan av åsen i svårkarterade avlagringar. Morfologiskt sett kännetecknas området av flera brant uppstickande och blockbeströdda, moränlika kullar och ryggar. Ytlagret i ryggarna utgörs av ett moränartat material. Skärningar i små grustag visar emellertid att åtminstone några av ryggarna under det moränartade ytskiktet består av vattensorterade sediment, från väl sorterad sand med grusskikt till tämligen dåligt sorterat stenigt grus. Mer isälvs sediment än vad som framgår av kartbilden kan finnas i området.

Isälvsavlagringarna längs landsvägen norr om Sandvik ligger vid sidan av och långt ifrån själva åsstråket. Dessa avlagringar består av utbredda,

sandurliknande fält, där isälvsedimenten har högst någon till några meters mäktighet. Inom odlad areal i den sydligaste delen av fälten dominerar väl sorterad sand i ytan, medan i övrigt sedimenten är tämligen grova och består av stenigt sandigt grus.

En analys av isälvsgrusets bergartsinnehåll i ett prov från grustaget 700 m SO om Sventorp (3e; prov 110 i tabell 1), visar att halten av Visingsöbergarter, i huvudsak skiffer, uppgår till 13 % i fingrusfraktionen.

Delområdets isälvsavlagringar är i regel små och består i dominerande omfattning av åsar, som i allmänhet höjer sig blott några få, högst 5 m, över omgivningen. Från grusförsörjningssynpunkt har avlagringarna endast betydelse för tämligen lokala behov. De kvantitativt största mängderna grusmaterial finns koncentrerade till åsarna NV om Frännarp (3e).

5. *Västra Höredaavlagringarna.* I V. Höreda ligger en av kartområdets större koncentrationer av isälvs sediment i form av ett ca 2 km² stort område med sammanhängande avlagringar av skiftande bildningssätt och uppbyggnad. In till detta område sträcker sig ett diffust stråk av spridda avlagringar vid Klackarpasjön och Klackarp (0d). Dessa består av låga ryggar och avlagringar i moränslutningar. Sedimenten är växlande, från väl sorterad grovmo till stenigt grus.

V. Höredafältet är i den sydvästra delen utbildat som ett delta, den s.k. Mon (fig. 25), uppbyggd till den sannolika nivån (ca 265–270 m ö.h.) för den issjö som funnits i området (fig. 44 och s. 135). De norra delarna av detta delta är till stora delar bortgrävda i ett vidsträckt grustag där grus och sand uttagits till maximalt 3 till 4 m djup. Kvarvarande skärningar visar i allmänhet en ca 1 m mäktig ytbädd av något stenigt sandigt grus vilande på väl sorterat fingrus och sand (fig. 25). Sedimentmäktigheterna i deltat är betydligt större än vad skärningarna visar, men uttaget av grus och sand har begränsats till ytlagen på grund av grundvattenytans höga läge i avlagringen. I den sydligaste delen av Mon övergår det plana deltat i välvda fält med ytlager av väl sorterad sand, här och var med en viss grusinblandning.

Norr om deltat sträcker sig i ost-västlig riktning en 200 till 300 m bred, låg rygg längs landsvägen vid V. Höreda. Inga grustag finns i ryggen. I ytan dominerar väl sorterad sand. Den del av fältet som ligger norr om V. Höreda karakteriseras av svagt välvda till plana avlagringar som fyller ut områden mellan uppstickande berg och morän. Här och var i fältet höjer sig ryggar och korta åspartier, såsom vid Bårarp och 400 m SSO därom. Endast några små grustag finns i dessa delar av fältet, och de är i regel igenrasade

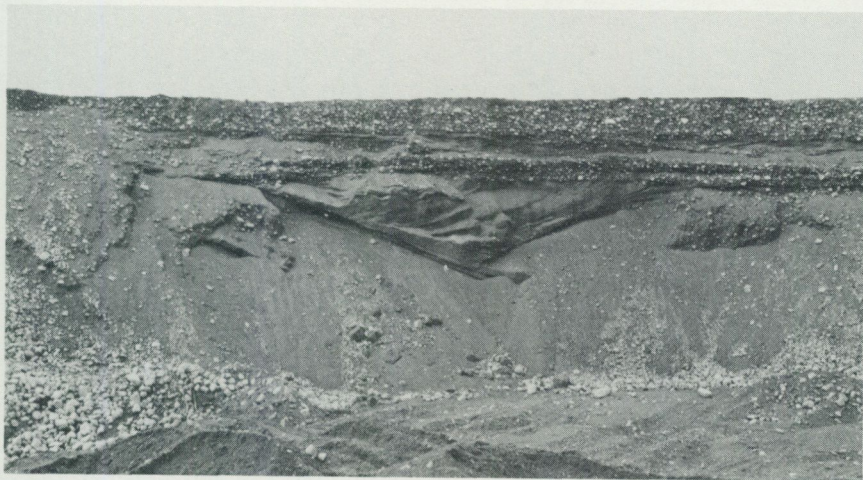


Fig. 25. Skärning i V. Höredadeltat (0d).

Section in the delta at V. Höreda (0d).

och igenväxta och lämningar få upplysningar om sedimentens sammansättning på djupet. I ytan dominerar lager av tämligen välsorterad sand och grus.

NO om Ebbarp ligger isälvssedimenten i låga ryggar och kullar. Inga grustag finns som kan lämna upplysningar om sedimentens karaktär på djupet. Sedimenten i ytan består av grovt, stenigt grus. Mellan denna del av fältet och deltat vid V. Höreda ligger ett dalstråk med torvavlagringar. Dödisrester har sannolikt förekommit där under isälvsfältets bildande. Åsen som utgår från den norra kanten av denna dödissänka visar ett av de tillförselstråk av sediment till V. Höredafältet som funnits. Åsen är 5 till 10 m hög. Enligt skärningen i grustaget 700 m VSV om Bårarp uppbyggs åsen av småblockigt stenigt grus.

I V. Höredafältet finns betydande kvantiteter av naturgrus. Delvis har detta uttagits i det stora grustaget i Mon, men betydande kvantiteter återstår. Området kan därför ha betydelse för grusförsörjningen i regionen.

6. *Haraldstorpstråket.* Haraldstorpstråket utgår från V. Höredafältet SV om Bårarp som en markerad tillförselås till deltat i V. Höreda. 300 m öster om Målen (1d) förgrenar sig åsen och under en 350 m lång sträcka löper tre markerade åsar parallellt och med ca 50 m avstånd mellan krönen. Efter att ha förenat sig upphör åsarna, och resten av stråket norrut till Haraldstorp (1d) kännetecknas av spridda och låga till skarpt brutna, blockbeströdda

ryggar och kullar samt mer sammanhängande fält, där isälvsedimenten ligger som ett tämligen jämntjockt täcke på underlaget eller som utfyllnader mellan moränpartier. Denna del av stråket har varit en av de mer svårkarterade delarna inom området. Morfologin kännetecknas av ytformer uppkomna vid dödisavsmältning, med ett stort antal torvsänkor mellan oregelbundet kuperade höjdparter. Avlagringarna i stråket har ofta en tämligen hög blockhalt i ytan. Bergblottningar saknas nästan helt. I flera fall har de blockbestrodda ryggar och höjderna konstaterats vara delvis uppbyggda av isälvsediment. Ett exempel på detta är det tämligen storblockiga och blockrika höjdpartiet 300 m SV om L. Lekeryd. Vägen är inskuren i den norra slutningen av detta höjdparti, och rensningar i den upp till 6 m höga vägslänten visar genomgående väl sorterad sand och sandigt grus under ett moränartat ytskikt. Sannolikt har här isälvsedimenten en större utbredning under ett moränartat ytskikt än vad kartbilden utvisar.

De största mängderna isälvsediment i stråket finns koncentrerade norr om L. Lekeryd i en bred zon av nätformigt sammanhängande avlagringar som förenar det nu beskrivna stråket med det i öster framstrykande Svarttorpsstråket (s. 61) och Lekerydstråket i väster (fig. 21 och s. 67). 400 m NV om L. Lekeryd ligger den största enskilda avlagringen bestående av ett utbrett område med isälvsediment avsatta i kamesliknande ytformer. Den norra hälften av avlagringen är bortgrävd, inom vissa partier ner till nivån för underliggande morän. NO om L. Lekeryd ligger isälvsedimenten i välvda fält och låga ryggar som skiljs åt av torvfyllda dödissänkor. Ytlagen består i dominerande omfattning av tämligen väl sorterad sand och grus. 400 m öster om L. Lekeryd finns en markerad rygg utsträckt i ost-västlig riktning längs landsvägen. Ryggen fortsätter österut i avlagringar som sammanstrålar med Svarttorpsstråket (s. 61). Avlagringen söder om Hallavadet består av en svagt välvd ackumulation med väl sorterat grus och väl sorterad sand i ytan. Vid Hallavadet blir rygiformen mer markerad. Fortsättningen av stråket till Haraldstorp kännetecknas av ett småkulligt, svårkarterat område med morän av grusig-sandig sammansättning och isälvsediment. Huvudsakligen ligger isälvsedimenten som utfyllnader mellan kullarna. Kullarna tycks i de flesta fall vara uppbyggda av morän, men isälvsediment i växellagring med morän har även iakttagits i dessa. Avlagringen väster om Haraldstorp består av en markerad rygg med tämligen väl sorterat grus i ytan. NV om Haraldstorp övergår ryggen i plana fält där isälvsedimenten ligger som utfyllnader mellan hållar och morän. Sedi-

menten består i de ytliga delarna av tämligen väl sorterad grusig sand. Inom delar av området täcks sanden av lager med varvig mo och mjåla med lerskikt, vilket påvisar närvaron av en lokal issjö i området.

En analys av grusets bergartsinnehåll i ett prov från grustaget vid Hallavadet (prov 104 i tabell 1) visar att halten av Visingsöbergarter, i huvudsak skiffer, uppgår till 12 % i fingrusfraktionen.

De största kvantiteterna av naturgrus inom delområdet finns i avlagringarna mellan L. Lekeryd och Hallavadet. Grus har tagits i ett stort grustag NV om L. Lekeryd. Från grusförsörjningssynpunkt torde återstående delar ha betydelse endast för tämligen lokala behov.

Lekerydsstråket

Kartområdets mest betydande stråk av isälvsavlagringar utanför Vättersänkan utgörs av det s.k. Lekerydsstråket (fig. 18 och 21), som liksom de tidigare beskrivna stråken utgår ifrån de mycket stora fälten med isälvsavlagringar i Forserumstrakten, strax söder om kartområdet. Stråket sträcker sig från den södra kartgränsen vid Hokabo (0d) norrut till Stensjön, där det i fortsättningen norrut följer den markerade sprickdal som sträcker sig mellan Stensjön (0d) i söder och sjön Bunn (4e) i norr.

Längst i söder vid Hokabo (0d) består stråket av ett kamesområde med ryggar och kullar och med talrika dödissänkor. Centralt i fältet löper en markerad ås som försvinner i torvmarken 400 m norr om Hokabo. Längs sträckan till Uddebosjön (gränsen mellan 0d och 1d) går stråket fram i de nedre, västra delarna av det markerade terrängbrott som finns utbildat längs Lekerydsdalens östra sida. Terrängbrottet består av en tämligen brant sluttning av morän, där på några enstaka ställen hållar går i dagen. I detta terrängbrott finns på flera ställen, såsom VNV om Perstorp, 400 m öster om Vik och 500 m söder om Uddebo, välutbildade slukåsar som börjar uppe i sluttningen i öster och som på lägre nivå avlänkas och löper i huvudstråkets riktning. Längs vissa partier i denna del av stråket löper flera åsar parallellt och nära varandra. Väster och SV om Skogslund bildar åsarna ett vackert åsnät. Mellan åspartierna ligger isälvs sediment och morän i ryggar och kullar uppkomna vid dödissavsmältning. På lägre nivå, väster om de rygiformade delarna av stråket, bildar isälvs sedimenten utbredda fält, t.ex. 1 km öster om Ulvsnä och vid Vik. Dessa avlagringar har avsatts i den issjö som funnits i dalstråket (fig. 44), och de uppbyggs av tämligen finkorniga isälvs sediment bestående av väl sorterad sand och grovmo med enstaka grusskikt. I höjdområdet i öster finns spridda små

avlagringar, såsom mellan Tornarp och Skogslund samt SO om Österängen. Dessa är i regel grunda avlagringar uppbyggda av dåligt sorterat, stenigt sandigt grus.

Förutom i ett stort antal små husbehovstäckter har isälvs-sedimenten i huvudavlagringarna i den nu beskrivna delen av stråket uttagits i två större grustag. Det ena är beläget vid Österängen. Av återstående skärningar att döma har materialet som uttagits bestått av tämligen grovt, stenigt sandigt grus. Det andra grustaget är beläget 500 m NO om Vik och är, bortsett från ett mindre parti längst i norr, helt igenrasat och igenväxt. Längst i norr finns några 3 till 4 m höga skärningar kvar. Dessa visar tämligen väl sorterad sand och grovmo i växellagring med stenigt sandigt grus.

Ett intressant parti med slukåsar ligger SSO om Uddebo. Där är isälvs-sedimenten avsatta som en utfyllnad i en NNW-SSO-riktad bidal till Lekerydsdalen. På den västra delen av avlagringen finns flera upp till 5 m höga, korta slukåsar som ansluter till huvudstråket i Lekerydsdalen. Dessa och övriga mer sporadiskt förekommande slukåsar, liksom sluk- och skvalrännor i slutningen, visar att huvudstråket tillförts sediment huvudsakligen genom dränering från höjdområdena i öster. Bildningarna visar även att denna del av Lekerydsstråket avsatts mellan en aktiv is i Lekerydsdalen och döda eller stagnerande ismassor på höjdområdena i öster. Förekomsten av finkorniga varviga sediment i Lekerydsdalen visar vidare att det framför den aktiva isfronten existerat en isdämd sjö i denna dalgång (se fig. 44 samt s. 135).

Lekerydsstråket övergår norr och väster om Uddebosjön i ett stort fält, där sedimenten ligger i välvda kullar och enstaka markerade ryggar. Flera djupa dödishålor ingår i fältet. Sedimenten har uttagits i ett stort grustag 500 m VSV om Fällan. Grustaget är nu avplanat och lämnar få upplysningar om sedimentsammansättning och lagringsförhållanden i fältet. Emellertid utnyttjas fältet som grundvattentäkt för Lekeryds samhälle. Genom ett flertal borrhningar är det väl kartlagt med avseende på lagringsförhållanden och materialsammansättning på djupet. Resultatet av dessa undersökningar finns redovisat i en rapport från VIAK AB (1980). Borrhningarna är utspridda över avlagringen med en viss koncentration till området närmast Uddebosjön. Borrhningarna indikerar en lagerföljd huvudsakligen uppbyggd av sand, grusig sand och sandigt grus. Sedimentmäktigheten i fältet varierar i allmänhet mellan 5 och 10 m, men i området närmast Uddebosjön visar några borrhningar 17 till >18 m mäktighet. I den borrhning som finns redovisad på jordartskartan har följande lagerföljd noterats:

- 0– 3.0 m Grus
- 3.0– 6.0 m Sandigt grus
- 6.0–16.0 m Grusig sand
- 16.0–17.0 m Grusig moig sand
- 17.0–18.5 m Grusig sand

Nästa utbredda fält med isälvs sediment i Lekerydsstråket ligger i anslutning till Lekeryds samhälle. Detta fält binds samman med fältet vid Uddebosjön medelst en markerad ås. Morfologin är i princip densamma som i fältet vid Uddebosjön, dvs. isälvs sedimenten ligger i välvda avlagringar samt enstaka markerade ryggar. Flera djupa dödissänkor finns i fältet, bl. a. mitt i samhället 200 m NNO om kyrkan. Grustag saknas helt. Vid karteringstillfället fanns en 4 m hög skärning i ett byggschakt 300 m NNO om kyrkan. Skärningen visade tämligen väl sorterat grus avsatt i diskordanta lager. Inom fältets centrala delar dominerar grus i ytan, medan distalt i fältet, längs torvmarkerna i väster och öster, väl sorterad sand dominerar. Borrningar 200 m norr om kyrkan har visat att det är 5 m grovt grus på fast berg. Strax väster om Knipagölen har mer än 14 m sand genomgått vid borrningar.

Lekerydsstråkets fortsättning norrut till Roestorp (2d) består av en sträckvis svårkarterad zon, där isälvsavlagringarna är utspridda på ett mosaikartat sätt i utbredda torvmarker och mellan ryggar och kullar utgörande dödisformer uppbyggda av grusig-sandig morän. Ett utmärkande formelement utgör den markerade ås som utgår från Lillån SO om Koménsjölen och stryker förbi Rönjane och vidare mot Roestorp. I övrigt ligger isälvs sedimenten i stråket huvudsakligen som utfyllnader i sluttningar och mellan uppstickande moränryggar eller som välvda fält till markerade ryggar och kullar i områdets torvmarker.

Bortsett från åsen, som enligt skärningar är uppbyggd av grovt och dåligt sorterat, stenigt sandigt grus, är sedimenten i övrigt i denna del av stråket i regel tämligen väl sorterade och domineras av sand och grus. Grustaget i avlagringen norr om Poarp (1d) har 4 m höga skärningar som visar väl sorterad grovmo och sand i växellagring med skikt av stenigt grus. Sedimenten är diskordant avlagrade.

Området 900 m NNO om Rönjane, öster om själva åsen, är både vad gäller jordarter och morfologi tämligen speciellt. Inom området ligger ett stort antal mycket markerade kullar och ryggar mycket tätt och helt regelöst, visande på en mycket småskalig dödis morfologi. En mindre, 6 m hög

skärning i en kulle 650 m NNO om Rönjane visar ett 2 till 3 m mäktigt lager av dåligt sorterat, stenigt sandigt grus utan tydlig skiktning, vilande på morän av mer än 3 m mäktighet. Isälvsedimenten ligger som ett jämntjockt täcke som följer moränytans morfologi. Grävningar i andra ryggar visar att dessa i den översta metern består av grovt stenigt grus. Sannolikt härrör isälvsedimenten från en supraglacial avsättning, dvs. en sandurliknande avsättning uppe på isen, som vid isens bortsmältning kommit att deponeras som ett tämligen jämntjockt täcke på moränen.

En typisk dödismorfologi med oregelbundet riktade moränryggar uppträder längs fortsättningen av stråket norrut till Roestorp (2d). Isälvsedimenten ligger i regel som ett utjämnande täcke mellan moränryggarna samt som utfyllnader i sluttningen ner mot Lekerydsdalen. Strax SO om Roestorpagölen ingår en bred kullformad avlagring i stråket. Ett grustag i kullens centrala del har 4 till 5 m höga skärningar som visar sediment bestående av väl sorterat sandigt grus i diskordanta lager. Norr om Roestorpagölen sträcker sig en liten ås parallellt med Huskvarnaån. Åsen är utflackad och höjer sig blott 3 till 5 m över omgivande fält med glacial lera och finmo. Vid Broholm ligger isälvsedimenten i terrasser i moränsluttningen. Terrasserna är enligt skärningarna i ett byggschakt vid gården i Broholm uppbyggda av småblockigt stenigt grus. Avlagringen 600 m SO om Djuvarp består av en bred ryggformad avlagring orienterad i ost-väst. Skärningar i grustag visar att ryggen är uppbyggd av väl sorterat grus och sand.

Lekerydsstråkets fortsättning norrut förbi Ramsjön (3d), Rävlingasjön och Lappsjön (4e) är mer osammanhängande och består av spridda avlagringar i sluttningen längs båda dalsidorna. Avlagringarna vid Laberget (2d) är avsatta i sluttningen av bergs- och moränområden. Sedimenten består enligt skärningar i husbehovstäckter av tämligen dåligt sorterad grusig sand. I anslutning till Ramsjöns stränder finns flera små avlagringar. Avlagringarna mellan Ramsjöholm och Sjöaslätt utgörs av två låga kullar. I den södra av dessa finns ett gammalt grustag som grävts till grundvattenytan, 4 m under markytan. Rasmassorna består av sandigt grus med någon stenblandning. Avlagringen täcks av tunna skikt av glacial finmo. På andra sidan sjön, vid Ramlaklint, bildar isälvsedimenten en låg rygg med grusig sand i ytan. Till denna gränsar områden med grovmoiga issjösediment längs stranden ner mot Ramsjöholm. Avlagringen vid Påvarp (3d) är en grund avlagring med sand och grus, och avlagringarna söder om Hulsingstorp (3d) består av grunda utfyllnader av sand och grovmo i en bergssluttning.



Fig. 26. Skärning i isälvs sediment med utpräglat bimodal kornstorleksfördelning. Grustag 400 m söder om Muggebo (4e).

Section 400 m south of Muggebo (4e) with glaciofluvial sediments which have a very pronounced bimodal grain-size distribution.

Mellan Lillesjön och Rävlingasjön är dalgången helt utfylld av isälvs sediment i från dalsidorna flackt stupande fält och centralt i dalgången som svagt välvda avlagringar. Grustaget strax öster om gårdarna i Rävlinge är grävt till 1.5 m djup i grusig sand. Hällytan är framgrävd i botten av grustaget, vilket visar att sedimentmängdigheten åtminstone i delar av fältet är mycket liten.

Norr om Rävlingasjön är avlagringarna i stråket små. 500 m SO om Hulan ligger en kort ås som höjer sig upp till ca 5 m över omgivningen. Avlagringen vid nordändan av Rävlingasjön ligger som en utfyllnad i en bergsslutning. Stora delar är bortgrävda i ett centralt i avlagringen beläget grustag. Sedimenten har 6–7 m mäktighet som mest och består av grovt, stenigt sandigt grus.

500 m söder om Muggebo (4e) ligger isälvs sedimenten som en utfyllnad strax norr om en förträngning i en markerad sprickdal, tillika strax norr om pasströskeln i dalgången. Ett grustag med en ca 5 m hög skärning visar att delar av avlagringen uppbyggs av ett vattenavsatt sediment av ovanlig sammansättning. Det består av finmo och grovmo med ett regellöst inslag

av gruspartiklar i ytlagren och kantiga stenar på djupet (fig. 26). Mellansand och grovsand har en mycket liten andel i detta sediment (se prov 111 i tabell 1). På ca 2.5 m djup i skärningen följer väl sorterad grovmo och sand till mer än 5 m djup.

Analys av grusets bergartsinnehåll har gjorts i några av avlagringarna i Lekerydsstråket. Ett prov från avlagringen vid Laberget (2d; prov 116 i tabell 1) visar att halten av Visingsöbergarter, huvudsakligen skiffrar, uppgår till så mycket som 43 % i fingrusfraktionen. Ett motsvarande prov från grustaget 500 m söder om Muggebo (4e; prov 111) innehåller endast 14 % Visingsöbergarter.

Lekerydsstråkets avlagringar innehåller sammantaget stora kvantiteter naturgrus och främst dess södra hälft kan ha betydelse för regionens grusförsörjning.

Öggestorpsavlagringen

I anslutning till Stensjöns södra del finns utbredda områden med isälvs sediment. Öggestorpsavlagringen i sin helhet är av komplex och svårkarterad natur i det att den uppbyggs av såväl isälvs sediment, issjö sediment och fluviala sediment som övergångsformer mellan dessa. Sannolikt ingår även sediment från issjötappningar i delar av Öggestorpsavlagringen (se s. 135).

Den del av komplexet som ligger mellan St. Kullen och Ulvsnäs (0d) är avsatt i anslutning till det dalstråk i vilket Stensjöån rinner fram. Grova sediment av grusig till stenig karaktär dominerar i den trånga, södra delen av dalstråket. Dessa ligger i plåtåartade avlagringar i området mellan Ljungholmen och St. Kullen. Norrut, där dalgången öppnar sig, avslutas plåtåerna i en markerad brant, förmodligen betingad av en iskontakt vid sedimentens avsättning. 350 m ONO om Ljungholmen utgår från plåtån en markerad ås åt norr. Åsen har ett slingrande förlopp nedför sluttningen och fortsätter ut på odlad mark, där den övergår i ett flertal höga åskullar. Grustaget i åskullen 250 m söder om Knipahammaren har skärningar som visar grovt, åskärnelikt material centralt i kullen, väl sorterad sand distalt. I anslutning till åspartierna är sedimenten avsatta i utbredda fält av huvudsakligen sand och grusig sand i de ytliga delarna.

Vägs kärningen 150 m SV om Knipahammaren är 4 m hög och visar ett sediment av ovanlig karaktär. Sammansättningen är grovt grusig och i stort helt i avsaknad av partiklar finare än grovsand. Tydlig skiktning saknas. Sedimentet innehåller stora och små block regellöst inordnade, och hade

jordarten haft en större andel material finare än grovsand hade den tolkats som morän. Av allt att döma rör det sig dock om ett vattentransporterat sediment, möjligen ett tappnings sediment från den lokala issjö som funnits i höjdområdena i SO (se s. 135). Närmare Stensjön och vid Ulvsnäs blir sedimenten alltmer välsorterade och finkorniga. Ren sand och grovmo dominerar i dessa avlagringar, som har formen av svagt välvda fält och ryggar, där ytformerna delvis uppkommit genom sen- och postglacial bäckerosion i ett ursprungligen tämligen flackt sedimentplan. Udden vid Ulvsnäs, liksom den vid Stensjöåns utlopp i Stensjön, har formen av deltakoner utbyggda genom sedimenttransport från SO mot NV.

Av ovanstående framgår att komplexet mellan St. Kullen och Ulvsnäs bildats i en varierande avsättningsmiljö. De södra delarna mellan Ljungholmen och St. Kullen, liksom åsen 350 m ONO om Ljungholmen, har avsatts supraakvatiskt, medan i övrigt isälvs sedimenten avsatts i den issjö som dämtes mellan höjdpartierna i SO och isen i Stensjöns dalgång. Issjöns existens är dokumenterad genom förekomsten av sediment, som främst består av glacial finmo på nivåer under 225 m ö.h. Möjligen finns spår av issjön även i form av en strandlinje, ett hak i sluttningen 350 m ONO om Ljungholmen. Haket kan följas på en sträcka av 200 m och ligger på nivån 240 till 245 m ö.h. Det är emellertid ej uteslutet att det bildats genom skval av isälvar längs med en iskontakt i sluttningen. I den komplexa bilden ingår sannolikt även en tappning, eller i varje fall en dränering av en lokal issjö, från Stensjöådalen i SO (se ovan). Vid detta tillfälle bildades möjligen deltakonen vid Ulvsnäs. Den gröna färgen för isälvs sediment som denna avlagring fått på kartan motiveras av att avlagringen bedömts vara avsatt under ett så tidigt skede att det fortfarande fanns ismassor kvar i området, vilka bidrog med smältvatten och transporten av material till deltat. Bilden kompliceras ytterligare av en omfattande omlagring av de ursprungliga isälvs- och issjösedimenten, som skett genom sen- och postglacial bäckerosion.

Metodiken vid kartläggningen av området har varit att de partier, där sedimenten bedömts ligga i ursprungligt läge, dvs. ryggar och högre belägna sedimentområden, har kartlagts som isälvsavlagringar och fått grön färg på kartan. Däri kan ingå delar, såsom deltakonen vid Ulvsnäs, vilka möjligen är att betrakta som uppbyggda av älv sediment enbart. Lägre och klart nederoderade områden har fått orange färg på kartan och utgörs sannolikt till största delen av mycket gamla älv sediment samt i viss utsträckning även svallsediment, bildade i den issjö som täckte området.

Den del av Öggestorpsavlagringen som ligger i anslutning till Öggestorps samhälle och sträcker sig in i området för det angränsande kartbladet Nässjö NV har en likartad utbildning som den ovan beskrivna delen. Här ingår emellertid även andra formelement, som har sitt ursprung i dödisavsmältning. En typisk dödismorfologi finns bl.a. i området mellan vägarna 750 m SSV om Öggestorps kyrka, i vilket område ingår en kort ås utsträckt i NO-SV-lig riktning. Andra områden med dödismorfologi finns 1.2 km SV respektive 1 km söder om kyrkan. Dessa områden har varit svårkarterade. Vid grävningar har de moränliknande, blockbeströdda ryggarna och kullarna i allmänhet visat sig bestå av sandigt grus under ett moränartat ytskikt. I området mellan kyrkan och Ljungholmen är sandigt grus avsatt i sandurliknande fält som tämligen tunna lager på morän. Vid grävningar har sedimentmäktigheten på flera punkter visat sig understiga 1 m. Mäktigheten tilltar åt kyrkan till, men även där är den tämligen ringa att döma av muntliga uppgifter från grundvattenundersökningar i form av en serie sondborrningar och provgrävningar i området närmast söder om kyrkan. Några grundvattenförande lager påträffades ej. Från vattentäkten strax väster om kyrkogården föreligger följande lagerföljdsuppgift, som visar att sedimentmäktigheten där är något större. Vid borrningar har ett gruslager på 3.7–4.1 m djup under sand påträffats.

Delen vid järnvägen, 700 m SSO om Öggestorps kyrka, består av utbredda fält med grovt, stenigt sandigt grus. Partiklarna är väl rundade. Sedimenten är avsatta dels i svagt välvda kullar och ryggar, dels i plana till svagt välvda fält. Delvis är ytan blockbeströdd. Liksom i fältet mellan Öggestorps kyrka och Ljungholmen är sedimentmäktigheten ringa. På flera ställen har vid grävningar morän påträffats på djup mindre än 1 m.

De delar av Öggestorpsavlagringen som ligger längst i SV, väster om landsvägen, uppvisar ytformer som är typiska för dödisavsmältning. Formerna är dock inte skarpt brutna utan utjämnade så att isälvsedimenten ligger i låga oregelbundna ryggar och kullar med mellanliggande sänkor, där i några fall morän går i dagen. Sedimenten varierar till sin sammansättning. Ett gammalt, två meter djupt grustag 500 m SSV om Öggestorps kyrka har väl sorterad grusig sand. En borrning strax väster om detta grustag visar 5 m sand som vilar på Visingsösandsten. Söderut, längs landsvägen, är sedimentet i ytan grovt grus, vilket även är fallet inom området 900 m OSO om Sörängen (0c). Denna del av avlagringen begränsas i NV av en brant sluttning, som närmast norr om kartbladsgränsen är 15 till 20 m hög. Lagerföljden i själva sluttningen är blottad i sandtaget 750 m

SO om Sörängen. Skärningen visar mer än 10 m mäktig sand och grovmo, i huvudsak avsatta i konkordanta lager. Sedimenten uppvisar här och där väl utbildade strömripples som bekräftar ett glacifluvialt ursprung. Dock närmar sig delar av lagerserien finmo till sin sammansättning och är genetiskt sett ett issjösediment snarare än ett isälvs sediment. På sanden och grovmon vilar en mer än 1 m mäktig bädd av stenigt grus, som förmodligen utgör ytbädden i ett ofullständigt utbildat delta.

Skärningen samt sluttningens höjd visar att sedimentmäktigheten är betydande i denna del av Öggestorpsavlagringen. En annan del med stor sedimentmäktighet finns enligt ett borrhprotokoll vid landsvägen nära kartbladsgränsen, 1.1 km SSV om Öggestorps kyrka. Enligt protokollet föreligger följande lagerföljd:

0–14 m Sand

14–19 m Grus och sten

19–26 m Lera och mo

26–60 m Sandsten

Skild från huvudavlagringen genom Stensjön och de utbredda torvmarkerna utefter Femtingaån finns fält med isälvs sediment i området mellan Torp och Kåveryd (0c). Dessa ingår i samma komplex som avlagringarna vid Öggestorp. Fältet mellan Torp och Sörängen domineras av väl sorterad sand i ytan. Sanden ligger i den flacka sluttningen ner mot torvmarkerna vid Femtingaån. Ur sanden uppstickande berggrundspartier antyder att sedimentmäktigheten är tämligen ringa och att sanden i viss mån bildar ett utjämnande täcke på underlaget.

Fältet vid Kåveryd är i stort sett utbildat på samma sätt. Sedimenten i ytan är dock i allmänhet något grövre i det att grusiga lager ställvis går i dagen främst inom den högre västra delen. Endast ett litet, 4 m djupt grustag finns i området. Det är beläget strax NO om Kåveryd. Rasmassorna består av grusig sand.

Från fältet med isälvs sediment vid Kåveryd utgår ett osammanhängande, kort stråk av isälvsavlagringar i dalen upp mot Tokarpsmossen och Lagga-rebosjön (0c). Dessa avlagringar ligger som grunda utfyllnader i sluttningarna eller som svagt välvda fält. De domineras av väl sorterad sand i de ytliga lagren.

Isälvs sedimentens halt av Visingsöbergarter har bestämts i ett prov (prov 118 i tabell 1) från avlagringen 500 m SO om Ulvsnäs (0d). Halten uppgår

till 22 % i fingrusfraktionen. 6 % utgörs av sandsten, 14 % av skiffer och mosten samt 2 % av karbonathaltiga bergarter.

Öggestorpsavlagringen innehåller betydande kvantiteter av främst sand och grovmo, medan grus och grövre sediment främst tycks förekomma som tämligen tunna lager i ytan inom delar av komplexet. Sedimentens finkornighet begränsar avlagringarnas värde från grusförsörjningssynpunkt. Möjligen innehåller delen mellan Ljungholmen och St. Kullen (0d) betydande kvantiteter grova sediment.

Avlagringarna i området mellan Stensjön och Hakarp

Lågt belägna områden mellan Stensjön (0d) och Hakarp (1c) har intagits av issjöar under och strax efter deglaciationen (se fig. 44). Dessa områden är i viss omfattning utfyllda med moiga issjösediment och glacial lera, men även rena isälvsediment finns. De största isälvsavlagringarna ligger i dalstråket vid Dalskog (1c) och består av låga ryggar och läsidesbildningar med väl sorterad sand och grovmo. Isälvsedimentens mäktighet är i allmänhet ringa. En spadbörning 450 m SSO om Dalskog visade att under ett 2 m mäktigt lager av mellansand och grovmo övergår sedimenten i rena issjösediment med finmo och mjälalager. Avlagringarna har en lagerföljd som uppkommit genom utfyllnad och uppgrundning i issjön, och de utgör ofullständigt uppbyggda deltan.

Avlagringen vid Svineryd (1c) är en mer isnära bildning av grus och sand som ligger avsatt i sluttningarna på båda sidor av dalgången.

Avlagringarna vid Tovrida (0d) består av utbredda och grunda avlagringar av grus, sand och grovmo i sluttningarna och sänkorna. Avlagringarna saknar tydlig egenform bortsett från vid gårdarna, där två låga kullar med isälvsediment finns. Genom att sedimenten avsatts i en issjö har det varit svårt att skilja de rena issjösedimenten från isälvsedimenten. Dessutom har avlagringarna påverkats genom svallning i issjön så att den ursprungliga morfologin nu är utjämnad.

Övriga isälvsavlagringar i området, såsom de mellan Fridhem och Arvidstorp (1c), har en karaktär som väl följer de ovan beskrivna. Samtliga är avsatta i en issjö.

Kaxholmenavlagringen

Som framgick av avsnittet om räfflor (s. 24) har isrörelserna i Landsjädalen (3c) varit komplicerade med bl.a. isrörelser från SV mot NO. Framför

dalglaciären uppdämdes en issjö (se fig. 44), i vilken avsattes mäktiga lager av glaciala finkorniga sediment distalt, glacial grovmo (issjögrovmo) och isälvs sediment frontalt. Isälvs sedimenten fick därvid en huvudsaklig utbredning längs den södra slutningen av Landsjödalen i ett stort sammanhängande stråk mellan Drättinge (3c) i NO och Botarp (gränsen mellan 2b och 2c) i SV.

De största kvantiteterna isälvs sediment finns vid och NO om Kaxholmen (3c) i form av en utbredd avlagring som närmast kan liknas vid ett ofullständigt utbyggt delta. Denna avlagring är genomskuren av djupa bäckraviner. Stora delar av Kaxholmens samhälle ligger på avlagringen, vilket försvårat kartläggningen genom att ytlagren i så stor omfattning blivit omlagrade och påförda fyllningsmassor. Upplysningar om jordarter och jordlagerföljder i avlagringen samt dess utbredning har i stor utsträckning erhållits genom muntliga uppgifter, äldre dokumentation av tidigare grustag i avlagringen, ett flertal borrhuggningar samt iakttagelser i byggschakt under den period kartläggningen pågick i området.

Två större sandtag har funnits i avlagringen. Dessa är nu helt igenlagda. Det ena, 300 m söder om gården i Hunneryd (3c), har enligt muntlig uppgift huvudsakligen bestått av sand till 10 å 15 m djup. I samband med grundundersökningar av VIAK AB har vid en borrhning i botten av grustaget följande lagerföljd uppmätts:

- 0-3 m Sand
- 3-6.5 m Morän på berg eller block

Det andra sandtaget 800 m öster om Hunneryd finns dokumenterat genom en serie fotografier tagna av Rolf Lundqvist vid Länsstyrelsens naturvårdsenhet (fig. 27). Skärningen, som var ca 12 till 15 m hög, visade enligt denna dokumentation skikt av grovmo, sand och grusig sand avsatt i tämligen konkordanta lager. Sanden överlagras av ett moränartat blockbestrött ytskikt. En borrhning i botten av bäckravinen 50 m väster om sandtaget (VIAK AB) ger upplysningar om den fortsatta lagerföljden på djupet under de i skärningen blottade isälvs sedimenten. Följande lagerföljd har noterats:

- 0- 1 m Lera (en lokalt i bäckravinen avsatt svämpera)
- 1-15 m Mo
- 15-23 m Moig lera som är varvig
- 23-24 m Mycket hårt kompakterad lera

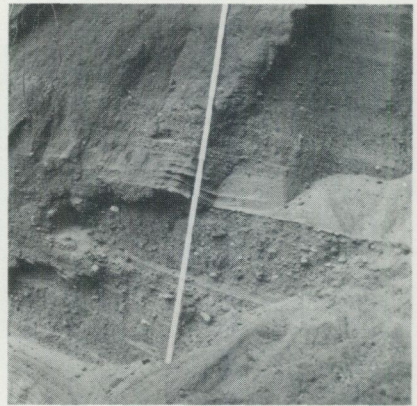


Fig. 27. Skärningen i isälvsavlagringen 800 m öster om Hunneryd (3c). Foto Rolf Lundqvist 1977.

From the section in the glaciofluvial deposit 800 m east of Hunneryd (3c). Photograph by Rolf Lundqvist 1977.

Vid en borrhning på lägre nivå 200 m NNO om den föregående har på djupet 15–24 m en likartad, mycket hårt kompakterad lera noterats. Denna lera har sannolikt varit utsatt för ett betydande tryck av isen och därmed avsatts under en tidigare avsmältningssfas.

Stora delar av Kaxholmenavlagringen överlagras av morän, vilken avsatts under en framryckningsfas efter det att huvuddelen av isälvs- och issjösedimenten vid Kaxholmen avsatts. Underlagrande isälvs sediment har iakttagits i flera byggschakt under de år som karteringsarbetet pågick, men har även iakttagits i de upp till 20 m djupa, smala och långa bäckraviner som skär genom avlagringen och grundar upp mot den i SO anslutande moränslutningen. Inom uppströmsdelarna av dessa bäckraviner har avlagringen en något annorlunda jordlagerföljd än inom nedströmsdelarna, så som den är dokumenterad i ovan beskrivna skärning och borrhningar. I bäckravinens uppströmsdel, 750 m SO om Hunneryd, har följande lagerföljd uppmätts vid borrhning (VIAK AB):

- 0–6 m Sandig mo
- 6–13.2 m Morän på block eller berg

Lokalen är belägen på en nivå ca 30 till 35 m över de tidigare beskrivna borrhlokalerna, och det kan konstateras att den varviga leran liksom den

hårt kompakterade leran tycks saknas på djupet i denna del av avlagringen. De mer ytligt belägna isälvsedimenten har även inom uppströmsdelarna av ravinerna ett visst inslag av grus. Allmänt tycks hela Kaxholmenavlagringen vara finkornigare på djupet.

Åkermarken österut till Drättinge består i stor utsträckning av kullar och ryggar uppbyggda av glacial finmo med mellanliggande, nederoderade sänkor, i vilka avsatts sand som utgör en sekundär omlagringsprodukt. I själva sluttningarna går ofta lager av glacial lera i dagen. Ovanför områdena med finmo, gränsande mot moränsluttningen i SO, ligger sanddominerade isälvsediment i terrasser. Dessa ingår sannolikt i samma avlagringskomplex som Kaxholmenavlagringen. De utgör erosionsrester av en från början med Kaxholmenavlagringen sammanhängande avlagring som spaltats upp i delavlagringar genom den intensiva sen- och postglaciala bäckerosion som förekommit i sluttningarna. Jordartsfördelningen på olika nivåer i den eroderade sluttningen avspeglar i princip den ursprungliga avlagringens uppbyggnad, från isälvsand i ytan till allt finkornigare sediment på djupet.

Isälvsavlagringen SO om Drättinge är mer fristående. Den fyller ut den bidal till Landsjödalen som sträcker sig söderut till Jordstorp (3c). De ryggar som finns i avlagringens södra del är ej primära utan betingade av den bäckerosion som bildat raviner i denna del av avlagringen. Att döma av de få små skärningar som finns kvar i det stora grustaget dominerar sand i avlagringen. I ytan är det delvis rent grus. I en mindre skärning i avlagringens norra, lägre del överlagras isälvsedimenten av varvig mo och lera.

Avlagringarna vid Jordstorp är grunda med grus och grusig sand i ytan. De hänger sannolikt genetiskt samman med avlagringen SO om Drättinge.

SV om Kaxholmen är isälvsavlagringarna, liksom inne i Landsjödalen, avsatta uppe på den sydöstra dalsidan som ett stråk av svagt välvda avlagringar som sträcker sig ner mot naturvårdsområdet vid Strand (2b). Avlagringarna mellan Kaxholmen och St. Karsnäs (2c) domineras av sand i ytan. Avlagringen väster om Botarp (2c) är snarlik den ovan beskrivna vid Drättinge. Den ligger som en utfyllnad i den bidal som i sydostlig riktning går mot Rudaholm (2c). Den högst belägna, sydligaste delen av denna avlagring ligger som en terrass i en brant sluttning. Den 8 m höga skärningen i grustaget 350 m söder om Botarp visar uppbyggnaden av denna terrass. Överst består sedimenten av grovmo och sand i växellagring, därunder morän i växellagring med bäddar av grusig sand. Lagerföljden visar en mycket isnära avsättning av sedimenten inom denna del av avlagringen. Ytterligare två grustag finns i avlagringen. De är belägna 250 m NV

respektive 270 m VNV om Botarp. Ett av dessa grustag har skärningar som visar tämligen dåligt sorterat sandigt grus.

Kaxholmenavlagringarna har, som nämndes i inledningen, bildats i den issjö som dämts framför en dalglaciär som med en rörelseriktning från SV trängde in i Landsjäddalen. Huvuddelen av isälvsedimenten finns vid Kaxholmen, dvs. strax öster om pasströskeln mellan Vättersänkan och Landsjäddalen, där dalgången plötsligt vidgas. Sedimentuppbbyggnaden i avlagringen visar på en deltasedimentation med en lagerföljd från finkorniga sediment i botten till sand och grus i ytan. Sedimentens tilltagande kornstorlek mot ytan är därvid betingad av den successiva utfyllnaden och uppgrundningen som skedde i issjön. Senare har delar av avlagringen blivit överkörd av isen vid en framryckning av dalglaciärens front. Framryckningen finns dokumenterad i det lager av morän som täcker delar av Kaxholmenavlagringen.

Isälvsedimentens halt av Visingsöbergarter är hög. I sandtaget 800 m öster om Hunneryd (prov 117 i tabell 1) uppgår halten till 79 % i fingrusfraktionen. 9 % utgörs av sandsten, 47 % av skiffer och mosten och hela 23 % av karbonathaltiga bergarter. Motsvarande halter i grustaget 350 m söder om Botarp (prov 107 i tabell 1) är 24 % sandsten, 53 % skiffer och mosten samt 9 % karbonathaltiga bergarter, tillhoppa 86 %.

Från grusförsörjningssynpunkt saknar stråket betydelse annat än för tämligen lokala behov. Avlagringen SO om Drättinge är till stora delar utgrävd. Kaxholmendelen innehåller mest sand och finkornigare sediment, dessutom binds större delen av bebyggelse. Den enda avlagring som kan tänkas få en viss betydelse för området grusförsörjning är den vid Botarp, som visat sig innehålla även en del grövre sediment.

Avlagringarna i Ölmsstadstrakten

I Landsjäddalens förlängning mot norr finns en serie mer betydande isälvsavlagringar i trakten av Ölmsstad och Brötjemark (4d). Från Skogsholm (4d) i söder sträcker sig ett kort stråk av isälvsavlagringar längs berg- och moränslutningen förbi Brötjemark och Ingerydsdalen till Alnarp (4d) i norr. Vid vägkorset söder om Brötjemark ingår i stråket en svagt välvd avlagring som enligt vägsärningen uppbyggs av dåligt sorterat, stenigt grus och grusig sand. De enskilda partiklarna är utpräglat kantiga. Åt söder övergår avlagringen i fält med väl sorterad grovmo i ytan. Åt norr, fram till Alnarp, ligger isälvsedimenten som utfyllnader i slutningarna och saknar

egentlig egenform. Skärningar saknas helt. Ytbäddarna består av grovmo och sand utom i området utanför Ingerydsdalen, där grus dominerar. I anslutning till avlagringen ligger områden med glacial finmo, vilket påvisar närvaron av en issjö i området under avsmältningssfasen.

På åkrarna vid Ånaryd (4d) ligger flera avlagringar med sand och grovmo i ytan som utfyllnader i sluttningarna och mellan uppstickande hållpartier. Sannolikt finns det isälvs sediment även på djupet i sänkans botten, men där täcks de av glacial finmo och lera samt en sandig till grovmoig omlagringsprodukt uppkommen genom fluvial erosion. Sedimenten är avsatta i den issjö som intog området under deglaciationen (se fig. 44). Två små, nu igenrasade husbehovstäckter finns 300 m NNV respektive 500 m norr om Visslekullen. De har grävts till högst 3 meters djup i välsorterad sand och grovmo. Avlagringarnas mäktighet är sannolikt genomgående ringa.

Avlagringen mellan Ölmstads kyrka (4d) och Tokeryd (4c) ligger som en utfyllnad i sluttningarna på båda sidor av dalgången. I söder vid kyrkan dominerar grovmo i ytlagren, medan på andra sidan dalgången sandigt grus och grusig sand dominerar. Där finns distalt om ett hållparti ett gammalt, nu helt igenväxt grustag där Munthe och Sandegren (1951) beskrivit en lagerföljd med en 1 m mäktig packe av moränlera på isälvs sand. Denna lagerföljd sätter de i samband med en framryckning av isen. Närmare Tokeryd ligger isälvs sedimenten i nordsluttningen av ett berg- och moränområde. Vid gårdarna i Tokeryd består sedimenten, enligt en grundgrävning till mer än 3 m djup, av något stenigt sandigt grus överlagrat av tunna bäddar av glacial finmo och överst ett ca 0.5 m mäktigt lager av moränartat material.

Isälvs sedimentens halt av Visingsöbergarter har bestämts i avlagringarna vid vägkorset söder om Brötjemark (prov 127 i tabell 1) och NV om Ölmstad kyrka (prov 126 i tabell 1). Halterna i fingrusfraktionen framgår av fig. 18.

Avlagringarna i anslutning till Vättersänkan

De vattensorterade sedimenten i anslutning till Vättersänkan är rent allmänt av mycket komplex natur och svåra att kartlägga i detalj i det att de bildar ett mosaikartat landskap av sediment med olika bildningssätt och ålder, från rena isälvs- och issjösediment över sen- och postglaciala älvsediment (fluviala sediment) till subrecenta och recenta svämsediment. Dessutom finns sediment, vilka genetiskt sett utgör övergångsformer av ovan nämnda, såsom avlagringar med främst grovmo, utgörande övergångsfor-

mer mellan isälvs- och issjösediment, eller avlagringar där såväl glacifluvi-ala som fluviatila processer samtidigt medverkat vid sedimentens avsättande. Av detta framgår att det i många fall varit förenat med stora problem att skilja de olika sedimenttyperna.

De principer som legat till grund för särskiljandet av de olika sedimenttyperna skall översiktligt behandlas. Ett isälvsediment/fluviatilt sediment är avsatt av strömmande vatten. Därmed uppvisar det strömstrukturer till skillnad från ett issjösediment, som är avsatt i huvudsakligen stillastående vatten såsom ett varvigt sediment. Kornstorlek och sedimentstruktur är avgörande vid särskiljandet av dessa sedimenttyper. Sediment grövre än mellansand/grovmo är nästan undantagslöst av typen glacifluvi-ala/fluviatila, medan avlagringar med mellansand/grovmo kan vara såväl glacifluvi-ala/fluviatila som av typen issjösediment. Skiktningen är därvid avgörande vid särskiljandet av sedimenttyperna. Avlagringar med mellansand/grovmo låter sig med andra ord knappast klassificeras genetiskt sett utan tillgång till skärningar där sedimentstrukturerna kan iakttas. Det är även besvärligt att skilja vissa typer av glacifluvi-ala avlagringar från avlagringar bildade genom sen- och postglaciala fluviatila processer. Vid inlandsisens avsmältning var stora delar av södra Vättersänkan utfylld med glacifluvi-ala sediment. I avlagringarnas då vegetationsfria sedimentplan satte vid sänkningen av issjöns yta (se s. 133) en intensiv bäckererosion in och raviner bildades. I liten omfattning fortgår denna process alltjämt i anslutning till de recenta vattendragen. De genom denna process eroderade sedimenten transporterades huvudsakligen från söder mot norr, där de successivt avsattes, år efter år bl. a. som deltar i den åt norr vikande issjön. Härvid kom att bildas avlagringar med samma inre sedimentstrukturer som i isälvs-sediment. Två huvudkriterier har fått vara avgörande vid åtskiljandet av dessa sedimenttyper, dels nivån eftersom rena isälvsavlagringar huvudsakligen uppträder inom högre liggande delar av dalstråken, dels skiktens stupning på så vis att de avlagringar med skiktstupningar som visar transport från norr till söder kartlagts som isälvsavlagringar, medan de som avsattes genom transport från söder mot norr i huvudsak kartlagts som sen- och postglaciala älv-sediment. Bilden kompliceras av att bäckererosionen, och därmed ravinbildningsprocessen, satte in medan fortfarande inlandsisen fanns kvar i området eller i varje fall dödisrester låg kvar. Ett flertal avlagringar på tämligen låg nivå i dalstråken kan därmed betraktas som övergångsformer mellan rena isälvsavlagringar och fluviatila avlagringar. Detta är dokumenterat dels genom förekomsten av iskontaktytor och sättningar i sedimenten,

uppkomna vid smältningen av kvarliggande ismassor, dels genom stupningsmätningar av sedimentens skikttytor. Sannolikt har i söder kvarlämnade dödisrester bidragit med smältvatten till dessa åar och bäckar. Avlagringar som bedömts vara av denna typ har kartlagts med isälvsedimentens gröna färg. Riktigheten av detta är naturligtvis diskutabel. Det finns dock kvar en glacial regim i området. Dessutom kan det vara av värde att framhäva områdets morfologi, som annars inte skulle ha kommit fram i kartbilden om allt kartlagts som äldre älv sediment, dvs. med orange färg.

Rogberga-, Målen- och Odensjöavlagringarna. Rogbergaavlagringen ligger som en i N-S utsträckt, något välvd höjdrygg på vars krön, 240 m ö.h., kyrkan är belägen. De centrala delarna av ryggen har ytlager av stenigt sandigt grus medan ytlagren åt sidorna övergår i väl sorterad sand och grovmo, på lägre nivå överlagrad av glacial finmo och lera. Strax öster om kyrkan finns ett litet, nu igenrasat grustag som utgrävts till ca 4 m djup.

Förekomsten av grovmoiga issjösediment och överlagrande glacial lera visar att Rogbergaavlagringen avsatts i en lokal issjö som dämtes upp mellan en istunga i Huskvarna-Tenhultsdalen och höjdområdena i söder och SV. Av pasströsklarnas läge söderut att döma är det sannolikt att de högre, ytliga delarna av Rogbergaavlagringen är uppbyggda över issjöns yta. Nilsson (1968) har tolkat Rogbergaavlagringen som en randbildning vid den yttre gränsen för en större isframstöt i området (den s.k. Tabergsframstöten; se s. 144).

Målenavlagringen ligger i dalstråket mellan Målen och Bashult (0b) som en dalutfyllnad av sand. Sanden har avsatts i plana, svagt terrasserade ytor med de högsta partierna i norr och i den västra sluttningen. Terrasserna är uppbyggda i en lokal issjö som funnits i dalgången. De högre liggande terrassplanen har en viss grusinblandning i ytan och är uppbyggda till eller något över issjöns yta, vilket nivåmässigt stämmer väl överens med läget av de pasströsklar i söder, vilka varit bestämmande för issjöns nivå. De ursprungliga sedimentplanen har påverkats genom erosion av strömmande vatten i ett senare skede, och de lägre partierna i dalstråket består av en omlagringsprodukt av sand och grovmo i ytlagren. Isälvsedimentens maktighet är okänd men sannolikt tämligen ringa.

Fältet med isälvsediment mellan Barnarpasjön (0a) i SV, Rydet (0a) i norr och Rödjedal (0b) i SO, benämnd Odensjöavlagringen, är av komplex natur. I de norra delarna är isälvsedimenten avsatta i låga eller ibland tämligen markerade ryggar av växlande riktning. Även områdena mellan

ryggarna består av isälvs sediment, avsatta som ett utjämnande täcke på underlaget. Ur fältet sticker det även upp höjdområden eller enskilda kullar, såsom 400 m NNO om Östergården (0a), vilka av företagna grävningar att döma är uppbyggda av morän, i varje fall till mer än 1 m djup. Dessa ryggar skiljer sig inte nämnvärt från ryggarna uppbyggda av isälvs sediment, då även dessa ser moränlika ut med en glest blockbeströdd yta och med ett moränlikt material i ytlagen. Närmare Östergården utjämnas topografin inom fältet. Grus och sand är där avsatta i utbredda fält. Längs vägen mellan Östergården och Odensjö finns två skarpt brutna ryggar i fältet. Ryggen närmast SV om Östergården ligger med sitt krön ca 15 m över omgivningen. Den är ca 150 m lång och utsträckt i ONO-VSV, dvs. sannolikt avsatt längs iskanten som en marginell bildning. En mindre skärning i södra sidan av ryggen visar, under ett moränartat ytskikt, dominerande välsorterad sand med inlagring av mindre körtlar av ren morän.

Öster om Östergården, längs vägen till Rödjedal, utbreder sig vidsträckt, i stort plana fält med huvudsakligen grusig sand i ytlagen. Dessa fält sträcker sig in på angränsande områden inom kartbladet Nässjö NV. I botten av ett litet grustag 1 km OSO om Östergården, upptaget i något stenig grusig sand, genomfördes en spadborring. Från grustagets botten till 3 m djup är sedimenten desamma som i grustaget med den skillnaden att stenhalten ökar mot djupet. Fältet med isälvs sediment kan följas i dalstråken ända till trakten av Vaggeryd och är ett s.k. sandurfält, bildat i ett utbrett dräneringssystem, ett s.k. braided river-system, utanför iskanten. Fältet vid och norr om Östergården är mer isnära avsättningar av isälvs sediment, där bl.a. ryggen SV om Östergården utgör en marginalbildning och där i övrigt den oregelbundet kuperade morfologin uppstått genom att sedimenten avsatts på och i sprickor i en sönderfallande is. Även denna del av fältet har sannolikt avsatts under supraakvatiska förhållanden då där ej funnits förutsättningar för en issjödämning.

Sedimenten i ovan beskrivna avlagringar har tämligen höga halter av Visingsöbergarter (fig. 18). I ett prov från avlagringen vid Rogberga kyrka (prov 102 i tabell 1) uppgår halten till 58 % i fingrusfraktionen. Skiffer och mosten dominerar.

Ingen täktverksamhet har förekommit i området annat än i några små husbehovstäkter. Totalt sett finns avsevärda kvantiteter grus och sand i fältet, men mäktigheten är sannolikt över lag tämligen ringa, varför grustäkt i större skala skulle innebära uttag över stora arealer.

Avlagringarna i Jönköpingsdalen. Hela dalstråket mellan Vättern och Barnarp-Norrahammar i söder är utfyllt av sediment av varierande ålder och bildningsätt och i snabb växling (se s. 81). Rena isälvs sediment uppträder huvudsakligen inom de högre områdena i söder eller i sluttningarna i väster och öster, medan på lägre nivåer och i de centrala delarna av dalstråket sedimenten huvudsakligen utgörs av issjösediment, sen- och postglaciala älv sediment eller snabba växlingar mellan dessa och rena isälvs sediment. Isälvsavlagringarna inom den södra delen av kartområdet ingår i samma, mycket stora komplex av isälvs sediment som åt söder, i och med att vattendelaren passerar, övergår i de utbredda sanduravlagringar som kan följas söderut i Lagans dalgång ända ner till Värnamo. Den närmast enorma sedimentmängden i anslutning till Vättersänkan och dess förlängning visar den stora inverkan Vättersänkan haft på inlandsisens dränering. Isälvar från ett vidsträckt område i isen har kanaliserats dit.

De största kvantiteterna rena isälvs sediment finns inom kartområdets sydligaste del. Hela detta isälvs komplex söder om Hällstorp (0a) har sannolikt ursprungligen bestått av ett eller flera sammanhängande sedimentplan, som senare utsatts för en mycket kraftig fluvial erosion så att nu morfologin i hela komplexet är mycket oregelbunden och skarpt brutet genom den omfattande ravinbildningen. Få skärningar finns som kan lämna upplysningar om lagerföljder i komplexet. De bästa skärningarna har under karteringsarbetet funnits i det stora grustaget i Barnarp, beläget strax öster om väg E4 i höjd med södra kartbladsgränsen. Skärningarna i detta grustag har följts under flera år. Sedimenten är uttagna till ett djup av ca 20 m under markytan. Lagerföljden är i princip likartad inom samtliga delar av grustaget. Överst dominerar sand, i vilken ingår enstaka grusskikt. Sanden vilar med skarp gräns på lager av grovt, stenigt grus, 4 till 5 m mäktigt (fig. 28). Enligt en provgröp i grustagets botten vilar dessa grova isälvs sediment på lager av varvig mo och mjäla med lerskikt. En borring med SGU:s borrhandsvagn företogs i grustagets botten med början i det varviga sedimentet. Ner till djupet 11.4 m var sjunkningen jämn och snabb. Ett prov från 10 m djup utgjordes av väl sorterad sand. Borrstopp erhöles i berg eller större block på djupet 13.5 m under grustagets botten. Jordarten närmast borrhörstoppet utgjordes enligt provtagningen av grusig sandig morän (prov 1 i tabell 1).

Lagerföljden med grova isälvs sediment avsatta direkt på varvig lera visar med säkerhet en framryckning av isen efter det att området, att döma av den varviga leran, varit isfritt under åtskilliga år. Även i övrigt lämnar



Fig. 28. Skärning i det stora grustaget vid Barnarp, 100 m söder om Dammhagen (0a).
Section in the large gravel pit at Barnarp, 100 m south of Dammhagen (0a).

skärningarna intressanta upplysningar om isälvsedimentens avsättningsmiljö. Bland strukturerna i isälvsanden närmast ytan finns tydliga strömrännor, karaktäristiska för en sandurbildning. En sådan kan ha avsatts ovanför ytan av den issjö som dämts mellan isen i norr och höjdområdena i söder. Emellertid är den nuvarande vattendelaren belägen ca 215–220 m ö.h., vilket gör det svårt att se denna, ett tiotal meter lägre belägna, sand som ett sandurmaterial. Möjligen kan man förklara strukturerna i sanden som någon form av avsättning i vatten nära eller i isen, eller har den ursprungliga vattendelaren söderut i berg eller morän legat betydligt lägre men senare genom utfyllnad av sediment kommit att utbildas på nuvarande nivå, ca 215–220 m ö.h. Under karteringsarbetet har det inte funnits resurser att närmare undersöka denna detalj.

Avlagringarna i omgivningen och norrut till i höjd med Hällstorpsdammen saknar skärningar som kan belysa lagerföljden mer i detalj. I norr kommer ofta rena issjösediment dominerade av finmo och grovmo in i lagerföljden. Ofta ligger då, såsom i avlagringarna i anslutning till Hällstorpsdammen, de grövre isälvsedimenten i ytan av de av bäckerosionen opåverkade sedimentplanen, medan rena issjösediment av grovmo och

finmo är frameroderade på lägre nivåer. Det allmänna intrycket vid karteringen av dessa avlagringar är att de uppvisar en lagerföljd från strömskiktade isälvsediment i ytan till successivt finkornigare, varviga issjösediment nedåt i lagerföljden. Denna är därför en typisk utfyllnadslagerföljd, uppkommen genom utfyllnad och uppgrundning i den marginella issjö som dämades framför isen.

På lägre nivå norrut i dalsänkan är isälvsedimenten allt svårare att skilja från sediment av motsvarande kornstorlek, uppkomna och avsatta genom de fluviatila processer som satte in omedelbart efter det att inlandsisen avsmälte från området och detta höjde sig över issjöns yta. De fluviatila processerna, med transport i åar och bäckar av eroderat material från de av vegetation ännu obundna isälvs- och issjöavlagringarna, började medan isrester fortfarande låg kvar i området. Avlagringar utgörande övergångsformer mellan rent glacifluviala och fluviatila avsattes, exempelvis i de s.k. Sänkorna i området mellan Strömsholm (1a) och Ljungarum (0a) i norr och Stommen (0a) i söder, där de med fyllnadsmassor täckta torvhålorna mellan sandkullarna sannolikt utgör områden där dödisrester legat kvar. Bristen på skärningar har gjort det svårt att i de enskilda fallen klassificera sedimenten i sandkullarna. Dessa har i stor utsträckning kartlagts som isälvsediment främst av det skälet att i kartbilden framhäva områdets morfologi. Även i detta område övergår sanden i ytan av de högre belägna sedimentplanen mot djupet i grovmoiga issjösediment som blir allt finkornigare på större djup i det att glacial finmo, varvig mo och mjåla samt till och med varvig lera påträffas. En riktig tolkning av kartbilden ger därvid principerna för lagerföljdens uppbyggnad i området på det sättet att i områden med exempelvis issjögrovmo (orange färg) är denna del av områdets typlagerföljd blottad och i områden med glacial finmo till varvig lera går djupare liggande delar av lagerföljden i dagen. Områden med varvig lera finns därvid huvudsakligen blottlagda längs de djupast nederoderade recenta vattendragen, såsom längs Tabergsån och Lillån.

Förekomsten av isälvsediment på djupet i sänkan är i stort sett helt okänd, men sådana finns punktvis noterade. Några observationer skall behandlas här. Vid anläggningsarbeten år 1917 för Jönköpings nya slakthus, beläget på låg nivå vid Munksjöns södra strand, beskrevs de där förekommande skärningarna av Sandegren (1917). De visade förkastade lager av varvig lera vilande på isälvsand. Vid borrhningarna inom Ryhovs sjukhusområde (1a) påträffades lager med isälvsand (prov 121 i tabell 1) under Rosenlundsmorän. Liknande lagerföljder finns dessutom dokumen-



Fig. 29. Skärning i deltat vid Ryhov (1a).

Section in the delta at Ryhov (1a).

terade från några av de borrhningar som genomförts i samband med grundundersökningar i sänkan enligt uppgifter hos kommunen och geotekniska firmor.

I isälvsavlagringen vid Ryhov (1a) förelåg ypperliga skärningar i samband med det nya sjukhusbygget. Området är beläget mellan Ryhov och Solåsen. Flera hundra meter långa rörgravar och schakt av upp till 12 m djup fanns vid olika tidpunkter tillgängliga för studier. Delar av dessa är tidigare beskrivna under avsnittet morän (s. 45), eftersom en i O-V strykande rörgrav skar genom en bank av Rosenlundsmorän (fig. 17). Moränbanken stupar åt väster, och på denna ligger med tilltagande mäktighet västerut en utbredd avlagring med vattensorterade sediment, huvudsakligen sand. Sanden är avsatt som ett delta, vars yta når 100 till 105 m ö.h. Hela avlagringen domineras av strömskiktad sand (fig. 29), i de undre delarna av skärningarna med inslag av grovmo och i yt bäddarna med inslag av grusiga skikt. Inom vissa partier förekommer kraftiga störningar och förskjutningar av skikten (fig. 30). Den sannolika orsaken till detta är smältning av isrester som legat kvar i området när sedimenten avsattes.

Stupningsmätningar av de enskilda skikten visar mycket växlande lager-



Fig. 30. Störningar i sedimentens skiktning, sannolikt uppkomna genom iskontakt. Ryhovs-deltat.

Disturbances in the strata of the sediments, probably caused by ice contact. The delta at Ryhov.

stupningar från nordvästliga till västliga, men även enstaka stupningar åt SO förekommer. Vanliga är även stupningsriktningar åt SV. Det är sannolikt att delar av sedimenten i Ryhovsavlagringen härrör från den bäckerosion som resulterat i de djupa och långsträckta raviner som kan följas i slutningarna av sedimentmorän upp mot Duvekullen (1b) och Riskullen (0b) i SO. Dessa raviner ligger med sin mynning i anslutning till Ryhovsavlagringen. Även den från söder kommande Strömsbergsåns dåtida flöde har bidragit med material till Ryhovsavlagringen. De vanligt förekommande skiktstupningarna åt SV kan tyda på att strömmarna på grund av något hinder (kvarliggande is i Rocksjösänkan) blivit avlänkade åt SV, medan de enstaka skiktstupningarna åt SO närmast skulle antyda en sannolik påverkan av från norr kommande strömmar, vilket för tanken till närvaron av en aktiv is i området närmast norr om Ryhov vid avsättandet av Ryhovsavlagringen. Detta låter sig emellertid inte på något rimligt vis förklaras med tanke på Vätteryntans samtida läge, ca 105 m ö.h., vilket innebär att pasströsklar långt norr ut i Vättern samtidigt måste ha legat fria.

Avlagringen väster om Munksjön (1a) på dalstråkets motsatta sida, där de västra stadsdelarna i Jönköping är grundlagda, når i söder vid Torpa

ungefär samma höjd som Ryhovsavlagringen och har sannolikt avsatts samtidigt som denna genom transport av material söderifrån med Tabergsån. Liksom vad gäller Ryhovsavlagringen skedde detta sannolikt under ett skede då rester efter inlandsisen fortfarande låg kvar i området. De i denna avlagring tillfälligt öppnade byggschakt som observerats under de år som karteringsarbetet pågått har inom högre liggande delar samtliga varit upptagna i strömskiktad sand, medan på låga nivåer, längs Junebäcken och i sluttningarna ut mot Tabergsån och Munksjön, områden med issjögrovmo, glacial finmo och varvig lera uppträder.

I den branta västra sluttningen finns isälvs sediment avsatta mellan kyrkogården vid Dunkehalla och Juneholm. Ett fåtal, som mest 2 m djupa schakt har under karteringsarbetet påträffats i dessa avlagringar. Samtliga har visat sand i diskordanta lager. Skärningen i ett sandtag som funnits i sluttningen ut mot Vättern, mellan kyrkogården och landsvägen, finns beskriven och fotograferad av Munthe i hans dagboksanteckningar från den tidigare kartläggningen i början av seklet. Skärningens höjd var 16–17 m och lagerföljden beskrivs som följer: "Under 2–4 m lerig sand och därunder ställvis hopkörd skiktad fin sand ett ca 1 m mäktigt lager af med sand växellagrad hvarfvig lera. Härunder upptages större delen av skärningen af skiktad sand med inlagringar af sandblandadt grus. Nertill förefanns ett mindre, 1,5 m långt och 0,7 m tjockt parti af grus, i hvilket erhöles några bollar af moränmergel och mergel (?)". Sedimenten utgör, av Muntthes beskrivning att döma, isnära latterala avlagringar, bildade mellan isen i Vättersänkan och de isfria höjdområdena i väster. Sannolikt har transport av sediment med Dunkehallaån från höjdområdena i väster medverkat vid avsättningen av sedimenten längst i norr vid kyrkogården.

Isälvs sedimentens halt av Visingsöbergarter har bestämts i avlagringen söder om Dammhagen (0a; prov 101 i tabell 1) och vid Ryhov (1a; prov 121). Halterna framgår av fig. 18.

Ovan beskrivna delområde har enorma kvantiteter isälvs sediment. Genom den totala dominansen av sand och grovmo har dock området begränsat värde för regionens grusförsörjning. Grova isälvs sediment finns på djupet i avlagringen söder om Dammhagen (0a), men söderut binds dessa av villabebyggelsen i Barnarp.

Avlagringarna i Huskvarnadalen. Huskvarnadalen är utfylld med sediment och avlagringar av samma karaktär som de i Jönköpingsdalen och avlagringarna har ett lika skiftande bildningssätt med medverkan av issjöar,

glacifluviala och fluviatila processer i snabb växling. Såsom i Jönköpingsdalen är de rent glacifluviala avlagringarna huvudsakligen belägna på höga nivåer, dels i dalgångens södra del mellan Vissmålen (1b) i norr och Hyltan–Lidhult (0b) i söder, dels längre norrut mot Huskvarna i de högre liggande terrasserna i dalgångens sidor.

Avlagringarna vid Lidhult och Hyltan är uppbyggda till nivåer nära 220 m ö.h. i den issjö som uppdämdes mellan en istunga i Huskvarnadalen och högre områden i söder. Yttagren domineras av sand, som ibland har en viss grusinblandning. Där avlagringarnas djupare delar kunnat observeras har sedimenten i regel bestått av issjögrovmo och glacial finmo, dvs. sedimenten blir finkornigare mot djupet. Lagerföljden är betingad av en successiv utfyllnad och uppgrundning i issjön. Det är därvid endast de ytliga delarna av dessa avlagringar som består av isälvs sediment.

Avlagringen längs den branta östra förkastningsbranten, mellan Bråneryd och Bäckadal, har sannolikt hängt ihop med avlagringarna på den västra dalsidan i ett sammanhängande sedimentplan. Genom en intensiv senglacial och postglacial bäckerosion är detta sedimentplan nu genomsatt av mycket djupa raviner. Ravinerna har sträckvis ett imponerande djup. Den nuvarande åns yta är belägen 50 meter under de övre sedimentplanens yta vid Trollbergen (0b) och Bråneryd (1b). Avlagringens uppbyggnad är tämligen väl känd genom de sandtag som finns samt genom gamla borrhningar i området utförda i samband med grundvattenprospektering och andra undersökningar i de lösa jordlagren vid Bråneryd. Dessa visar entydigt en lagerföljd med de grövsta sedimenten i ytan (sand till grusblandad sand) och de finkornigare mot djupet (issjögrovmo, glacial finmo och lera). Borrprotokollen anger ofta fin packad sand med lerskikt på djupet. Sandtagen SO om Bråneryd är till största delen igenrasade och igenväxta. Några öppna skärningar har dock observerats under de år karteringsarbetet pågått. Skärningarna visar lager med strömskiktad, något grusblandad sand och grovmo vilande på issjösediment av grovmo och finmo. De tydligt strömskiktade sedimenten har en mäktighet av högst 7 meter, därunder har sedimenten karaktären av ett varvigt sediment. Vid skjutbanan 500 m NNV om Bäckadal består yttagret av 3 m sandigt grus på 2 m grovmo, varunder följer 1 m sandigt grus på väl sorterad sand och grovmo av okänd mäktighet. Det stora sandtaget vid Trollbergen har upptagits i dominerande sand och grovmo med enstaka grusskikt. Tunna lager med finmo ingår i de nedre delarna av den blottade lagerföljden.

På lägre nivåer längre norrut i dalgången ligger de strömskiktade sedi-

menten i terrasser på olika nivåer, främst i dalgångens västra sluttning. Sedimenten är sannolikt huvudsakligen avsatta av bäckar och åar som runnit åt norr, men under ett så tidigt skede att det fortfarande låg kvar dödisrester i området. Avlagringarna ligger helt inom bebyggda delar av Huskvarna. Ett fåtal skärningar har iakttagits i dessa avlagringar. Ett byggschakt i den norra delen av avlagringen väster om Kåvasjön (1b) visar en något märklig uppbyggnad och sammansättning av sedimenten. Den 4 m höga skärningen domineras av strömskiktad grovmo och sand med en viss grusinblandning i växellagring med tunna skikt av lera och finmo (jfr fig. 33). Sedimentet är avsatt i konkordanta lager som ett varvigt sediment. Sedimentationsmiljön har med andra ord varit mycket växlande, från tämligen starkt strömmande vatten till nära nog stillastående, då lerlagren avsattes.

På ännu lägre nivå finns norr om Kåvasjön utbredda sandområden, inom vilka den centrala och norra stadskärnan är belägen. Endast en skärning har under karteringsarbetet iakttagits i detta område. Denna var belägen i industriområdet 600 m SV om Lunden (1b). Den visade att strömskiktad grusig sand på 2 m djup övergick i väl sorterad grovmo, och därunder fanns finmo till mer än 4 m djup. Övriga upplysningar om lagerföljden har erhållits från ett stort antal grundundersökningar från området. Borrningarna som genomförts i samband med dessa grundundersökningar visar tämligen samstämmigt att den ytligt liggande grusiga sanden och grovmon vilar på finmo och lera, som är varvig.

Sandplanet i norra Huskvarna har byggts ut i Vättern genom transport av material med Huskvarnaån och Lillån. Det är inte, trots sedimentplanens låga nivå, uteslutet att dödisrester kan ha legat kvar i området då sedimenten avsattes. Inom norra delen av avlagringen finns två recent utfyllda torvsänkor, vilka möjligen har sitt ursprung i kvarliggande dödisrester. Torvsänkorna har emellertid även ett klart morfologiskt samband med en bäck från området mellan Lunden och St. Kleven (1b). Bäckens störtar sig nerför förkastningsbranten och ansluter till dessa sänkor, varför en lika rimlig förklaring till sänkorna är att de utgör erosionsformer utskurna av denna bäck. Detta, liksom sedimentytornas låga nivå, har motiverat att området som helhet kartlagts som ett sen- och postglacialt älsediment.

De ovan beskrivna isälvsavlagringarna i Huskvarnadalen består i ytliga delar av isälvsediment. Även inom djupare delar av dalgångens lagerföljd har isälvsediment påträffats, bl.a. i åns ravin 700 m norr om Bråneryd. I ravinens östra sida finns blottningar av isälvs sand under lager med glacial

finmo och lera. Sanden vilar på lager av Rosenlundsmorän. Flera borrhningar i samband med grundundersökningar har visat isälvs sediment på djupet. En borrhning med provtagning inom södra delen av Husqvarna Vapenfabriks område visar lager av sand och grus i växellagring med morän. Enligt en muntlig uppgift från en brunnsborrning vid Lidheds däckshop, belägen ca 1 km rakt norr om Huskvarna kyrka, genomborrades mellan djupen 30 och 34 m ett lager med stora rullstenar, innan sandstensytan nåddes. Detta lager var enligt sagesmannen kraftigt vattenförande.

Sedimenten i Huskvarnadalens isälvsavlagringar har höga halter av Visingsöbergarter. Ett grusprov från avlagringen öster om Trollbergen (prov 114 i tabell 1) visar att halten är så hög som 83 %. Därav utgörs 59 % av skiffer och mosten och 24 % av sandsten och konglomerat. Det är därmed endast 17 % som utgörs av rena urbergarter.

Från grusförsörjningssynpunkt saknar avlagringarna betydelse. De domineras helt av sand och finkornigare sediment och är i huvudsak bundna av bebyggelse.

Rosenlunds bankar. De s.k. Rosenlunds bankar (fig. 16 och 31) vid sydändan av Vättern tillhör en av de mer kända geologiska formationerna i landet. Med sina upp till 35 m höga erosionsbranter ut mot Vättern utgör bankarna ett tydligt inslag i landskapet där de sträcker sig från Rosenlund i SV till udden norr om L. Sanna i NO. Sedan 1971 är Rosenlunds bankar avsatta som ett geologiskt naturreservat. Sin karaktär med friska erosionsärr i de lösa jordlagren har bankarna bibehållit genom åren på grund av den ständigt pågående vattenyttehöjning som försiggår i den södra delen av Vättersänkan, varigenom förutsättningar saknas för en stabilisering av erosionen i bankarna. Dessa eroderas med i medeltal ca 1 m på 4 år (Norrman 1964a).

Som en komplex israndbildning och genom den ständiga förekomsten av friska skärningar på sjösidan har bankarna sedan gammalt varit föremål för geologernas intresse (Munthe och Gavelin 1907, Nilsson 1939, Norrman 1964a, Waldemarsson 1979 och 1983; Waldemarsson kommer att presentera resultatet av detaljstudier av Rosenlunds bankar i en kommande doktorsavhandling). Isälvs sedimenten i Rosenlunds bankar finns huvudsakligen inom de centrala och östra delarna i lager som uppgår till som mest 20–25 meter (fig. 31). De domineras av sand och grovmo med enstaka grusskikt. Längs hela sin utbredning vilar sedimenten på lager av Rosenlundsmorän (s. 34), som inom flera partier är blottad i den undre delen av

brinkarna. Inom de centrala, högre liggande delarna av bankarna överlagras isälvssedimenten av lerig sandig-moig morän. Den överlagrande moränen har en mäktighet längst i väster av som mest 3 m men tunnar ut åt öster för att helt saknas längst i öster. Isälvssedimenten tunnar ut åt väster och öster. Längs bankarna i SV ligger den övre moränen i princip direkt på lager med Rosenlundsmorän, ehuru lagerföljden delvis är betydligt mer komplicerad än så med inlagring av ytterligare moräntyper, issjösediment och glaciala finkorniga sediment. Isälvssedimentens utbredning i ost-väst är väl känd genom brinkskärningarna. Åt norr har isälvssedimenten sannolikt haft en vida större utbredning, då de legat på den breda och grunda, subakvatiska plattform som kvarlämnats efter det att vågerosionen brutit ner denna del av avlagringen. Isälvssedimentens utsträckning söderut är svårbedömd eftersom sedimenten överlagras av flera meter morän och skärningar saknas. Av mäktigheterna i brinkskärningarna att döma, liksom av avlagringens ytform, är det sannolikt att sedimenten under moränen sträcker sig en bra bit åt söder, ungefär så som kartbilden visar.

Inom ramen för föreliggande kartläggning av kartbladet Jönköping SV har inga detaljstudier av Rosenlunds bankar bedrivits. Några detaljer som observerats vid kartläggningen skall dock nämnas. I ytan av Rosenlundsmoränen har de isälvar som avsatte de överlagrande isälvssedimenten skurit ut markerade strömrännor. Dessa har ibland blivit så överfördjupade att moränväggarna rasat in över isälvssediment i rännorna. Ett bevis för denna strömrännebildning utgör de runda bollar av sedimentmorän som lokalt finns utspridda i isälvssedimentens bottendelar. Samma iakttagelse gjordes redan av Munthe (Munthe och Gavelin 1907). En annan iakttagelse av intresse är att isälvssedimenten delvis och främst närmast överlagrande morän uppvisar störningar i form av veckstrukturer och sättningar, som tyder på en påverkan av överglidande is.

I avsnittet om räfflor (s. 24) har behandlats övergången till en typisk dalglaciation i södra delen av Vättersänkan, där i slutskedet av isavsmältningen det brant uppstickande Bondberget kom att avlänka en istunga i Huskvarnadalen och en i Jönköpingsdalen. Detta inträffade vid en isframstöt efter det att området varit isfritt under en tämligen lång period. Vid denna framstöt bildades och avsattes Rosenlundsmoränen. Isälvssedimenten i Rosenlunds bankar kom att avsättas vid den följande avsmältningen av denna dalglaciär. Morfologiskt sett utgör Rosenlunds bankar en nordligt riktad utlöpare till Bondberget. Det är sannolikt att isälvssedimenten kom att avsättas i det glapp i isen som i förlängningen av Bondberget uppstod



Fig. 31. Rosenlunds bankar.

The Rosenlund Formation.

mellan istungorna i de två dalstråken (jfr Norrman 1964a). Rosenlundsavlagringen kom senare att överskridas av is under en sista mindre framstöt (se s. 146).

Tidigare har behandlats bergartsinnehållet i underlagrande Rosenlunds-morän och överlagrande morän av sandig moig sammansättning (s. 43). En analys av bergartinnehållet i isälvsedimentet (prov 112 i tabell 1) visar att halten av Visingsöbergarter i fingrusfraktionen är 68 %. Därav är 50 % skiffer och mosten, 17 % sandsten och konglomerat och 1 % karbonathaltiga bergarter. Bergartsinnehållet överensstämmer därmed närmast med det i Rosenlunds-moränen.

Avlagringarna mellan Kaptensbo och Granbäck. Längst den västra Vätterstranden, mellan Kaptensbo (1a) och Granbäck (2a), har ett antal huvudsakligen moräntäckta isälvsavlagringar påträffats vid kartläggningen. Genom sin karaktär av moräntäckta isälvsavlagringar har deras utbredning varit svår att avgöra. Kartläggningen av avlagringen vid Kaptensbo grundar sig på iakttagelser i byggschakt, där lager med strömskiktad grovmo befanns ligga under 1 till 2 m morän. Längst i söder går isälvs-grovmon upp i

ytan. I avlagringen längs järnvägen söder om Vilhelmsro finns längst i söder, nära den djupt nedskurna bäckravinen, ett större grustag som nu är igenväxt med gamla träd och därför ej kan lämna detaljerade upplysningar om avlagringens uppbyggnad. Munthes gamla dagboksanteckningar från sekelskiftet kommer här väl till pass. Enligt dessa visar grustaget "skärningar i rullstensgrusartadt material, överlagradt – ställvis – af morän, af en mäktighet växlande mellan ett par decimeter och 1–2 meter". Ett grustag i denna avlagring har även beskrivits och fotograferats av Nilsson (1939). "I ett grustag nära Vilhelmsro hållplats ligger ett c:a 3 meter mäktigt moräntäcke på issjösediment". Järnvägen är nedschaktad i avlagringen. Grävningar i slänten visar välsorterad sand och grusig sand under moränen. Skärningar i de intilliggande brinkarna vid Vättern visar issjömo under morän. Delar av lagererien består dock av strömskiktade isälvs sediment, som ytmässigt inte går att avgränsa på kartan. Punktobservationer av sediment under morän finns inlagda på jordartskartan med överbeteckningen rött S.

Nästa karteringsbara moräntäckta isälvsavlagring åt norr har påträffats längs järnvägen 600 m söder om Granbäck. Avlagringen har en i nord-syd utsträckt, svagt välvd rygiform. Inga grustag finns, utan kartläggningen grundar sig på observationerna vid grävningar i slänterna till den i avlagringen nedschaktade järnvägen. Dessa visar välsorterat sandigt fingrus under ett i medeltal 1 m mäktigt lager av sandig-moig morän. Avlagringen är avgränsad med ledning av ytformen.

Isälvs sedimenten inom den nu beskrivna delen av kartområdet har med säkerhet en betydligt större utbredning under morän än vad kartbilden utvisar. Resurser har ej funnits att genom omfattande borrhning mer i detalj undersöka detta. De under karteringsarbetet öppna brinkskärningarna vid Vättern har genomgående visat att moränytorna, där de går ut till stranden, underlagras av sediment från varvig lera över issjömo till isälvsgrus. Denna lagerföljd med morän på sediment torde därför vara karaktäristisk för hela området, upp till en viss nivå i sluttningarna mot väster. Förhållandena med sediment under morän bekräftas också av jordarterna i slänterna av de i området djupt nedskurna ravinerna, samt genom några spridda borrhningar. Av särskilt intresse i sammanhanget är den utpräglat grova sedimentmorän som bildar ytlager inom delar av området. Moräntypen har tidigare beskrivits under avsnittet morän (s. 36 och fig. 8). Till sin sammansättning domineras den av mellansand och grovmo, och moräntypen har med stor sannolikhet huvudsakligen bildats av tidigare avsatta sand- och grovmodo-

minerade isälvs- och issjösediment. Moräntypen, som på kartan har beteckningen sandig-moig morän, förekommer i två stråk. Det ena stråket sträcker sig mellan Granbäck och Kortebo, det andra mellan Vilhelmsro och Brunnsbo. De moräntäckta isälvsavlagringarna söder om Granbäck och vid Vilhelmsro ligger inom dessa stråk med grov sedimentmorän i ytan. Sannolikt är det just längs dessa stråk förutsättningarna är störst att finna rena isälvs sediment under moränen.

Åldersmässigt är isälvs sedimenten i ovan beskrivna del sannolikt likåldriga med de i Rosenlunds bankar. Liksom dessa överlagras de av en generation morän, avsatt under en sista, sannolikt mindre framryckning av isen i Vättersänkan. Halten av Visingsöbergarter i fingrusfraktionen är hög (se fig. 18). I avlagringen söder om Granbäck (prov 115 i tabell 1) är halten 79 %. Därav är 59 % skiffer och mosten, 19 % sandsten och konglomerat och 1 % karbonathaltiga bergarter (jfr Rosenlunds bankar).

Munkaskogsavlagringen. Längst i NV inom kartområdet, vid Munkaskog (4a), ligger en liten flik av en mycket stor sammanhängande sandavlagring som i utbredda sedimentområden kan följas norrut ända fram till Hökensåsområdet inom de topografiska kartbladen Jönköping NV och Hjo SV. Sedimentens bildningssätt är något osäkert, då ingen helhetsbild av dessa stora sammanhängande sedimentområden erhållits vid föreliggande kartläggning. För detta hade krävts omfattande kartläggningar inom de angränsande kartbladen Ulricehamn SO, Ulricehamn NO samt Jönköping NV. Avgörande för tolkningen av sedimentens ursprung har varit de upplysningar som erhållits av professor John Norrman, Naturgeografiska institutionen vid Uppsala universitet, vilken kunnat visa, att den glacifluviala dräneringen från Hökensåsområdet går ner mot Hökesåns dalgång och i förlängningen Munkaskogsområdet. Det är därför sannolikt att det strömmande vatten som avsatte sedimenten i Munkaskogsavlagringen åtminstone delvis kom från smältande is i Hökensåsområdet. Denna tolkning motiverar att Munkaskogsavlagringen kartlagts som isälvs sediment.

Den del av Munkaskogsavlagringen som är belägen inom kartområdet utgörs av ett delta. Norr om Hökesån är detta uppbyggt till ca 115 m ö.h. Deltats uppbyggnad visas av flera erosionsärr längs de höga brinkarna ut mot Vättern, bl.a. 300 respektive 500 m norr om Hökesåns mynning. Lagerföljden är i stort identisk i de två skärningarna. I den övre delen består sedimenten av sand med enstaka grusskikt i diskordanta lager. En viss strömrännebildning är märkbar i sedimenten. Mot djupet blir sedimen-

ten allt finkornigare för att på 10 m djup bestå av grovmo, finmo och mjäla, avsatta som ett varvigt sediment. Påverkan av strömmande vatten upphör i stort på ca 6 m djup, där strömripples ännu uppträder i enstaka skikt i grovmon. 250 m norr om Tumbäckens mynning är en djupare del av deltats lagerserie blottad. I ytan består sedimenten av grovmo som, av skiktningen att döma, kan klassificeras som ett issjösediment. På ca 6 m djup är sedimenten finmo och mjäla. På 9 m djup har de övergått i varvig lera som vilar på morän på 10 m djup. Man kan därvid notera att mer grovkorniga bottenbäddar saknas i deltat. Enstaka, stora och små istransporterade block ingår i sedimenten och utgör ett stöd för den glaciala regim som rådde då deltat avsattes, ehuru dock även havs- och sjöisar kan orsaka sådan blocktransport.

I området närmare Munkaskog går håll- och moränområden i dagen. Ett isolerat, mindre deltaplan finns strax söder om Munkaskog. Det utgör en isolerad rest, som ursprungligen hängt ihop med sedimentplanen norr om Munkaskog. Genom senare bäckerosion och svallning har denna del isole-rats från huvudavlagringen. Den sen- och postglaciala bäckerosionen har varit mycket omfattande. Hela Munkaskogsavlagringen är genomsatt av talrika raviner, av vilka några är 25 m djupa. Ravinerna är nederoderade till underlagrande morän. I brinkskärningarna vid och söder om Munkaskog kan djupare delar av lagerföljden iakttas i form av isälvs sediment under den morän som utgör underlaget till deltat. Den mest upplysande skärningen låg 1 km söder om Munkaskog, där vid schaktningar för en väg ner till stranden en 20 m lång och 6 m hög skärning fanns vid karteringstillfället (fig. 32). Skärningen visar underst bäddar av grovmo, sand och grusig sand i växelagring och i diskordanta skikt. På isälvs sedimenten vilar, med tämligen skarp övergång, en upp till 3 m mäktig bädd av grov, utpräglat sedi-mentartad morän (prov 31 i tabell 1). Moräntypen är karaktäristisk för moränområdena söder om Munkaskog och är till sin sammansättning nära nog identisk med den morän som sträckvis förekommer i Bankerydsområdet (3a) samt i stråk vid Granbäck (2a) och Vilhelmsro (2a, se s. 97). Samma lagerföljd med grov sedimentmorän på isälvs sediment har förutom på denna lokal observerats i brinkarna 150 m norr samt 900 m, 1.2 km och 1.7 km söder om Munkaskog, vilket visar att isälvs sediment under morän har en betydande utbredning i området.

Sedimentens bergartsinnehåll (fig. 18) har bestämts, dels i deltat norr om Munkaskog (prov 125 i tabell 1), dels i den tidigare generation isälvs sedi-ment som överlagras av morän (prov 124). I deltat är halten av Visingsö-



Fig. 32. Moräntäckta isälvssediment i skärning 1 km söder om Munkaskog (4a).
Glaciofluvial sediments covered by till. In a section 1 km south of Munkaskog (4a).

bergarter i fingrusfraktionen enbart 18 %, varav 7 % är skiffer och mosten, 11 % sandsten och konglomerat. Bergartsinnehållet bekräftar därvid, genom den låga halten av Visingsöbergarter, att huvuddelen av sedimenten härrör från områden utanför Vättersänkan, i detta fall Hökensåsområdet. Bergartsfördelningen i den tidigare generationen isälvssediment är mer förvånande. Endast 13 % sedimentära bergarter ingår i fingrusfraktionen, därav 4 % karbonathaltiga bergarter och 9 % sandsten och konglomerat. Anmärkningsvärt är att skiffer och mosten saknas helt. Även denna tidigare generation isälvssediment härrör med andra ord huvudsakligen från områden utanför Vättersänkan. Av intresse är en jämförelse med bergartsfördelningen i överlagrande morän. I denna är halten av sedimentära bergarter i fingrusfraktionen hela 63 %. Av detta kan dras den slutsatsen att underlagrande isälvssediment lokalt på denna plats ej bidragit i någon större utsträckning till materialet i moränen. Detta står i skarp kontrast till de tidigare beskrivna, moräntäckta isälvsavlagringarna vid Granbäck och Vilhelmsro (s. 96), där isälvssedimenten och överlagrande morän har ett i stort sett identiskt bergartsinnehåll. Vid Munkaskog härrör den överlag-

rande moränen med andra ord sannolikt från uppluckade isälvsediment längre ut i Vättern.

Trots betydande kvantiteter isälvsediment har Munkaskogsavlagringen föga betydelse för områdets grusförsörjning. Den äldre generationen grova isälvsediment ligger i huvudsak på nivåer under Vätterns yta, och i delat norr om Munkaskog är det en total dominans av sand och finkornigare sediment.

Övriga isälvsavlagringar

Utanför de ovan beskrivna större stråken och större enskilda avlagringarna finns ett stort antal spridda små stråk och enskilda mindre avlagringar, vilka endast behandlas översiktligt i denna beskrivning. Upplysninger om dessa avlagringar finns i regel i form av dagboksanteckningar från kartläggningen, arkiverade på SGU.

Ett jordartsgeologiskt tämligen enahanda område utgör höjdstråket mellan Vättern–Landsjödalen i NV och den markerade sprickdalen mellan Lekeryd och Bunn i öster. Området ligger i sin helhet på betydande höjd över havet. Stora delar når höjder över 250 m ö.h. och har toppar såsom Måla kulle (2c) och Orrabacken (4d) som når över 330 m ö.h. och därmed utgör några av södra Sveriges högsta toppar. Området domineras helt av berg i dagen och morän, men i sprickdalarna finns här och där små isälvsavlagringar, i huvudsak avsatta i de små lokala issjöar som fanns i området under deglaciationen (se fig. 44 samt s. 135). Som exempel på en av dessa små avlagringar kan tas den söder om Smetlåga (2c). Denna har en i nord–syd utsträckt, svagt välvd ryggform, där uppstickande hållar centralt i ryggen visar att isälvsedimenten har ringa mäktighet. I ett 3 m djupt grustag finns sandigt grus med distalt i avlagringen skikt av mjåla och finmo i växellagring med välsorterat grus och sand. Avlagringen vid Svenstorp (3d) är avsatt i sluttningen SO om ett hållparti och är utbyggd i flack ryggform åt söder. Skärningar i ett litet, 2 m djupt grustag visar lager av sand och grusig sand som överlagras av tunna lager grovmo och finmo samt överst ett sannolikt utflutet, moränligt material av högst en halv meters mäktighet. Angränsande områden med glacial lera och finmo visar att även denna avlagring är avsatt i en lokal issjö.

I de norra sluttningarna av Landsjödalen, mellan Funkebo (3c) i väster och Hov (4d) i öster, finns ett flertal små isälvsavlagringar utspridda i sluttningarna till de små bidalar, som från höjdområdena i NV stupar brant ner mot Landsjödalen. Avlagringarna ligger som utfyllnader i bidalarnas

sidor och har föga framträdande egenform. I de grustag som observerats dominerar tämligen finkorniga sediment, från grovmo till grusig sand. Mäktigheten är genomgående ringa. Angränsande områden med glacial lera och finmo visar att huvuddelen av avlagringarna är avsatta i issjöar.

Avlagringarna vid Rådagölen (4c) och Flättinge (4d) är även de avsatta i issjöar. I avlagringen vid Rådagölen finns ett mindre grustag i grusig sand och sandigt grus till djupet 4 m. Avlagringen vid Flättinge är en grund avsättning av isälvsediment söder om ett bergsparti. Under ett något grusigt ytskikt visar sticksonderingar dominans av välsorterad grovmo.

Avlagringen vid Vätterslund (4c) består av en terrass i den tämligen branta sluttningen. Grävningar i bäckravinen visar en lagerföljd med överst 3 m stenigt sandigt grus, som sannolikt är ett svallsediment. Därunder, på 4 till 5 m djup, finns grovmo som övergår i sand med inslag av fingrusiga skikt.

I anslutning till och söder om Bondberget (1b) finns flera små isälvsavlagringar. De vid Lindholmen (0b) och Pustan (0b) består i grunda utfyllnader av dominerande isälvsand i anslutning till uppstickande hållar samt en kort ås 500 m väster om Lindholmen.

Det korta stråket av isälvsavlagringar från Duvekullen (1b) och längs Bondbergets västra sluttning består av låga kullar vid och SV om Duvekullen samt grunda avsättningar av grovmo och sand i västsluttningen av Bondberget. Ett gammalt grustag i avlagringen vid Duvekullen har grävts ner till underlagrande morän på 3 till 4 m djup. En öppen skärningsvägg visar att avlagringen består av konkordant skiktad grovmo i upp till 1 m mäktiga bäddar, vilande på grusig sand. Lagerföljden tyder på att sedimenten avsatts i en issjö.

Inom de högre områdena mellan Bymarken (1a) och Bankeryd (3a) har påträffats några enstaka små isälvsavlagringar såsom den mellan Björkäng och Rickarp (2a). Avlagringen är avsatt i en moränsluttning och saknar egenform. Ytan är blockbeströdd och moränlik, och de ytnära delarna består av ett material snarlikt den sanddominerade sedimentmorän (se s. 36) som förekommer i området. En vägskärning visar dock att jordarten på djupet av avlagringen är välsorterad grusig sand. Det är möjligt eller till och med sannolikt att flera isälvsavlagringar av denna typ finns inom området, men att dessa genom avsaknaden av framträdande egenform och genom en blockbeströdd yta och moränartat material i ytan kommit att kartläggas som morän. 250 m SO om Ekelund (2a) sträcker sig en kort men markerad slukås nedför sluttningen.

Issjösediment

Issjösediment (se s. 14) finns i riklig mängd inom kartområdet. I kornstorlek varierar de från sand till lera. I detta avsnitt behandlas endast de grova issjösedimenten, utgörande en övergångsjordart mellan de glacifluviala sedimenten avsatta i issjöar och de glaciala finkorniga sedimenten avsatta i samma issjöar. Dessa issjösediment är i huvudsak uppbyggda av grovmo. Jordarten har ej fått någon särskild beteckning på kartan. I huvudsak utgörs de grovmoområden som har orange färg på kartan av områden med issjösediment i dagen, men denna grovmo kan till mindre del bestå av omlagringsprodukter avsatta vid bäckar eller genom svallning.

Issjösedimenten förekommer främst på djupet i anslutning till Vättersänkan men finns även i riklig mängd i slutningarna söder om Landsjön (3c), i sprickdalen mellan Rävlingasjön (3d) och Stensjön (0c), i området mellan Stensjön (0d) och Hakarp (1c) och lokalt även på många andra platser där lokala issjöar funnits (fig. 44) under och strax efter deglaciationen, såsom vid V. Höreda (0d), Finneryd (0e), Nissamålen (2c), Sandvik (3e), Ånaryd (4d) och Rupphult (4e). Jordarten, som domineras av grovmofractionen (prov 131 och 132 i tabell 1), är avsatt som ett varvigt sediment. I regel ingår issjösedimenten i sin renaste, grovmoiga form som del i en längre lagerföljd från varvig lera och finmo till isälvs sediment och med en successiv övergång mellan de olika sedimenttyperna. I de enskilda fallen har det varit svårt att inom karteringsbara arealer särskilja dessa sedimenttyper från varandra. Isälvsavlagringarna i dalstråken söder om Vättern består ofta på djupet av rena issjösediment samt finkornigare sediment, och områden som kartlagts som glacial finmo kan till delar klassificeras som issjösediment. Denna lagerföljd, med successiv övergång från sandiga, strömskiktade sediment överst till issjögrovmo, finmo och varvig lera på djupet, är närmast en regel i området. Lagerföljden finns exemplifierad i ett flertal skärningar och genom borringar, varav flera är beskrivna under avsnittet om isälvsavlagringarna i Vättersänkan (s. 81). Lagerföljden är även karaktäristisk för ett flertal issjöområden utanför själva Vättersänkan, såsom i Landsjädalens södra slutningar och vid Dalskog (1c), och visar en successiv utfyllnad och uppgrundning i issjön.

Ibland uppträder i issjösedimenten en förbluffande skillnad i kornstorlek mellan de angränsande skikten (fig. 33), från skikt med lerig mjåla till skikt med sand som i vissa fall till och med kan ha en viss grusinblandning. Detta visar en mycket växlande isnära avsättningsmiljö, från lugnvatten till starkt



Fig. 33. Issjösediment i Jönköpingsdalen med ovanligt stor skillnad i kornstorlek mellan näraliggande skikt. Byggschakt i Tokarp (0a).

Glaciolacustrine sediments in the Jönköping valley, with an unusual difference in grain size between adjacent layers. From a section at Tokarp (0a).

strömmande vatten. Främst är detta karaktäristiskt för delar av issjösedimenten i dalstråken söder om Vättern, där denna karaktär hos jordarten visats i ett flertal byggschakt, bl.a. vid Tokarp (0a, fig. 33) och Stommen (0a). Jordartens isnära karaktär visar att avsättningen har skett i tämligen lokala, marginella issjöar, som dämts mellan en utpräglad dalglaciär i dalstråken och omgivande sluttningar.

Liksom vad gäller isälvsediment så förekommer i anslutning till Vättersänkan även issjösediment under morän. De tillhör en tidigare generation issjösediment som avsatts i området. Exempel på sådana lagerföljder finns i Rosenlunds bankar samt i strandbrinkarna vid Vilhelmsro (2a) och Brunnsbo (2a). I brinken utanför Vilhelmsro kapell är issjösedimenten tydligt veckade av en överskjutande is. Lagerföljder med morän på issjösediment har även iakttagits i Landsjödalen (se s. 78).

Med ledning av issjösedimentens och de glaciala finkorniga sedimentens utbredning erhålls en god uppfattning om issjöarnas förekomst och utbredning inom kartområdet under och strax efter deglaciationen (fig. 44). Detta behandlas närmare i avsnittet "Issjöar, högsta kustlinjen och andra strandlinjer", s. 133.

Glaciala finkorniga sediment

De glaciala finkorniga sedimenten har en huvudsaklig utbredning i områden där större issjöar funnits, såsom i dalstråken söder om Vättern, i Landsjödalen (3c) och dess förlängning åt norr, vid Brötjemark (4d), i sprickdalen mellan Stensjön (0d) och Ramsjön (3d) samt i området mellan Stensjön och Hakarp (1c). Glaciala finkorniga sediment finns även inom spridda mindre områden, där små lokala issjöar funnits under och strax efter deglaciationen, såsom vid Byhult (0e), Bubbarp (1e), Nissamålen (2c), Strömsholm (gränsen mellan 2d och 2e), Drevseryd (4d) och Åkerslund (4e). De har på kartan indelats i glacial finmo, varvig mo och mjåla med lerskikt samt glacial lera. Jordarterna förekommer i regel tillsammans, varvid finmon normalt tillhör den basala delen av lagerföljden med varviga sediment och den glaciala leran mer ytliga delar. Denna lagerföljd är dock endast normal för de områden där den glaciala leran har stor utbredning i ytan, såsom i uppströmsdelarna av Landsjödalen och Huskvarnadalen och vid Stensholm (1c). Som tidigare beskrivits i avsnitten om isälvsavlagringar (s. 81) och issjösediment (s. 102) är lagerföljden inverterad inom stora delar av kartområdet med de grövre sedimenten i ytan och den glaciala leran

tillhörande mer basala delar av lagerföljden. Denna lagerföljd är karaktäristisk för större delen av sänkan söder om Jönköping, för nedströmsdelarna av Huskvarnadalen, för Landsjädalens i delen mellan Drättinge och Kaxholmen, för sedimentområdena norr om Bankeryd (3a) och vid Munkaskog (4a) samt lokalt även på andra ställen såsom vid Dalskog (1c) och vid Ramsjöholm (2d). Den inverterade lagerföljden har uppkommit genom en successiv utfyllning och uppgrundning i issjön. Under den glaciala leran följer normalt sediment med tilltagande kornstorlek, innan underlagrande morän nås.

Genom den rikliga förekomsten av övergångsformer mellan ren issjögrovmo, glacial finmo, varvig mo och mjäla med lerskikt samt glacial lera och den, såväl i vertikal som horisontell led, rika växlingen mellan dessa sediment har det ibland varit svårt att på kartan skilja ut ytor med de olika jordarterna. Dessa har lagts efter den jordart som bedömts dominera inom respektive yta. Som exempel kan områden som kartlagts som glacial finmo delvis bestå av ren issjögrovmo och/eller varvig mo och mjäla med lerskikt.

Glacial finmo (proverna 133–137 i tabell 1) och dess övergångsformer till grovmoiga issjösediment och varvig mo och mjäla med lerskikt har den största utbredningen i ytan i Jönköpingsdalen, i Huskvarnadalen mellan Bråneryd (1d) och Åkarp/Hyltan (0b), i Landsjädalens södra sluttningar (3c), i dalstråket söder om Ramsjön (2d) samt i området mellan Stensjön/Uddebosjön (0d) och Hakarp (1c). Det är en vanlig jordart i ytan även inom ett stort antal mindre områden såsom vid den södra delen av Stensjön (gränsen mellan 0c och 0d), vid Ö. Höreda (0e), vid Berlin (2c), vid Ånaryd (4d) samt mellan Ruppshult och Tallebo (4e).

Där den glaciala finmon iakttagits i skärningar, är den i regel tydligt skiktad, ofta med en varvighet som sannolikt är avhängig av dygnsvisa variationer i sedimenttillförselein. En sådan väl framträdande varvighet har iakttagits bl.a. i det gamla lertaget 450 m VSV om Ekelunda (0c), där tunna mjäladominerade skikt ligger i växellagring med finmoskikt. Varvigheten gör att kornstorleksanalyser av prover på den glaciala finmon (se tabell 1) i regel visar ett betydande inslag av andra fraktioner, såväl grövre grovmo som finare mjäla och ler. Finmon, provtagen på ett sådant djup att den ej utsatts för urlakning, har visat sig vara karbonathaltig. Tre prov (proverna 135–137) från områden i anslutning till Vättersänkan visar en karbonathalt på 1.9, 4.9 och 2.5 %.

Den glaciala finmons mäktighet varierar avsevärt inom kartområdet. I

Jönköpingsdalen, i Huskvarnadalen, i sedimentområdena norr om Banke-ryd och Munkaskog samt i sluttningarna söder om Landsjön kan ibland en packe av mer än 10 m mäktighet av den lagerföljd från sand till lera som finns där utgöra glacial finmo. I övriga områden utgör den glaciala finmon högst en eller annan meter av lagerserien med glaciala sediment.

Varvig mo och mjäla med lerskikt har en betydligt mindre utbredning i ytan än finmon, men på djupet har jordarten en avsevärd utbredning inom samma områden som den glaciala finmon. Varvig mo och mjäla med lerskikt ingår där i den mäktiga lagerserien med sandiga till leriga glaciala sediment. Störst utbredning i ytan har jordarten i ett stråk mellan Tovrida (gränsen mellan 0d och 1d) och Stensholm (1c), i dalstråket söder om Ramsjön (2d) och i sluttningarna söder om Landsjön. I Jönköpingsdalen och i Huskvarnadalen går jordarten i dagen endast inom mindre områden på låg nivå, huvudsakligen i anslutning till de recenta vattendragen. Den utgör där en frameroderad basal del av lagerserien med glaciala sediment.

Analyserade prover av varvig mo och mjäla med lerskikt (138–140 i tabell 1) visar att jordarten kornstorleksmässigt spänner över ett brett register. Fraktioner från sand till lera ingår, men huvuddelen av materialet ligger inom mo och mjälafraktionerna. Lerhalten varierar mellan 13 och 20 %. Inget av proverna visade sig ha någon påvisbar karbonathalt. Detta är något förvånansvärt (jfr finmon) men beror sannolikt på urlakning av karbonater i de ytliga delar som proverna härrör från (se även s. 43).

Skärningar i varvig mo och mjäla med lerskikt finns bl. a. i brinkarna norr om Sjöåkra (3a) och Munkaskog (4a) samt har under kartläggningen iakttagits i ett flertal byggschakt i Jönköpings- och Huskvarnaområdet. En mycket god skärning, som väl belyser jordartens utseende, finns längs ån 350 m SSV om Ramsjöholm (2d) i en 3 m hög brink. De enskilda varven har en tjocklek som varierar mellan 1 cm och 10 cm. Sommarskikten domineras av finmo, vinterskikten består av mjäla och ler. Några enskilda tjocka varv uppvisar en kornstorleksmässigt mycket kraftig årstidsvariation i det att sommarskikten består av grovmo med inslag av sand, medan vinterskikten är lerigt mjäligena. Jordarten är blågrå till färgen med ljust grå sommarskikt och mörkt gråblå vinterskikt.

Tidigare (s. 102 och 105) har behandlats den talrika förekomsten av övergångsformer mellan de på kartbladet utskilda glaciala sedimenten, med en kornstorleksmässigt stark växling i såväl vertikal som horisontell led. Detta är, som framgår av ovanstående skärningsbeskrivning, även i hög grad karaktäristiskt för jordarten varvig mo och mjäla med lerskikt. Inom de på

kartan utskilda ytorna med varvig mo och mjåla med lerskikt dominerar denna jordart, men mindre partier kan bestå av glacial finmo eller glaciala sediment som närmast motsvarar den styvare varianten benämnd glacial lera.

Jordartens mäktighet inom olika delar av kartområdet kan bara grovt uppskattas. Enligt borrhningar längs ån söder om Ramsjöholm förekommer där 14 m kohesionsmaterial, varav åtminstone övre delen till 3 m djup består av varvig mo och mjåla med lerskikt. Liksom i andra områden (se s. 103) är även här lagerföljden inverterad i det att lerhalten successivt ökar mot djupet. Huvuddelen av dessa 14 m kohesionsmaterial består sannolikt av glacial lera. Brinkarna i avlagringarna norr om Bankeryd och Munkaskog visar att den varviga mon och mjålan med lerskikt i dessa avlagringar är mellan 1 och högst 4 m mäktig. I Jönköpingsdalen, Huskvarnadalen och Landsjödalen är mäktigheten avsevärt större.

Under beteckningen glacial lera har alla glaciala sediment finkornigare än varvig mo och mjåla med lerskikt sammanförts. Dessa sediment (proverna 141–155 i tabell 1) utgörs huvudsakligen av glacial finlera med en lerhalt över 25 %. Den glaciala leran har sin största utbredning i ytan i uppströmsdelen av Landsjödalen, mellan Landsjön (3c) och Ölmstad (4d) samt i Huskvarnadalens uppströmsdel, mellan Åkarp (0b) i norr och bladgränsen i söder. Här dominerar jordarten totalt i ytan. Andra mer utbredda områden med glacial lera finns i trakten av Stensholm (1c) och i området mellan L. Sanna (1b) och Ryhov (1a). Det sistnämnda området beskrivs senare (s. 109), då den rent sedimentära karaktären av leran där är något tvivelaktig. Jordarten tycks till delar bestå av moräniserad glacial lera.

Den i ytan oskiktade leran övergår på ringa djup vanligen i en tydligt varvig lera, vilket framgår av de flesta skärningar som iakttagits i leran under kartläggningen. Leran har i regel ljusst gråbruna sommarskikt och mörkt blåaktigt bruna vinterskikt. I reducerande miljö under grundvattenytan är sommarskikten ljusgrå och vinterskikten mörkt blåaktiga. Leran i uppströmsdelen av Huskvarnadalen har en speciell och ovanlig varvighet (fig. 34). I en skärning 500 m NNV om Häljaryd (0c) observerades en serie av 80 distinkta varv, med i stort sett samma varvtjocklek (0.5–1 cm) i botten som i ytan. Varvigheten är ovanlig såtillvida att de mörkt blåaktiga bruna och leriga vinterskikten är 3 till 4 gånger så mäktiga som de ljusst gråbruna sommarskikten (se fig. 34). Normalt är förhållandet det omvända. Enligt Waldemarsson (1983) tyder denna typ av varvighet på att leran i dalstråket avsatts under en kallperiod.



Fig. 34. Varvig lera, i vilken de mörka vinterskikten är ovanligt tjocka. 500 m NNV om Häljaryd (0c).

Varved clay with unusually thick dark winter layers. 500 m NNW of Häljaryd (0c).

Kartläggningen av lerområdena i Landsjödalen har varit förknippade med speciella problem. En betydande nedtransport av material genom regn- och smältvatten samt jordflytning har skett och sker fortfarande i de tämligen branta sluttningarna, varvid de glaciala sedimenten på lägre nivåer kommit att pålagras av ibland metermäktiga lager av lerigt solifluk-tionsmaterial (se även s. 121). Vid karteringen var det i regel detta material man fick upp med stickborren och den primära glaciala leran nåddes ej. Den finns emellertid på djupet, vilket bekräftats genom ett flertal grävningar och borrhningar. Trots det ibland mer än metermäktiga lagret med solifluk-tionsmaterial i ytan, har området i sin helhet kartlagts som glacial lera. En ny beteckning hade annars fått införas för solifluk-tionsmaterial, och detta bedömdes inte vara motiverat då solifluk-tionsmaterialet (pro-verna 172 och 173 i tabell 1) i sig till kornstorleken ej avsevärt skiljer sig från underliggande glaciala lera. Den huvudsakliga skillnaden är avsaknaden av skiktning och inblandningen av grövre strökorn i solifluk-tionsmaterialet.

Inga goda skärningar i den glaciala leran har iakttagits i själva Landsjödalen, men däremot längre norrut i trakten av Brötjemark, bl.a. 100 m SSO

om Hallagården (4d), vid schaktningsarbeten för en brunn. Den glaciala leran (prov 153 i tabell 1) ligger där under en 2.1 m mäktig ytbädd av lerig sandig-moig morän. Leran är varvig med 0.5 till 2 cm mäktiga varv i den studerade 1 m mäktiga sekvensen. Den har 2–4 mm tjocka, chokladbruna vinterskikt och 5–15 mm tjocka, ljusbruna sommarskikt (jfr Häljarydslokalen) med ett noterbart inslag av finmo. Från själva Landsjödalen finns i dagboksanteckningarna från den äldre kartläggningen (Munthe och Gavelin 1907) flera beskrivningar av skärningar i den glaciala leran, gjorda i lertagen vid Lyckås tegelbruk, som var i drift vid sekelskiftet. Ett av lertagen låg i slutningen SO om Lyckås herrgård och leran beskrevs som följer: "Leran är hvarfig lera i vexlande hvita och brungredelina skikt något mindre än 1/2 tum tjocka. De hvita äro ock tunnare än de färgade. Lerbanken är åtminstone till 12 fot blottad. Leran på ett ställe liksom ihopklämd. I leran hittas mycket sparsamt ett slags marlekor, mycket hårda små knölar, hvilka vid söderslagning äro sprickiga. Enligt uppgift af greve Gr. Hamilton är leran genomborrad mer än 50 fot. Kalkhalten omkring 9 %". Det kan observeras att ovanstående beskrivning av varvigheten med "de vita skikten tunnare än de färgade" närmast är jämförbar med varvens utseende i Huskvarnadalen vid Häljaryd (se ovan och fig. 34) men skiljer sig från lokalen Hallagården, där de ljusst bruna sommarskikten var 3–4 gånger så tjocka som de mörka vinterskikten. Varvighetens skilda karaktär i olika delar av kartområdet ger intressanta aspekter på områdets deglaciation i det att den möjligen visar, som antytts av Waldemarsson (1983), att leran i Häljarydsområdet och i nedströmsdelen av Landsjödalen är avsatt under en kallperiod, medan klimatet var varmare då leran i Brötjemarksområdet avsattes.

Området med glacial lera mellan Rosenlunds bankar (1b) och Ryhov (1a) behöver en närmare beskrivning. Leran går i dagen på nivåer som i trakten i övrigt helt domineras av sand, och området har en märkligt vinklad och skarp gräns mot sandområdena vid Ryhov. Gränsen är ej morfologiskt motiverad. Tveksamheten vid kartläggningen gäller främst lerans bildningssätt inom området. Området är bebyggt, och få opåverkade ytor finns. Kartläggningen grundar sig därför i mycket stor utsträckning på de 30-tal grundundersökningar från området som funnits tillgängliga. Nästan samtliga anger att ytlagren består av finkorniga sediment, huvudsakligen lera och mjäla. Några av grundundersökningarna anger att jordarten är varvig. Tveksamhet om lerans bildningssätt har ändå uppkommit vid kartläggningen. Leran ser i flertalet provgröpar moräniserad ut (jfr fig. 11)

genom avsaknaden av skiktning och inlagringen av strökorn av sand, grus och t.o.m. sten. Varvig lera observerades endast på några få lokaler inom området. I ett dike för telekablar 800 m OSO om Rosenlunds gård var leran blottad till 2 m djup och lokalen visade överst finlera med strökorn av sand och grus. Först på 1.2 m djup är leran varvig med bruna sommarskikt och blåaktigt grå vinterskikt. Varvtjockleken är 0.5 till 1 cm. Intressant är att varven står i stort sett lodrätt.

I brinken 150 m VNV om Rosenlunds gård framgrävdes följande lagerföljd:

- 0–1.5 m Sandig grovmo
- 1.5–2.3 m Oskiktad lera med strökorn av sand och grus
- 2.3–3.6 m Varvig glacial finlera
- 3.6–>7 m Moränlera (Rosenlundsmorän, se s. 34)

Längre åt NO längs strandbrinkarna utgör glacial, ofta varvig lera ett maximalt 1 m mäktigt ytlager som tunnar ut mot bankarnas högre liggande partier. Där märks ingen påtaglig senare påverkan av leran.

Värdefulla upplysningar om lerans karaktär i området har även erhållits ur dagboksanteckningarna från den vid sekelskiftet genomförda kartläggningen (Munthe och Gavelin 1907), främst observationer gjorda i lertaget vid Rosenlunds tegelbruk. Detta låg norr om järnvägen vid Österängen, ca 1 km öster om Rosenlunds gård. Lertaget beskrivs enligt följande: "Här funnos tillsammans 80 m långa, 1–2 m höga väggar, både äldre och nyare. Leran seg, fin och jemn, brungrå till färgen. I de nya väggarna sågs ej spår till hvarfvighet, men i de gamla väggarna syntes sådan. Till 0,5 m djup är den ursprungliga hvarfvigheten mycket trasslad, delvis utplånad, delvis skrynklig och veckad med brottstycken af hvarfvig lera af högst 1 dm storlek. Den lera som innesluter brottstyckena är naturligtvis samma lera fast hvarfvigheten är förstörd. På kanterna finnes litet småsten hvilka i allmänhet någongång är hufvudsakligen väl rundade, slipade och polerade, en och annan finnes med tydliga repor. Vid särskildt ransakande efter deras läge befanns, det stenar endast träffades från ytan till 0,3 m:s djup. De ligga således allesammans i den rubbade lerans öfre del. Hvad nu orsaken till lagrens rubbning och stenens ditkomst beträffar så kan den ej gerna vara annan än att is bemängd med sten och sand och lera kalfvat från en glacier och flutit fram öfver lerfältet samt aflastat stenen, och sand och lera – fast icke tillräckligt mycket för att de skulle bli ett lager af krossgruslera".

Denna beskrivning bekräftar väl det intryck av leran inom området som erhållits vid den nu genomförda kartläggningen. Lerans ytlager är påverkat av en överglidande is (alternativt strandade isberg) och är därför genetiskt sett närmast att betrakta som morän eller övergångsformer till morän. Moräniserad glacial lera har för övrigt tidigare beskrivits från andra delar av kartområdet (se s. 37). Avsaknaden av sandiga sediment i området och den skarpa, morfologiskt sett omotiverade gränsen mot sandområdena vid Ryhov, beror sannolikt på att is täckte lerområdet vid det tillfälle då sanden vid Ryhov och omgivande sand avsattes (jfr beskrivningen av Ryhovsavlagringen, s. 88). Detta ger en ytterligare bekräftelse på den glaciala regim som fortfarande rådde i området då Ryhovsavlagringen avsattes.

Samma typ av problem vad gäller lerans bildningssätt uppstod vid kartläggningen i området mellan Björneberg (2a), Grantorp och Granbäck (2a). Även där är leran utpräglad moränartad i ytan. Inom mindre ytor går dock en klart varvig lera i dagen, t.ex. i vägdikena 650 m VSV om Grantorp.

22 prover av glacial lera från kartområdet har analyserats med avseende på kornstorlek och karbonathalt. Flertalet av dessa analyser finns redovisade i tabell 1 (proverna 141–155). Lerhalten varierar mellan 21 och 67 %. Medelvärdet är 44 %. Den styvaste leran har påträffats i den inre delen av Landsjödalen (prov 154, lerhalt 67 %), som är känd i jordbrukssammanhang för sin mycket styva lera. Endast ett prov från Ryhov (1a) har påvisbar karbonathalt. Den uppgick till 1.3 %. Avsaknaden av karbonat i leran är förvånande då motsvarande analyser vid den äldre kartläggningen vid sekelskiftet nära nog allmänt visade att leran var karbonathaltig med halter som varierade mellan 2.1 och 4.7 % (Munthe och Gavelin 1907, s. 159). Av Munthes tabell framgår att proverna ej heller är tagna på avsevärt större djup än vid den nu genomförda kartläggningen. En förklaring till skillnaden är att urlakningen av karbonater i leran, vilken process pågått alltsedan lerområdena höjde sig ur issjöarnas yta, accelerat under det senaste halvsekle till följd av försurning. Det är helt klart att den glaciala leran i området primärt haft en icke ringa karbonathalt. Först på betydande djup finns denna karbonathalt bevarad.

Den glaciala lerans mäktighet varierar avsevärt inom kartområdet. I området mellan L. Sanna (1b) och Ryhov (1a) varierar den enligt de tillgängliga grundundersökningarna mellan 1 och 6 meter. De lersonderingar som genomförts inom kartområdet under kartläggningen visar följande mäktigheter:

- 700 m NNV om Rogberga kyrka (1b): 3 m
450 m SSV om Hulugården (1c): >7 m
450 m öster om Stensholm (1c): 4 m
700 m norr om Rönjane (1d): 10 m
700 m SSV om Ramsjöholm (2d): >14 m
700 m SV om Lyckås herrgård (3c): >6 m
250 m söder om Höganäs (3c): >8 m
400 m NO om Siringe (4d): >7 m
300 m SO om Visslekullen (4d): 8 m
300 m öster om Erlandsbo (4e): 5 m

Några ytterligare lermäktigheter från Landsjödalen kan meddelas. Tidigare (s. 109) omnämndes att enligt muntlig uppgift leran är genomborrad till mer än 50 fots djup, dvs. ca 15 meter i lertaget vid Lyckås tegelbruk. En borring i närheten av Skärstad kyrka år 1946 finns meddelad i beskrivningen till kartbladet Gränna (Munthe och Sandegren 1951). Enligt denna borring är det överst 22 m styv, brun issjölera, vilken vilar på grovt grus med en mäktighet av 4.5 m. Även andra borrhningar i Landsjödalen har visat stora lermäktigheter, såsom söder om landsvägen, 750 m ONO om Hunneryd (3c), där under 6 m moig sand noterats lera till ett djup av mer än 39 m under markytan. Mellan 20 och 33 m djup uppgavs leran vara varvig.

Svallsediment

Svallsediment liksom ytor med klart svallpåverkad morän förekommer längs sluttningarna mot Vättern på nivåer upp till högsta kustlinjen (HK, se s. 137) och företrädesvis längs den östra Vättersluttningen. Där är moränen allmänt klart svallpåverkad upp till nivån för högsta kustlinjen. Detsamma är fallet vid den västra Vätterstranden, sträckan mellan Granbäck (2a) och Munkaskog (4a), medan längre söderut, mellan Granbäck och Jönköping, svallpåverkan ej är lika påtaglig. Ytskiktet av moränen i dessa områden har i regel en klart grövre sammansättning eller också har ytlagret helt och hållet ombildats till svallgrus.

Längs vissa sträckor har svallningen varit så kraftig och underlagets morfologi varit sådan att svallgrus- och svallsandavlagringar med karteringsbar mäktighet avsatts. Så är fallet längs stranden öster och NO om Granbäck (2a), söder om Munkaskog (4a) samt vid Gissebo (2b), Stenslund (3b), Vätterslund (4c) och Sjöhem (4c). I strandbrinken NO om

Granbäck (2a) finns en skärning i svallsedimentet. Detta utgörs av ca 2 m tämligen dåligt sorterat, stenigt grus. Området innanför brinken uppvisar här och var en anrikning av små block i ytan. Svallsanden söder om Munkaskog bildar antydningar till terrasser och strandvallar nedanför ett markerat strandhak (abrasionshak) utbildat på nivån ca 103 m ö.h. Svallsedimenten har där en mäktighet av högst ca 2 m.

Områdena med svallgrus och svallsand vid Gissebo (2a) ligger även de nedanför ett sträckvis väl utbildat hak i moränen på nivån ca 105 m ö.h. Även här är svallsedimenten avsatta i antydan till terrasser. Ytlagren består i dominerande omfattning av grusig sand och sand, ibland med en anrikning av sten i själva ytan. Svallsedimentens mäktighet är väl dokumenterad genom det stora antal borrhningar som utfördes innan motorvägen byggdes. Mäktigheten varierar enligt dessa borrhningar mellan 1 och 2.5 m. Underlaget utgörs i regel av morän.

I svallavlagringarna vid Stenslund (3b) består ytlagren av något stenigt sandigt grus, där de enskilda partiklarna är väl rundade och ofta har en utpräglad flat form.

Vid Vätterns nuvarande strandlinje sker, där brinkar förekommer längs stranden, en fortgående underminering av dessa genom svallning, detta som en följd av vattenytans pågående höjning (transgression) i södra delen av Vättern (se s. 138). Genom transgressionen, som i höjd med Jönköping uppgår till ca 11 cm på 100 år (Norrman 1964b), skapas ej förutsättningar för utbildandet av stabila strandplan. Det genom svallning abraderade materialet transporteras ut och avsätts på Vätterns botten. Avsättning av svallsediment längs den nuvarande strandlinjen sker dock i någon utsträckning längst i söder vid stranden i det inre av Jönköpingsbukten mellan stadsdelen Öster och Rosenlund (1a), samt vid mynningen av Huskvarnaån (1b). Svallningen har där medverkat till att uträta strandkonturerna (se fig. 36). I huvudsak sker dock abrasion även i det inre av Jönköpings- och Huskvarnabukterna. Som en följd av detta har t.ex. järnvägen längs stranden i Jönköping behövt skyddas genom utlagd strandskoning.

Den breda ryggen som sträcker sig längs stranden mellan Munksjöns utlopp och Rosenlund och på vilken stadsdelen Öster är grundlagd, är till delar en strandbildning. Den har sannolikt fått sin nuvarande slutliga form genom svallprocesser vid tillfällen före år 1799, då Vätterns yta vid Jönköping periodvis stod högre än nu genom fördämningar i Motala ström (Weiler 1936). Till stora delar är dock ryggen uppbyggd av älvsediment med en genetisk samhörighet med de sandkullar som sticker upp ur torvmarkerna



Fig. 35. Skärning i älvsediment. Stadsdelen Öster i Jönköping.
Section in fluvial sediments. From the Öster district, Jönköping city.

mellan Munksjön och Rocksjön. Detta har under de år kartläggningen pågått klart framgått av flera skärningar i byggschakt inom stadsdelen Öster, bl. a. ett beläget i kvarteret Ö. Storgatan/Borgmästargränd/Lantmäterigränd. Schaktet var 40 m långt och 4.5 m djupt i sand med grusiga skikt (fig. 35), på djupet successivt övergående i varvig mo. Sanden i ytan inom den norra delen av schaktet uppvisar strömrännestrukturer, strömripples och en lagerstupning som visar att transporten av materialet skett från söder mot norr. Närmare Vättern är däremot sanden utpräglat konkordant skiktad och sannolikt ett rent svallsediment. Svallningen har i området huvudsakligen verkat utjämnande på underlaget och medverkat till en uträtning av strandlinjen. Det mest påtagliga beviset för detta är att Tabergsåns och Strömsbergsåns erosionsdalar i Munksjöns och Rocksjöns förlängning norrut, under den pågående vattenyttehöjningen, successivt utfyllts av svall- och älvsediment. Denna process finns i historisk tid väl dokumenterad i form av kartmaterial och andra historiska data från Huskvarnaåns mynning, där en gång Rumlaborgs fästning från 1200-talet legat på en udde i Vättern. Strandens utveckling i området är väl belyst av Weiler

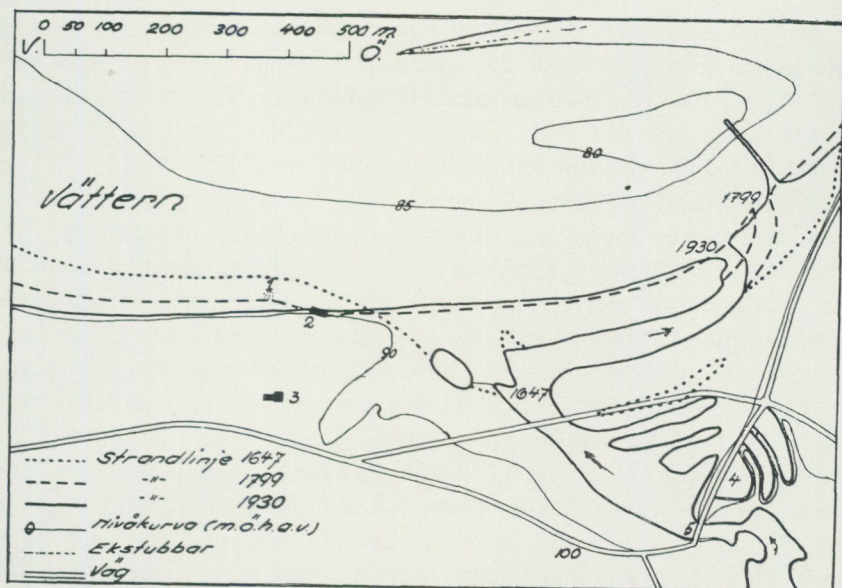


Fig. 36. Strandlinjens förskjutningar vid Huskvarnaåns mynning sedan 1647. 1: Sanda kyrka år 1541. 2: Byläge (Sanna 1647). 3: Byläge (Sanna 1799). 4: Rumlaborgs fäste (1200-talet). 5: Kavlabron. Figuren är hämtad ur Weiler (1936).

The shore line displacement since 1647 at the mouth of the Huskvarna river. From Weiler (1936).

(1936) i hans doktorsavhandling med titeln "Jönköping. En stadsgeografisk undersökning", ur vilken fig. 36 är hämtad. Enligt Weiler har viken under en fortgående höjning av Vätterns yta utfyllts av sandrevlar med utåt viken tilltagande höjd och med mellanliggande gamla åfåror. Revlarna har uppstått där sammanträffandet mellan åvattnet och vågorna ägt rum och alltså avlastning av material från bägge hållen skett i större skala. Strandrevlen har vuxit åt öster och tvingat åmynningen åt samma håll. Weiler har även genom jämförelser med kartmaterial och historiska data kunnat uppskatta abrasionens storlek i Rosenlunds bankar och i Sannaområdet. Såväl abrasionen som ackumulationen var större före år 1799. Förklaringen härtill är dels att Vätterns yta periodvis stod högre tidigare genom fördämningar i Motala ström, dels att strandlinjen redan var utträtad år 1799. Abrasionen i Sannaområdet, som numera är skyddat genom utlagd strandskoning, uppskattar Weiler till ca 0.5 m per år. Motsvarande värde i Rosenlunds bankar är enligt Weiler 0.3 m per år, enligt senare beräkningar av Norrman (1964a) ca 0.25 m/år.

En ytterligare bekräftelse på den postglaciala utvecklingen i Huskvarna-åns mynningsområde utgör de lager med torv under sand och grus som påträffats på betydande djup vid ett flertal borrhningar i området. Torven har bildats vid ett skede då Vätterns yta stod betydligt lägre än nu. En närmare redogörelse för detta lämnas senare, se s. 139.

Även i de issjöar som funnits inom kartområdet (fig. 44) har det skett en viss påverkan på jordarterna genom svallning. Denna är dock knappast märkbar annat än lokalt, sannolikt beroende på att issjöarnas area varit för liten för att några större vågor skulle utbildas. Endast några få områden med av issjöar tydligt svallpåverkade moränytor har iakttagits. Ett av dessa moränområden ligger vid Ängen (0c), där i ostsluttningarna moränytorna är utpräglad svallpåverkade med förekomst av sand och grovmo och med en anrikning av stenar och små block i själva ytlaget. I det trånga dalstråket mellan Ramsjön (3d) och sjön Bunn (4e) märks sträckvis en blockanrikning på nivåer 230–240 m ö.h. i de branta moränsluttningarna, genom dalgångens lilla sektionsarea sannolikt mer en effekt av strömmande vatten (spolning) än av ren svallning. Längre söderut i dalstråket, i området mellan Djuvarp (2d) och Berga, täcks moränytorna av tunna lager grovmo och sand på nivåer omkring 225 m ö.h., sannolikt som följd av svallning i den issjö som funnits i dalstråket. I samma område finns även utbredda men tunna lager av grovmo och sand i sänkorna. Jordartens ursprung i svallning är dock osäker. De omlagringsprodukter, bestående av tunna lager grovmo och sand, som kartlagts i sänkor i anslutning till issjöområdenas isälvsavlagringar är sannolikt huvudsakligen fluviatila sediment och ej rena svallsediment. Det kan i vissa fall även röra sig om tunna lager av primära isälvsediment i sänkorna.

I de nuvarande sjöarna utom Vättern har svallningen ej givit upphov till några karteringsbara arealer av svallsediment annat än i anslutning till Landsjön. Denna sjös nivå är sänkt i flera omgångar genom sprängningar i pasströskeln vid Edeskvärna (3b), bl.a. åren 1786 och 1857 (Munthe och Sandegren 1951). Gamla högvattenmärken finns bevarade runt Landsjön i form av välutbildade strandhak och isskjutna vallar (strandbarrikader), belägna 4 till 5 m över sjöns nuvarande yta. Speciellt tydligt utbildad är denna gamla strandlinje i ler- och moränsluttningen mellan Säby och Stickelösa (3c), där den består av ett blockbemängt hak. De områden runt sjön som ligger på nivåer under den äldre strandlinjen har i stor utsträckning ett svallsediment bestående av grovmo och sand i ytan.

Bevis för ett postglacialt högvattenstånd finns i form av hak och strand-

barrikader runt flertalet sjöar på någon till högst några meters höjd över sjöarnas nuvarande nivå. Detta högvattenstånd torde ha inträffat under början av sub-Atlantisk tid (ca 500 år f.Kr.) i samband med en klimattför-sämring i form av bl.a. en betydligt större årsnederbörd.

Finkorniga havs- och sjösediment

De finkorniga havs- och sjösedimenten har på kartan indelats i finmo, lera och gyttjelera. Dessa jordarter intar mycket små arealer inom kartområdet. Postglacial finmo (prov 162 i tabell 1) har störst utbredning i ytan i dalstråket vid Vireda (1d), där jordarten ligger som utbredda fält i dalgångens lågpunkter. För övrigt finns jordarten fläckvis i mindre sänkor i terrängen. Sannolikt ingår inom områdena med postglacial finmo även en del finmodominerade äldre svämsediment. Mäktigheten av den postglaciala finmon uppgår till högst någon meter.

Postglacial lera (proverna 163–164 i tabell 1) har också ringa utbredning inom kartområdet. Den finns i regel som tunna lager under torv, gyttja och gyttjelera i kartområdets torvmarker, där den utgör en del av igenväxnings-lagerföljden i fornsjön. Störst utbredning i dagen har jordarten vid den nordöstra delen av Landsjön, där den finns dels inom de ytor som kom i dagen vid Landsjöns sänkning (se s. 116), dels inom ett större område öster och SO om Lyckås herrgård. I sistnämnda område är leran dock huvudsakligen av typen svämmlera, men av så tidigt ursprung att den ej kartlagts som recent eller subrecent svämsediment (se s. 17). Tämligen stor utbredning har postglacial lera i sänkan öster om Siringe (4d), där den dock inom sänkans lägsta partier överlagras av gyttjelera och torv. Ett annat mer betydande område med postglacial lera ligger strax söder om Ed (2c). I övrigt intar jordarten endast småområden i mindre sänkor i terrängen, vilka före odling i regel intagits av torvmarker.

Den postglaciala leran har i regel ringa mäktighet. I sänkan NO om Siringe är mäktigheten 1 m som mest. I dalstråket 250 m söder om Visslekullen (4d) är den del av lagerföljden som utgörs av postglacial lera ca 0.8 m mäktig.

Den postglaciala leran är i allmänhet grå till blågrå. Rostutfällningar är vanliga i leran. Lerhalten varierar högst avsevärt. I sänkan SO om Visslekullen (prov 164 i tabell 1) är lerhalten så hög som 77 % medan motsvarande halt inom området söder om Ed (prov 163) endast är 18 %. Den

postglaciala leran har i regel ett visst innehåll av organiskt material med halter som uppgår till 1.2 och 1.9 % i nämnda prover.

Till de finkorniga havs- och sjösedimenten räknas även gyttjelera och leryttja (proverna 165–169 i tabell 1). På jordartskartan är dessa jordarter sammanslagna under beteckningen gyttjelera. Jordarten utgör ofta underlaget till torven i kartområdets torvmarker. I ytan finns jordarten främst inom små områden i sänkor som ofta intagits av mindre torvmarker, men där torvtäcket genom odling reducerats eller försvunnit.

Älv- och svämsediment

Älv- och svämsediment finns i betydande omfattning inom kartområdet, dels i form av subrecenta och recenta svämsediment i anslutning till de nuvarande åarna, dels huvudsakligen i form av äldre älvsediment, sannolikt till större delen avsatta strax efter det att inlandsisen dragit sig tillbaka från området. Dessa äldre älv- och svämsediment har på kartan samma beteckning som svallsedimenten eller i vissa fall som de glaciala sedimenten. Äldre älv- och svämsediment har stor utbredning i sänkorna vid och söder om Jönköping och Huskvarna, i Landsjödalen samt dalstråket norr om Bankeryd. Främst i Jönköpings- och Huskvarnadalarna ingår de i ett mosaikartat landskap av sediment med olika bildningssätt och ålder och i snabb växling, från rena isälvs- och issjösediment, via övergångsformer mellan isälvs- och älvsediment samt rena älv- och svämsediment, till subrecenta och recenta svämsediment längs de nuvarande vattendragen. Förhållandena i dessa områden har närmare belysts på s. 82 i beskrivningen, där det även redogjorts för de principer som gällt vid kartläggningen av de olika sedimenttyperna.

Vattendragen har givit upphov till imponerande erosionsformer i främst Jönköpings- och Huskvarnadalarna, där djupt nedskurna och tätt liggande raviner i sand och mo helt sätter sin prägel på landskapet (fig. 37). Vissa av dessa raviner når ett imponerande djup. Så är t.ex. den nuvarande Lillån i Huskvarnadalen nedskuren ca 50 m i förhållande till de äldsta sedimentplanen i området. Ravinbildningsprocesserna i sedimenten tog sin början strax efter det att inlandsisen dragit sig tillbaka från området och sedimentplanen höjt sig över issjöns yta. De nådde även sin kulmen under denna tid, dels genom att sedimentplanen ännu låg obundna av vegetation, dels genom en riklig tillgång på smältvatten från i området kvarliggande dödismassor. Ravinerna ligger tätt, och i vissa fall har sevärda och något märkliga



Fig. 37. Fluviatila erosionsformer i sandiga isälvs sediment. Från trakten av Dammhagen (0a).
Morphology caused by fluvial erosion in glaciofluvial sand. From the parish of Dammhagen (0a).

erosionsformer bildats. Ett av Munthe (Munthe och Gavelin 1907, fig. på s. 125) beskrivet ravinområde ligger 400 m SV om Hyltan (0b). Där har bäck- och grundvattenerosion givit upphov till en ca 350 m lång erosionsdal med talrika sidodalar, så tätt liggande att partierna mellan dessa bildar slukåsliknande ryggar i sluttningarna ner mot huvuddalen. I flera fall har bäckar anlagt sina fåror parallellt med varandra och så nära att det endast kvarlämnats en smal getryggsformad erosionsrest som kommit att likna en välutbildad rullstensås. Exempel på detta finns 200 m NV om Brittstugan (0a) samt i Huskvarnadalen, 500 m NNO om Vissmålen (1b). Ett ytterligare exempel på något märkliga erosionsformer finns högt i sluttningen öster om Strand (2b), där genom yt- och grundvattenerosion bildats 5 till 6 väl utbildade ryggar i mo vinkelrätt mot den branta sluttningen.

De av vatten eroderade sedimenten kom att transporteras av bäckarna och åarna och avsattes huvudsakligen som deltan på olika nivåer i den åt norr vikande Vätterissjön, så småningom övergående i Baltiska issjön, Yoldiahavet och slutligen Vättern (s. 139). Som tidigare beskrivits (s. 87) utgör de tidigast avsatta avlagringarna av älvsediment övergångsformer till rena isälvs sediment. Exempel på sådana avlagringar utgör huvuddelen av de mosaikartat uppträdande sand- och grovmoavlagringarna i Ljungarums-, Råslätts- och Strömsholmsområdet (0a och 1b), Ryhovsdeltat (1a) samt åtminstone delvis den långsträckt och breda sandplåtan väster om

Munksjön, på vilken de västra stadsdelarna av Jönköping är grundlagda. Även sandkullarna som sticker upp ur torvmarkerna i området mellan Munksjön och Rocksjön består i stor utsträckning av gamla älv- och svämsediment. Så är också fallet med den breda rygg på vilken kvarteret Öster i Jönköping är grundlagt, ehuru den slutliga utsträckningen och utformningen av ryggen är betingad av rena svallprocesser (se s. 113).

Även i nedströmsdelen av Huskvarnadalen har Vättern successivt fyllts ut med älv- och svämsediment transporterade av de från söder kommande vattendragen. Övergångsformer mellan isälv- och älvsediment är vanliga. Sandplatån, på vilken de centrala och norra delarna av Huskvarna är grundlagda, är uppbyggd av gamla älv- och svämsediment liksom sandplatån på vilken villaområdet Vättersnäs ligger.

De skärningar som iakttagits i dessa avlagringar med äldre älv- och svämsediment visar i princip ett mycket likartat material och en likartad uppbyggnad av lagerföljden, från strömskiktad, något grusblandad sand i ytlagren till varviga, modominerade sediment på djupet. Lagerföljden visar därmed att huvuddelen av dessa avlagringar med äldre älv- och svämsediment avsatts som deltautfyllnader i den dåvarande Vättern. Några skärningar har tidigare beskrivits under avsnittet "Isälvavlagringar", s. 88 och 92. Några ytterligare skall härmed meddelas. Vättersnäsavlagringen har en deltalik yta med svag stigning mot Vättersnäs och Sanna i söder och SV. En god skärning i avlagringen finns i strandbrinken 350 m NNV om L. Sanna. Ytlagren består av strömskiktad, något grusig sand som på ca 3 m djup övergår i grovmo med viss inlagring av finmoskikt, horisontellt skiktade. De skärningar som iakttagits i byggschakt i stadskärnan mellan Munksjön och Bäckalyckan har samtliga visat strömskiktad sand i ytlagren med avtagande kornstorlek mot djupet. Detta förhållande har även bekräftats av ett 20-tal tillgängliga grundundersökningar från stadskärnan.

Den största enskilda avlagringen med äldre älv- och svämsediment finns längs Domneåns och Lillåns dalgång norr om Bankeryd (3a). Området kallas Backamo. Avlagringen ligger huvudsakligen inom det angränsande kartbladet Ulricehamn SO och har närmare beskrivits av Norrman (1979) samt av Liljegren och Mikaelsson (1976). Den del av avlagringen som ansluter till Lillån och faller inom området för föreliggande kartblad består av en utbredd sandplatå som når något över 105 m ö.h. Avlagringen är ett delta utbyggt i Vättern vid Domneåns och Lillåns mynningar under en tid då sannolikt Baltiska issjön (s. 137) intog Vätterbassängen (Norrman 1979). Flera, upp till 15 m höga, erosionsärr i brinkarna ut mot Vättern ger

goda upplysningar om deltats uppbyggnad. 550 m VNV om Vidablick består ytbädden av sand med någon liten inblandning av grus. Skikten är diskordanta och en viss strömrännebildning är urskiljbar i själva ytbädden. 7 m under markytan finns 3 distinkta varv av mo och mjåla med lerskikt. Till 15 m djup under markytan följer bäddar av horisontellt skiktad grovmo och finmo. Två små brinkskränningar något längre söderut längs stranden visar en med ovan analog lagerföljd, medan däremot skärningen utanför Vidablick visar att de strömskiktade sedimenten där vilar direkt på bankar av en finmodominerad sedimentmorän (Rosenlundsmorän, s. 34) vars överyta som högst når ca 3 m över Vätterns yta.

Även i Landsjödalen finns betydande avlagringar med gamla älv- och svämsediment, speciellt längs den södra stranden av Landsjön. I sedimentplanen i sluttningen mellan Kaxholmen och Drättinge (3c) har en omfattande yt- och grundvattenerosion skett, vilken bildat djupt nedskurna raviner. De eroderade sedimenten har avsatts i stora alluvialkonliknande ackumulationer som byggts ut i Landsjön och nu bildar ett flertal uddar längs Landsjöns södra strand. Fem större sådana bildningar finns. Den största är belägen 700 m väster om Drättinge (3c). Inga skärningar har iakttagits i dessa avlagringar. Jordarten i ytan består huvudsakligen av sand och grovmo. Sannolikt är dessa avlagringar mycket tidiga bildningar, uppkomna under en kort tidrymd i samband med våldsamt skyfall eller osedvanligt kraftig snösmältning strax efter inlandsisens avsmältning och issjöns sänkning, då fortfarande sedimentområdena i sluttningarna låg helt obundna av vegetation. Kvarliggande och smältande dödisrester i höjdområdena kan ha bidragit till att göra vattentillgången riklig.

I de branta, odlade sluttningarna av Landsjödalen pågår i mindre omfattning likartade erosionsprocesser än i dag. Tidigare (s. 108) har omnämnts att den glaciala leran i Landsjödalen på lägre nivåer överlagras av ett lerigt solifluktsmaterial. Detta material utgör dels rent svämmaterial, dels material nedtransporterat som slamströmmar eller genom jordflytning. Enligt muntliga uppgifter kan vid häftiga skyfall nedtransporten av material vara betydande i de branta sluttningarna. Detta bekräftades även under karteringsarbetet, då vid ett häftigt skyfall mindre svämkoner bildades nedanför nyplöjda sluttningar (fig. 38).

Ännu en typ av avlagringar med mycket gamla älv- och svämsediment med ett troligt ursprung i sänkningar eller tappningar av issjöar finns inom kartområdet (se även s. 135). Dessa avlagringar består av mycket grovt blockigt stenigt älvgrus. En är belägen utanför mynningen av Ingerydsda-



Fig. 38. Mindre svämkon bildad vid häftigt skyfall. I trakten av Drättinge (3c) i Landsjödalen.
A small alluvial fan formed after a heavy rain. In the parish of Drättinge (3c) in the Landsjö valley.

len vid sjön Bunn (4e), en annan liknande bildning finns vid Ramsjöholm (2d) i anslutning till Huskvarnaåns gamla naturliga fallsträcka. Sannolikt består även delar av Öggestorpsavlagringen av dylika tappnings sediment (se s. 72).

Avlagringen vid Bunn är solfjäderformigt utbredd utanför mynningen av Ingerydalen. Materialet i avlagringen är mycket grovt och består enligt ett flertal tillfälligt öppnade rörgravar av blockigt stenigt grus med utpräglad väl rundade block (fig. 39). Materialet liknar det mycket grova och tämligen dåligt sorterade sedimentet i vissa åskärnor. Utan tvivel är materialet vattentransporterat och bildat vid en mycket kraftig genomströmning av vatten från väster till öster i Ingerydalen. Detta för tanken till en issjö-tappning genom dalgången. Emellertid överlagras avlagringen inom vissa partier av tunn glacial lera och i botten av Ingerydalen förekommer glacial lera. Detta visar att avlagringen ej bildats vid en ren tappning utan sannolikt endast vid en sänkning av en högre liggande issjöyta i Landsjödalen till nivån för issjön i dalstråket vid Bunn. Efter detta avsattes den glaciala leran på avlagringen och i Ingerydalen.



Fig. 39. Skärning i tappnings sedimentet vid Bunn (4e).

Section in the very coarse sediment of the fluvial deposit at Bunn (4e), formed at the lowering of a glacial lake through the narrow Ingeryd joint valley west of Bunn.

Grusavlagringen vid Ramsjöholm bildar en platå i anslutning till ett trångt pass mellan berg- och moränhöjder, i vilket Huskvarnaåns gamla naturliga fåra gått fram. Grusplatån utbreder sig trattformigt utanför passet och stupar mycket flackt åt väster. Det vattentransporterade sedimentet i platån är särpräglad genom främst partiklarnas kantighet och genom att fraktioner finare än sand nästan saknas (fig. 40). Talrika mindre block ingår i sedimentet. Vidare visar skärningar i avlagringen ingen urskiljbar skiktning av sedimentet. Detta tyder på att avlagringen kan ha bildats av en tillfällig stark vattenström i Huskvarnaån, möjligen i samband med tappning av den issjö som troligen funnits i Strömsholmsområdet (gränsen mellan 2d och 2e).

Liknande mycket grova sediment som de vid Bunn och Ramsjöholm uppbygger delar av Öggestorpsavlagringen i ett sådant morfologiskt läge att det ligger närmast tillhands att tro att sedimenten härrör från en tappning av en mindre issjö, vilken sträckt sig in i området för angränsande kartblad Nässjö NV (se s. 72 och 135 samt fig. 44).

De ovan beskrivna, mycket gamla älv- och svämsedimenten är i regel helt



Fig. 40. Det grova älvsedimentet i avlagringen vid Ramsjöholm (2d).

The coarse fluvial sediment of the deposit at Ramsjöholm (2d).

fria från organiskt material. Bortsett från tappnings sedimenten är de också i regel mycket välsorterade och domineras helt av sand och grovmo.

De recenta och subrecenta svämsedimenten längs de nuvarande vattendragen är i regel av annan karaktär och har en mycket växlande sammansättning. Dessa sediment är i allmänhet tydligt skiktade. Karaktäristisk är den ofta stora skillnaden i kornstorlek mellan olika skikt. Ett skikt kan bestå av lera, ett näraliggande av sand. Dessutom ingår i regel organiskt material i form av växtrester i de unga svämsedimenten. Jordarten är vanlig i anslutning till kartområdets samtliga vattendrag, men utbredningen och mäktigheten är i regel endast karteringsbar längs de större åarna, såsom Huskvarnaån mellan Ramsjöholm (2d) och Vättern, Tabergsåån (0a), Lillån (0a) och ån i Huskvarnadalen (0b och 1b). Sträckvis, såsom längs de meandrande delarna av Huskvarnaån och Tabergsåån, är svämsedimentets organiska halt så hög att jordarten kan benämnas svämatorv. I regel föreligger ett klart samband mellan svämsedimentens sammansättning och sammansättningen av den jordart i vilken åarna är nedskurna. Sålunda är svämsedimenten utpräglat leriga inom de områden där den glaciala leran har stor utbredning, såsom längs ån mellan Hyltan och Häljaryd (0b) och i

Landsjäddalen VSV om Siringe (3d). I analogi med detta är svämsedimenten helt sanddominerade i Jönköpingsdalens och Huskvarnadalens nedströmsdelar.

Mäktigheten av svämsedimenten längs de nuvarande vattendragen är i allmänhet högst någon till några meter, men mäktigheten kan i vissa fall, då sedimenten avsatts som deltan i sjöar, vara åtskilliga meter. Exempel finns från Huskvarnaåns mynning i Kåvasjön och Vättern (1b), där vid borrhningar noterats 7 till 8 m svämsediment vilande på torvlager (se s. 139). Liknande lagerföljder med mäktigt svämsediment på organiska jordarter finns även i området mellan Munksjön och Rocksjön (1a), där borrhning och provtagning med SGU:s borrhbandvagn visat 8 m sand på lergyttja, och vid Lillåns (4a) och Domneåns mynningar (Munthe och Sandegren 1951, Liljegren och Mikaelsson 1976). Dessa lagerföljder har uppkommit genom Vätterns transgression (stigning) i den södra delen av Vättersänkan (se s. 138).

Eoliska sediment

Inom kartområdet finns betydande områden med eoliska sediment endast på Domneåns och Lillåns delta norr om Bankeryd (3a). De eoliska sedimenten, som består av mellansand och grovmo, är där avsatta dels som ett tunt lager på deltats älvsediment, dels i ett stort antal dyner som har formen av oregelbundet orienterade ryggar och kullar. Den bäst utbildade dynen väster om Vidablick följer stranden nästan parallellt. Den når som högst 6 till 7 m över omgivningen. En annan lång och markerad dyn finns 750 m väster om Vidablick. Denna har en utsträckning i stort vinkelrätt mot Vätterstranden.

Eoliska sediment finns också på Rosenlunds bankar (1b) i form av tunna lager. Flygsanden avsätts vid stormtillfällen genom att material eroderas av vinden i de vegetationsfria brinkarna. På sådana ställen finns en låg, smal dyn ovanför brinkarna.

Postglaciala organogena avlagringar

Torvmarker har stor utbredning inom kartområdet. De utgörs i regel av igenväxta fornsjöar och torven underlagras i allmänhet av gyttja och gyttjeler. Torvmarkerna har indelats i kärr och mossar. Båda typerna är vanliga. Ofta har de enskilda torvmarkerna karteringsbara arealer av såväl kärrtorv

som mossetorv i ytan. Förekomsten av de två torvslagen är i stort ett tecken på i vilket igenväxningsstadium torvmarken befinner sig, varvid kärrtorven tillhör ett tidigt stadium av igenväxningen medan vitmosstorv i ett väl utbildat mosseplan utgör slutstadiet. I vissa fall utbyggs dock mosseplanen direkt vid sjöarnas stränder, såsom vid den sydöstra delen av Visjön (gränsen mellan 2c och 2d), Store mosse vid Palmagölen (0e) och torvmarkerna vid sjöarna Kåven (3e) och Ruppen (4e).

De största sammanhängande torvmarkerna inom kartområdet har funnits i nedströmsdelen av Jönköpingsdalen i anslutning till Munksjön och Rocksjön (1a). Dessa torvmarker är numera till största delen utfyllda med gigantiska mängder fyllnadsmassor och bebyggda. De består av ett mycket sammanpressat lager av torv och gytta under fyllning (se även s. 131). Torvmarkernas ursprungliga utbredning i ytan har på kartbilden rekonstruerats med hjälp av gammalt kartmaterial, gamla torvinventeringar samt genom upplysningar från det mycket stora antal grundundersökningar som funnits tillgängliga från området. Några ännu utfyllda delar finns fortfarande, huvudsakligen i anslutning till Rocksjön. Dessa partier består av mycket blöta starrkärr, där bladvass förekommer rikligt inom vissa delar samt al och sälg i den högre vegetationen. Att döma av arkivmaterialet från SGU:s torvinventering 1917, har de nu utfyllda delarna huvudsakligen bestått i sankar starr- och lövkärr. Större mossepartier har även funnits, huvudsakligen i området för Jönköpings gamla flygfält, det nuvarande industriområdet mellan Fridhem och Solåsen (1a).

Torvmarkerna i nedre Jönköpingsdalen fyller ut de sänkor som Tabergsåån, Strömsbergsåån och andra vattendrag uteroderat, då Vätterns yta stod flera tiotal meter lägre än i nutid. Vid den följande stigningen av Vätterns yta har dessa sänkor successivt växt igen med torv till följd av stigande grundvattenyta. Torvmäktigheten har därvid blivit ovanligt stor i de djupare erosionsdalarna, såsom i Tabergsåns nedströmsdel, där enligt torvinventeringen 1917 torvmäktigheten översteg 10 m i flera punkter. Profilen i fig. 41 är från inventeringen 1917. Enligt denna förekommer en intressant växellagring mellan högstartorv och lövkärrtorv, vilket sannolikt avspeglar en viss olikformighet i Vätterykans stigningsförlopp, men som även kan ha klimatiska orsaker. Enligt samma torvinventering var torvmäktigheten 7 till 8 m i mossen mellan Solåsen och Fridhem. Den största kända mäktigheten av organogena bildningar i området är 18 m i en djup sänka mellan Rocksjön och Munksjön enligt en av Rydbeck upprättad karta år 1906 (Weiler 1936). Detta värde kan jämföras med Munksjöns djup som vid

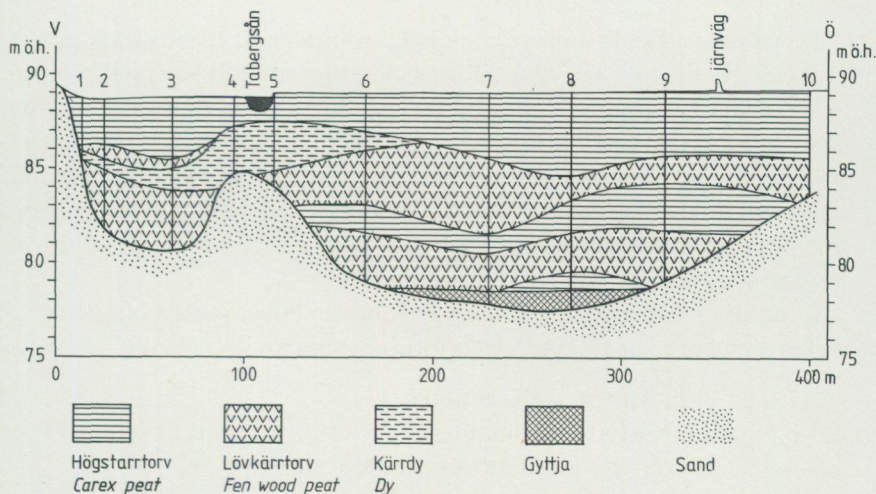


Fig. 41. Profil genom torvmarken i Tabergsåns nedströmsdel söder om Torpa (1a). Enligt SGU:s torvinventering 1917.

Section through the fen south of Torpa (1a). From an inventory of peat, SGU 1917.

denna tid uppgick till 19 m, numera genom uppgrundning endast 17 m.

Huvuddelen av kärren inom kartområdet är utdikade och uppodlade och torvens mäktighet i dessa är kraftigt reducerad. I flertalet fall består ytlagret av höghumifierad lövkärrtorv. Torvmäktigheten i de uppodlade kärren är i regel ringa. Den största mäktigheten som uppmäts vid sondborringar är 3 meter. Värdena härrör från kärren vid Femtingåån (0c), söder om Roestorpågölen (1d) och vid den sydvästligaste delen av sjön Bunn (4e).

Mossar finns huvudsakligen inom de högt belägna områdena öster om Vätterförkastningen. De flesta är utbildade som högmossar. Nästan samtliga mossar är påverkade av mänskliga aktiviteter i form av dikning och torvtäkt, vilket påverkat mossarnas utseende. Genom dikningen har välvningen blivit mindre framträdande, och på de tidigare öppna mosseplanen har träd vandrat in, varför stora mosseytor nu har karaktären av tallrismossar. Där ännu tämligen öppna mosseplan finns kvar, såsom i Store mosse (0b), Tokarpsmossen (0c), mossen NV om Sjöryd (0c), Store mosse (0e), Rickarpamossen (1e), Vildmossen (2d) samt mossen vid sjön Ruppen (4e), består vegetationen av ljung, tuvdun, kråkbär, enstaka martallar och björkar i en matta av vitmossa. Mossarna kringgärdas av en varierande bred lagg, i regel utbildad som ett lövkärr.

De största enskilda mossarna inom kartområdet är Brunnstorpamossen (1c) och Tokarpsmossen (0c). Store mosse (0e) och mossen mellan Kåven och Kråketorpasjön (3e) är två andra tämligen stora mossar. I samtliga dessa har torvtäkt bedrivits. Mest omfattande har denna varit i Brunnstorpamossen, där torvtäkt förekommit på en tredjedel av arealen. Torvmäktigheten i mossarna uppgår, enligt borringar, som högst till något över 5 m, vilket uppmätts i Tokarpsmossen (0c), Store mosse (0e), Brunnstorpamossen (1c) och Långmossen (3d).

Centralt i mossarna består torvlagerföljden i huvudsak av vitmosstorv. I Tokarpsmossen har följande lagerföljd uppmätts vid borring:

- 0–2.0 m Vitmosstorv, låghumifierad
- 2.0–3.5 m Vitmosstorv, höghumifierad
- 3.5–4.9 m Lövkärrtorv, nedåt övergående i starttorv
- 4.9–5.6 m Vasstorv, längst ner svart och starkt gyttjig
- 5.6–5.8 m Gyttja, mörkt brungrön till grön
- 5.8–5.9 m Lergyttja, blågrön
- 5.9–6.2 m Sulfidbandad gyttjelera, i botten ren lera

Gyttje- och lergyttjedelen av lagerföljden har ringa mäktighet, vilket är karaktäristiskt för samtliga torvmarker inom kartområdet, från vilka lagerföljdsbeskrivningar finns. Endast inom några få små områden har gyttja (prov 170 i tabell 1) visat sig ha karteringsbar utbredning och mäktighet. Det största gyttjeområdet finns vid Landsjöns sydvästligaste del, NO om Mad (gränsen mellan 3c och 3d). Gyttjan inom detta område består av kalkgyttja, en halv till högst 1 m mäktig. Denna vilar på ett tunt lager av bleke. Kalkgyttja och bleke förekommer som tunna lager i ett flertal av kartområdets torvmarker. De flesta observationerna av dessa jordarter har gjorts i området mellan Svarttorpasjön (1d), Ylen (2e) och Kåven (3e). Kalken i kalkgyttjan och bleket kommer från urlakning av karbonat från omgivningens jordarter. Området för de flesta observationerna sammanfaller med det område utanför Vättersänkan, där moränen har högst lerhalt och den högsta halten av Visingsöbergarter (se s. 32). De flesta andra observationer av kalkgyttja och bleke har gjorts i Landsjödalen och dess omgivelser. I Landsjödalen inre del, VNV om Siringe (4d), finns även exempel på några små extremrikkärr i form av översilningstorvmarker, som bildats av översilande karbonathaltigt vatten. Genom sin litenhet och den ringa torvmäktigheten har de ej blivit utmärkta som torvmarker på jordartskartan. Det största, beläget 600 m NV om Lund, är dock markerat

med tecknet för tunt ytlager av torv. Kärret består delvis av små kupolformade myrar. I dessa ingår lager med kalktuff. Kärren karaktäriseras av en artrik, kalkkrävande flora.

Vid den tidigare jordartskartläggningen (Munthe och Gavelin 1907) observerades kalktuff i slutningen med glaciallera, strax söder om Vapenvallen i Huskvarna (1b). Lokalen återfanns ej vid den nu genomförda kartläggningen.

Jättegrytor

Nästan samtliga jättegrytor som påträffats inom kartområdet är knutna till Huskvarnaåns numera nästan torrlagda fallsträcka mellan dammen vid Jutaholm (1c) och Kåvasjön (1b). Med en fallhöjd av 115 m och med en vattenföring som vid vissa vårfloder översteg 40 m³/s. (Bergenblad 1953) måste Huskvarnafallen ha varit en imponerande syn. Numera leds vattnet genom ett kraftverk. Endast vid extrema högvattenperioder rinner större mängder vatten i fallen. Längs fallsträckan har ett stort antal såväl små som stora jättegrytor utsvarvats. Dessa har, genom fallens otillgänglighet, ej närmare undersökts under karteringsarbetena. Läget av de största grytorna har vänligen meddelats av Harry Bergenblad i Huskvarna, vilken år 1951 initierade en undersökning och uppmätning av några av dem. De har dessutom ingående beskrivits (Bergenblad 1953). Andra grytor, undersökta och uppmätta år 1976, är beskrivna av Rodhner (1977).

En av de bäst utbildade grytorna finns vid den fallsträcka som benämns "brudslöjan", ca 400 m uppströms vägbron. Grytan har en oval öppning med ca 1.7 m diameter. Djupet är uppmätt till 5.2 m. De största grytorna torde annars vara de som är belägna strax nedströms respektive 100 m uppströms om nämnda gryta. Dessa har en öppning vars diameter är ca 4 respektive 3 m. Djupet är okänt. Utöver dessa större grytor finns ett stort antal mindre grytor utspridda längs hela fallsträckan (se Bergenblad 1953, Rodhner 1977).

Förutom jättegrytorna i Huskvarnafallen har endast några tämligen små grytor av glacialfluvialt ursprung, belägna SV om Knäryd (0a), påträffats.

Blocksänkor och vittringsjord

Ett litet antal välutbildade blocksänkor har påträffats inom kartområdet. Blocksänkor bildas då blocken vid upprepade tjälningstillfällen lyfts upp till markytan och anrikas där. För att blocksänkor skall kunna bildas behövs en



Fig. 42. Liten blocksänka 400 m öster om Pansagölen (0e).

Small boulder depression 400 m east of Pansagölen (0e).

samverkan mellan vissa terrängförhållanden, lämpligen moränmark och speciella klimatologiska förhållanden (se Johansson 1979).

De blocksänkor som påträffats finns huvudsakligen utspridda inom moränområdena mellan Stensjön (0d) och Lättarpasjön (0e; fig. 42) samt längst i NO inom kartområdet, mellan Lappsjön (4e) och sjön Bunn (4e). Endast de sänkor som når en diameter av ca 15 m eller mer har markerats på kartan.

Talus finns främst inom de mycket kuperade områdena i den nordostligaste delen av kartområdet, där det i branta dalsidor ansamlats stora block, som frigjorts från bergväggarna genom vittring, främst frostsprängning. I branterna 500 m SSV om Sventorp (3e) och 700 m VSV om Erlandsbo (4e) har denna talus en sådan utbredning att den kunnat markeras på kartan. Vacker blocktalus finns också i sprickdalen norr om Tallebo (4e).

Finkornigare talus täcker dalsidorna i Ingerydsdalen (3e och 4e; fig. 43). Jordarten består av sandigt stenigt grus (prov 171 i tabell 1). De enskilda partiklarna är skarpkantiga. Finkornigheten hos denna talus är betingad av den skiffriga beskaffenheten hos berggrunden i Ingerydsdalens sidor.



Fig. 43. Ingerydalen med talusmassor av stenigt grus.

The Ingeryd joint valley west of Bunn (4e) with talus of stony gravel.

Fyllning

Större områden med mäktig fyllning är inlagda på jordartskartan. Som framgår av denna finns väldiga mängder fyllning som ett ytlager i Munksjöns och Rocksjöns omgivning och angränsande sänkor söderut förbi Sänkorna (0a). I detta område täcker nu fyllning en sammanlagd yta av flera km². Dess utbredning sammanfaller i stort med ytan av de vidsträckta och djupa torvmarker som tidigare funnits i området. Här ligger numera Jönköpings industriområde.

Utfyllningen av torvmarkerna mellan Munksjön och Rocksjön tog i liten omfattning sin början redan under 1700-talet i och med att staden expanderade ut på strandvallen NO om Munksjön (Weiler 1936). Det första större utfyllnadsprojektet igångsattes på 1930-talet, då Jönköpings flygfält skulle anläggas på mossen mellan Fridhem och Solåsen. Till utfyllningen för flygfältet tillfördes åtminstone 1 000 000 m³ sand som huvudsakligen togs i Strömsholms- och Ljungarumsområdet. Genom kraftig kompaktering av den delvis mer än 8 m mäktiga torven och därav följande sättningar kom området senare att ytterligare påföras mer fyllning. Alltsedan den första

stora utfyllningen för flygfältet har utfyllningsarbetena fortskridit, så att nu endast några få ej täckta rester av de ursprungliga torvmarkerna finns kvar (se s. 126). En omfattande utfyllning har även skett i Munksjön, vilket medfört att den ursprungliga strandlinjen nu är helt borta. Sammanlagt har åtskilliga miljoner kubikmeter material påförts som fyllning i området. Materialet har huvudsakligen tagits från omgivande fastmarker och ur torven uppstickande sandkullar, varvid en omfattande nivellering av den ursprungliga morfologin skett i hela området. Fyllningen består huvudsakligen av sand och mo. I mindre omfattning har industriavfall, rivningsmassor o.dyl. kommit till användning vid utfyllnaderna.

Den ursprungliga geologin i området har rätt så väl gått att rekonstruera med hjälp av gammalt kartmaterial, gamla flygbilder och det mycket stora antal grundundersökningar från området som funnits tillgängliga. Dessa har även varit till stor hjälp vid kartläggningen av fyllningens utbredning inom nu bebyggda områden. I vissa områden, såsom gamla flygfältet, där sättningsproblemen fram till 1950-talet var mycket stora, har under årens lopp flera hundratals borrhningar genomförts. Det kan vara på sin plats att något sammanfatta resultatet av dessa borrhningar. Bl.a. enligt undersökningar av SGI, har fyllningen inom gamla flygfältsområdet en mäktighet av i genomsnitt 3 till 4 m. Maximalt uppgår mäktigheten till 9 m. Inom de djupaste torvhålorna har torven under fyllningen komprimerats till ett i genomsnitt 2 till 3 m mäktigt lager som vilar på sand. Ännu så sent som 1963 fanns emellertid enligt SGI:s undersökning ofullständigt utfyllda delar, där torven fortfarande hade 5 till 8 m mäktighet under fyllningen. Ett annat intressant förhållande påvisas i samma undersökning. I en av de djupaste torvhålorna, i västra delen av flygfältet, finns ingen torv under fyllningen, men talrika växtrester ingår i fyllningen. Enligt undersökningen har förmodligen utfyllningsarbetena skett på ett sådant sätt att markgenombrott inträffat och torven fullständigt undanträngts.

Även i Huskvarnadalens nedströmsdel, i anslutning till Kåvasjön och Huskvarnaåns utlopp i Vättern, har omfattande utfyllningar skett. Här vilar fyllningen på åns svämsediment samt därunder ibland på torvlager som ursprungligen punktvis haft upp till 8 m mäktighet.

Ett annat område, där en tämligen omfattande utfyllning skett är längs Juneåns numera kulverterade lopp mellan Torpa och Bäckalyckan (1a). Där vilar fyllningen på Juneåns gamla svämsediment.

Issjöar, högsta kustlinjen och andra strandlinjer

Redan vid den tidigare kartläggningen (Munthe och Gavelin 1907) fanns föreställningen om vidsträckt issjöar i anslutning till Vättern, issjöar som dämtes mellan höjdområdena i söder och den tillbakaryckande iskanten i norr. Dessa Vätterissjöar bedömdes ha nått nivåer upp till 240 å 250 m ö.h. (Munthe och Gavelin 1907; Munthe 1910 och 1935). Föreställningen om vidsträckt Vätterissjöar kom i mycket stor utsträckning att styra hela den tidigare kartläggningen. Mycket stora ytor i anslutning till Vättern och upp till ovan angivna nivåer kartlades som issjösediment. Vid den nu avslutade kartläggningen av kartbladet Jönköping SV har det visat sig att jordartsfördelningen är mycket mer varierad, med sedimentmoräner, primära isälvs-sediment och älv- och svämsediment samt endast till mindre delar rena issjösediment. Dessutom når issjöarnas sediment ej de höga nivåer som den tidigare kartläggningen visar.

Munthes bild av vidsträckt issjöar i anslutning till södra Vättern vidareutvecklades huvudsakligen av Nilsson (1937, 1939, 1953, 1960 och 1968). Nilsson skisserade en issjöutveckling i området, från den mycket vidsträckt s.k. Storbolmen, som sträckt sig ända från Vätterområdet till sjön Bolmen SV om Värnamo, till olika stadier av Vätterissjöar, vilka successivt sänktes över pass i väster och öster vid den åt norr vikande iskanten (se Nilsson 1968).

Munthes och Nilssons vidsträckt issjöar kom genom avsaknaden av glacial lera att ifrågasättas av G. Lundqvist (1942). Genom senare undersökningar (Norrman 1963, 1965 och 1971, Bjelm 1976 och Waldemarsson 1979, 1983) har teorierna om mycket stora sammanhängande issjöar i området kunnat avskrivas. Detta har även delvis bekräftats vid arbetena med föreliggande jordartskarta, även om denna endast berör en mycket begränsad del av Vätterområdet. Även om mycket stora sammanhängande issjöar ej existerat, så har det dock funnits issjöar inom mycket stora delar av kartområdet. Detta visas av de glaciala finkorniga sedimentens och issjösedimentens utbredning liksom av sedimentens uppbyggnad i vissa av kartområdets isälvsavlagringar. Fig. 44 visar de områden inom kartbladet Jönköping SV som intagits av issjöar under något skede av deglaciationen, så som dessa områden framstår genom förekomsten av issjöavsatta sediment. Det är då att märka att de rasterade ytorna ej representerar en enda samtidig issjö utan ett stort antal issjöar och issjöstadier, uppkomna allteftersom isen avsmälte eller ånyo bredde ut sig över området.



Fig. 44. Översiktbild av den totala utbredningen av issjöar inom kartområdet (rastrerade ytor). Pilarna visar de ställen inom kartområdet, där enligt förekomsten av avlagringar med mycket grova älsediment sannolika tappningar eller sänkningar av issjöar skett. Den heldragna linjen i anslutning till Vättern visar den högsta Baltiska issjögränsen och sifferuppgifterna den ungefärliga nivån i m ö.h. för denna gräns inom olika delar av området.

Synopsis of the total distribution of glacial lakes within the map area (shaded areas). The arrows show parts where there probably have been rapid lowerings or tapings of glacial lakes. The continuous line in the neighbourhood of Lake Vättern shows the highest level of the Baltic Ice Lake and the figure values show the approximate levels in m above sea level within different parts of the area.

Nyckeln till issjöutvecklingen i området ligger huvudsakligen utanför kartområdet i pasströsklarnas lägen och nivåer samt i utvecklingen av landisen. Inom ramen för kartläggningen av kartbladet Jönköping SV har dessa förhållanden inte närmare undersökts. Kartläggningen av Jönköpingsbladet har dock i sig givit vissa detaljer som belyser delar av issjöutvecklingen i regionen.

I området öster om sprickdalen mellan Stensjön (0d) och Bunn (4e) finns, genom förekomsten av subakvatiskt avsatta sediment, bevis för ett flertal små till tämligen stora, kortvarigt existerande issjöar, vilka utvecklats allt eftersom iskanten drog sig tillbaka åt NV. De mest betydande issjöarna har funnits i dalstråket söderut över V. och Ö. Höreda (0d och 0e) samt längs Huskvarnaåns dräneringssystem över sjöarna Kåven (3e), Ylen (2e) och St. Nätaren (2e). En tappning av sistnämnda issjö är belagd genom förekomsten av mycket grova sediment vid Ramsjöholm (s. 123 och fig. 40). Issjön vid V. och Ö. Höreda har dämts till nivån ca 265–270 m ö.h., vilken är den nivå som deltat vid V. Höreda är uppbyggt till. Andra lokala issjöar har funnits SO om Stensjön (0d), huvudsakligen inom området för kartbladet Nässjö NV. Även dessa har dämts mellan aktiv is i dalstråket vid Stensjön och höjdområdena i SO. Sannolika tappningssediment från dessa issjöar finns i Öggestorpsavlagringen (se s. 71). Liknande, lokala och kortvariga issjödämningar har förekommit i bidalarna till Landsjödalen på båda sidor av denna. De existerade under en period med en utpräglad dalglaciation i Landsjödalen, och de har dämts mellan denna dalglaciär och höjdområdena i norr och söder. I de höga berg- och moränområdena mellan Landsjödalen och sprickdalen mellan Stensjön och Bunn finns även genom tunna sedimentförekomster belägg för små nunatakkissjöar runt några av de högre uppstickande topparna. Lokala issjöar har även funnits i området vid Rogbergasjön (0b), i dalstråket mellan Pershult och Bashult (0b) och i dalstråket väster om Lidhult (0b). Långsträckta, marginella issjöar har även dämts i sluttningarna av Bondberget och längs de branta östra och västra Vättersluttningarna.

Genom utbredningen och mäktigheten av de glaciala finkorniga sedimenten kan man sluta sig till att större, mer varaktiga issjöar funnits i dalstråken söder om Jönköping och Huskvarna, i området mellan Hakarp/Stensholm (1c) och Stensjön (0d) med sprickdalen norrut till Rävlingasjön (3e), i Landsjödalen och dess nordliga förlängning samt i anslutning till sjön Bunn (4e). Dessa issjöar har genomgått ett komplicerat utvecklingsförlopp styrt av inlandsisens kant och pasströsklarnas lägen. Tappningssediment i Tenhult (kartbladet Nässjö NV) visar att issjön i Stensjönområdet sannolikt vid ett tillfälle sänkts via dalgången mellan Tenhultasjön och Tenhult (Waldemarsson 1983) och därvid kommit i nivå med issjön i dalstråket söder om Huskvarna. Bestämmande för denna issjös nivå har varit pasströsklar kring 220–225 m ö.h. SV om Tenhult. Issjönivån i dalstråket söder om Jönköping har bestämts av pasströsklar kring 215–220 m ö.h. söder om Barnarp.



Fig. 45. Issjöstrandlinjen i form av blockhak i åsslutningen 700 m NNO om Rönjane (1d).
A line of boulders representing a shoreline formed in a glacial lake. In the slope of the esker 700 m NNE of Rönjane (1d).

I dalstråket norrut från Stensjön finns sträckvis strandlinjer utbildade i sluttningarna, uppkomna genom svallprocesser i issjön. Den bäst utbildade strandlinjen har påträffats i sluttningen av åsen 700 m NNO om Rönjane i form av ett väl utbildat blockhak (1d; fig. 45). Haket är tydligt utbildat på en ca 100 m lång sträcka. Genom avvägning på tre ställen har dess fot fastställts till 228 m ö.h.

Issjön i Landsjödalen och dess nordliga förlängning vid Brötjemark (4d) har utvecklats från små marginella issjöar i sluttningarna till en tämligen stor sammanhängande issjö. Inga tydliga strandmärken från issjön har dock påträffats vid kartläggningen. Söder om Skärstad (3c) når de glaciala fin-korniga sedimenten upp till nivån ca 225 m ö.h. i sluttningarna, men i norr vid Ölmstad och Brötjemark (4d) endast till nivån ca 200 m ö.h. Detta tyder på att olika issjönivåer funnits i dalstråket. Den lägre nivån har sannolikt uppkommit efter en sänkning av issjöns yta genom Ingerydsdalen (se s. 122) vid det tillfälle då denna frilades från inlandsisen. Genom sänkningen kom denna issjö i nivå med den i Bunnområdet.

Att issjöutvecklingen inom kartområdet varit komplicerad framgår även

av det stora antalet lokaler med moräntäckta issjöavlagringar som påträffats vid kartläggningen. Sådana lagerföljder har uppkommit vid framryckningar av iskanten över områden som intagits av issjöar. Lokaler med moräntäckta issjöavlagringar finns huvudsakligen i anslutning till Vättersänkan och dess förlängning i Jönköpings- och Huskvarnadalarna, där åtminstone två isframryckningar finns dokumenterade i lagerföljderna (se s. 146). Även i Landsjävdalen finns en isframryckning i issjön dokumenterad genom lokaler med moräntäckta sediment (se s. 78 och 109).

Genom isens tillbakaryckande i Vättersänkan kom efterhand pasströsklar i området mellan Ödeshög och Omberg att friläggas och den Baltiska issjön trängde över Östgötaslätten in i Vättersänkan. Baltiska issjöns högsta nivå, här benämnd högsta kustlinjen (HK; se fig. 44), anses ha nått ca 100–105 m ö.h. i Jönköpingsområdet (Munthe och Gavelin 1907, Nilsson 1939 och 1968). HK:s nivå stiger mot norr och ligger ca 106–110 m ö.h. i Bankerydsområdet (Norrman 1979), ca 115 m ö.h. vid Baskarp strax norr om kartbladsgränsen (Norrman 1979) och på nivån ca 136–138 m ö.h. i trakten av Ödeshög och på Omberg (Svantesson 1981).

Inom kartområdet är Baltiska issjöns stränder väl synliga i terrängen, dels i form av ett flertal deltaplan, dels i form av abrasionshak och svallsediment längs Vätterslutningarna. Deltabildningarna vid Torpa (1a), Ryhov (1a) och ett flertal av sandavlagringarna i Lungarum/Strömsholmområdet (gränsen mellan 0a och 1a) når nivåer 100 till 105 m ö.h. och är sannolikt uppbyggda till ungefär Baltiska issjöns högsta nivå i trakten. Detsamma gäller delar av Backamodeltat, nordväst om Bankeryd, vars övre delar når nivåer 105–110 m ö.h. (se Norrman 1979), samt delvis även sandfältet på vilket de centrala och norra delarna av Huskvarna är grundlagda. Huvuddelen av detta fält når dock endast nivåer strax under 100 m ö.h. och det är därför sannolikt bildat under ett något senare skede av Baltiska issjön, strax före ”tappningen” vid Billingen (se diagrammet, fig. 46). Längs sluttningarna norrut från Huskvarna, men även längs Vätterns västra strand, såsom utanför Eklundshov (2a), vid Granbäck (2a) och söder om Munkaskog (4a), finns sträckvis väl utbildade strandhak och avlagringar med svallsediment upp till ovan angivna nivåer för högsta kustlinjen. Det markerade strandhaket söder om Munkaskog når ej upp till nivån för HK utan endast 103 m ö.h. Detta och nedanförliggande strandvallar (se s. 113) har sannolikt bildats under ett något senare skede av den Baltiska issjön, strax före ”tappningen” vid Billingen.

Genom friläggningen av pass norr om Billingen sänktes Baltiska issjön

till nivå med ishavet i väster och Vättern blev en vik av havet. Detta ishavsstadium, som benämns Yoldiastadiet, existerade ca 8200–7200 år f.Kr. (Norrman 1979). Under hela Yoldia-stadiet och fram till nutid har strandlinjen inom området för kartbladet Jönköping SV hela tiden, med undantag för en kort period av dämning vid Motala ström (se nedan), legat lägre än Vätterns nuvarande strandlinje (se fig. 46)). Den lägsta nivån nåddes vid slutet av Yoldia-stadiet, då Vättern genom landhöjningen kom att isoleras från havet. Denna lägsta strandlinje har kunnat identifieras genom ekolodning och ligger utanför Domneån strax norr om Bankeryd ca 31 m under Vätterns nuvarande nivå (Norrman 1979) och ännu lägre vid Jönköping och Huskvarna. Genom landhöjningen, som var och är störst i norr, har en tippning av hela Vättersänkan skett så att det alltsedan Vätterns isolering från havet skett en fortgående vattenytstigning (transgression) i de södra delarna av Vättersänkan till den nuvarande strandlinjen (se fig. 46). Undantag utgör en kortvarig period då Vättern fann sitt nuvarande utlopp genom Motala ström och därvid sänktes någon eller några meter, samt periodvis före år 1799 då Vätterns yta genom fördämningar i Motala ström stod något högre än den nutida (Weiler 1936).

När vattenytan steg, började brinkarna längs Vätterstranden att utbildas och inom flacka områden översvämmades tidigare marktytor. Spår efter sådana tidigare marktytor har påträffats i form av stubbar och stubblager på botten av Vättern, främst i området utanför Huskvarnabukten (Granlund 1933, Weiler 1936 och Norrman 1964b).

I de erosionsdalar som bildades vid Tabergsån, Huskvarnaån och andra större åar i anslutning till Vättern vid den tidpunkt då Vätterns yta stod betydligt lägre än nu kom kärrtorv att bildas. Torvpåbyggnaden i dessa sänkor har fortgått fram till våra dagar genom att torvtillväxten hållit jämna steg med vattenytans stigning i Vättern och som följd därav grundvattenytans stigning i torvmarken. Därvid har, främst i området i anslutning till Munksjön och Rocksjön, bildats torvmarker med mycket stor torvmäktighet (se s. 126 och fig. 41). I vissa lägen vid åmyningarna kom genom Vätterytans stigning dessa torvmarker att påföras sandlager, avsatta genom en kombination av svallprocesser längs stranden och fluviatila processer i åarna. Sådana lager med torv under sand är kända genom grundundersökningar i samband med brobyggen, projekteringen av väg E4 m.m. från området vid Huskvarnaåns mynning och från kvarteret Öster i Jönköping (se även Granlund 1933 och Norrman 1964b). Dessa torvavlagringar under sand har huvudsakligen undersökts av Granlund (1933), som upprättade en

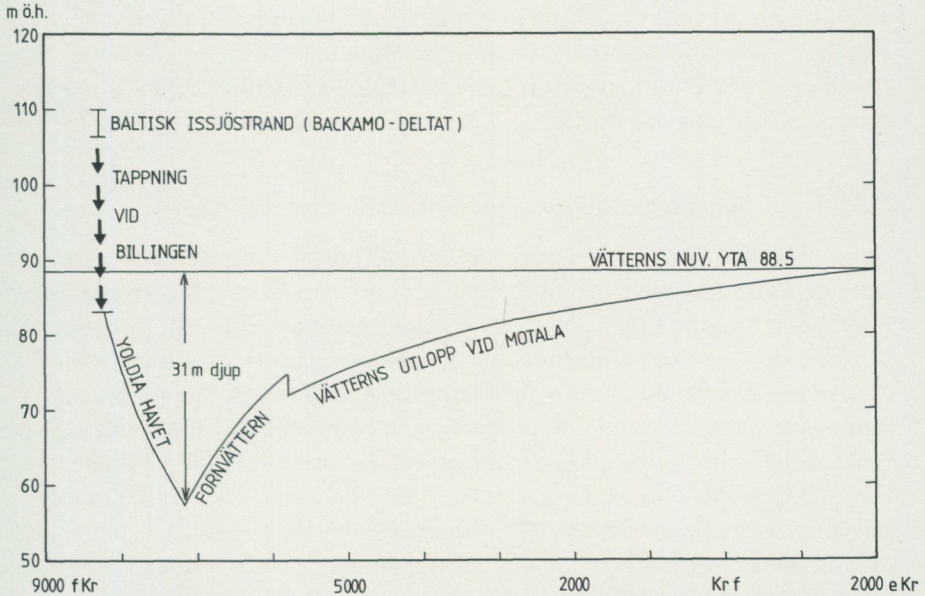


Fig. 46. Strandens nivåförändringar i trakten av Bankeryd från Baltisk issjötid till nutid. Efter Norrman (1979).

The shore level displacement at Bankeryd from the time of the Baltic Ice Lake up to present. From Norrman (1979).

strandförskjutningskurva för denna del av Vätterområdet. Kurvan går tillbaka till år 3000 f.Kr. Strandförskjutningsförloppet har senare, genom morfologiska bottenundersökningar och kol 14-dateringar delvis reviderats av Norrman (1964b). Enligt Norrmans kurva stod för 5000 år sedan Vätterns strandlinje vid Huskvarna ca 10.5 m under den nuvarande, dvs. på nivån ca 78 m ö.h. och i höjd med Bankeryd ca 8.5 m under den nuvarande (fig. 46).

Torvprover från en transgressionslagerföljd i kvarteret Brage i Huskvarna har genom K-konsult ställts till SGU:s förfogande för undersökningar. Torven ligger som ett ca 3 m mäktigt lager under 6 m minerogent material bestående av Huskvarnaåns svämsediment och fyllning. Två torvprover från nivåerna ca 82 m respektive 83 m ö.h., dvs. 6.5 m respektive 5.5 m under Vätterns nuvarande yta, har daterats med hjälp av kol 14-metoden. Det undre torvprovet bestod av kärrtorv och gav åldern 3645 ± 80 B.P., det övre bestod av starrtorv med åldern 1450 ± 70 B.P. Nivån och åldern för det undre torvprovet, som tillhör basaldelen av torvlagerföljden

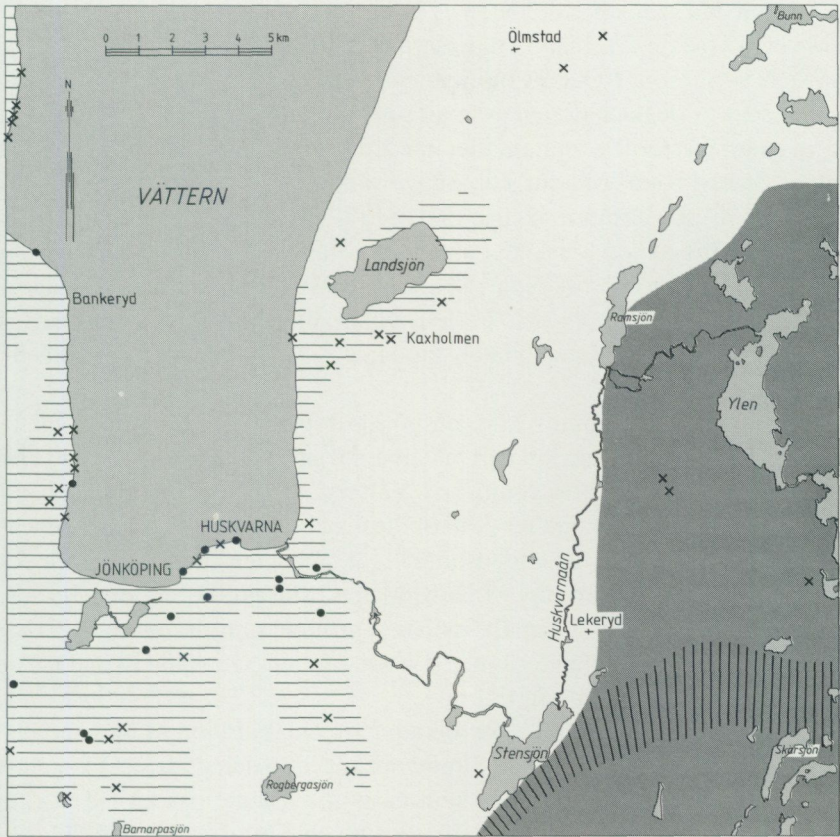
och därmed sannolikt ligger på ursprunglig nivå, överensstämmer väl med Norrmans strandförskjutningskurva. Genom kompaktion av torvlagret är däremot ej det övre torvprovet och dess ålder användbart för att belysa strandförskjutningen i området.

Sammanfattning av den senkvartära utvecklingen

Områdets senkvartära utveckling har varit föremål för kvartärgeologernas intresse alltsedan slutet av 1800-talet genom arbeten av bl.a. Hollander (1899) och Munthe (1907, 1910). Det största intresset knöts till förekomsten av isdämda sjöar i området samt problematiken med isframstötter i Vättersänkan, främst då en större isframstöt som Munthe uppmärksammade och som senare fått den vedertagna benämningen "Tabergsframstötten". Senare kom den senkvartära utvecklingen i området att studeras huvudsakligen av Nilsson (1937, 1939, 1953, 1960 och 1968). Andra bidrag har lämnats av Sandegren (1917) Munthe (1935 och 1940), G. Lundqvist (1942), Norrman (1964a, 1964b, 1979), Gillberg (1965), Mörner (1969, 1970, 1979), Bjelm (1976), Berglund (1976, 1979), Waldemarsson (1979, 1983) och Lagerlund m.fl. (1983). Waldemarsson, som medverkat vid SGU:s kartläggning av kartbladet Jönköping SV, arbetar för närvarande med en doktorsavhandling som kommer att behandla områdets senkvartära utveckling. Genom detaljerade jordartsstratigrafiska undersökningar förväntas Waldemarsson kunna ge en god bild av det mycket komplicerade och intressanta deglaciationsförloppet i området.

Vid föreliggande kartläggning av kartbladet Jönköping SV har ej genomförts några detaljerade och grundliga jordartsstratigrafiska eller andra undersökningar ägnade att i detalj utreda den senkvartära utvecklingen i området. Som framgått av tidigare delar av beskrivningen har dock mycket information erhållits som belyser intressanta delar av denna utveckling. Följande avsnitt är en sammanfattning av utvecklingen, så som den framgår av resultatet av kartläggningen.

Den äldsta, genom isräfflor dokumenterade isrörelsen i området (se fig. 3), har följt Vättersänkans strykningsriktning och varit från norr och NNO. Allteftersom istäcket tunnade ut blev sidoutströmningen åt väster och öster från Vättern alltmera påtaglig. Förutom av räfflorna framgår detta klart av den stora spridningen i moränen och isälvsavlagringarna av Visingsöbergarter från det huvudsakligen fasta klyftet i Vättersänkan (se fig. 13 och 18; jfr Gillberg 1965). Isrörelsen genom sidoutströmning från Vättersänkan








- | | | | |
|--|--|---|--|
|  | Område med dödismorfologi
<i>Area with dead ice morphology</i> |  | Observationer av Rosenlundsmörän
<i>Observations of Rosenlund till</i> |
|  | Utbredningen av sedimentmörän
<i>Distribution of sediment-derived till</i> |  | Observationer av dubbla mörän eller moräntäckta sediment
<i>Observations of two till generations or sediments covered by till</i> |
|  | Stagnationszon under isavsmältningen
<i>Stagnation-zone during deglaciation</i> | | |

Fig. 47. Översiktsbild av några geologiska företeelser som belyser delar av inlandsisens avsmältningsförlopp inom kartområdet.

Synopsis of some geological features which illustrate parts of the deglaciation of the area.

har inom den sydostligaste delen av kartområdet samverkat med isrörelser från NNO (se fig. 3). Därvid har åsarna i detta område fått en orientering i såväl NV-SO som NO-SV. Inom denna del av kartområdet har isen under slutskedet av deglaciationen avsmält som en dödis (se fig. 47). Dödisområdets gräns västerut sammanfaller med det markerade dalstråket mellan Stensjön och Ramsjön, där slukåsars avlänkning i ostslutningen och förekomsten av skvalrännor visar på en med dödisen i SO samtidigt aktiv is i detta dalstråk under slutskedet av deglaciationen. Mellan denna aktiva is i dalstråket och höjdområdena i SO kom i vissa områden lokala issjöar att dämmas upp (se fig. 44 och s. 135), vilka allteftersom iskanten drog sig norröver i Stensjö-Ramsjäddalen tappades till nämnda dalgång och den issjö som där fanns.

Vid landisens uttunning kom de högsta topparna i höjdstråket mellan Landsjäddalen och Ramsjäddalen att smälta fram som nunatakker, vid vilka uppdämdes små nunatakkissjöar. I Vättersänkan uppkom en utpräglad dalglaciation med istungor i Jönköpings- och Huskvarnadalarna, avlänkade av det högt uppstickande Bondberget. En dalgliaciär med rörelse från SV mot NO fanns samtidigt i Landsjäddalen. Marginellt till dessa istungor uppdämdes långsträckta smala issjöar samtidigt som det inom den östra delen av kartområdet fanns tämligen stora sammanhängande issjöar (se fig. 44). I dessa avsattes varvig lera.

Issjöarnas nivå bestämdes av olika pasströsklar. Issjön i Landsjäddalens uppströmsdel kom vid framsmältning av Ingerydsdalen att sänkas genom denna dalgång till samma nivå som en issjö i Bunnområdet (se s. 122). Pasströsklarna som bestämde issjöarnas nivå i Vättersänkans förlängning ligger kring 215–220 m ö.h. De utbredda fält av isälvs sediment som finns över dessa nivåer är s.k. sandurfält, medan på lägre nivåer isälvsavlagringarna huvudsakligen utgörs av deltan som avsatts i de där existerande issjöarna. När iskanten drog sig norrut i Vättersänkan vidgades issjöarean. Pasströsklar längre norrut blottades från is och issjön sänktes, varvid dräneringsriktningen i området vände och fortsättningsvis kom att vara från söder mot norr. De tidigare bildade deltaplanen i Jönköpings- och Huskvarnadalarna höjdes över issjöns yta och en omfattande erosion med bäckar och åar som rann mot Vättern satte in i de av vegetation ännu obundna sedimentplanen. Därvid bildades det imponerande erosionslandskap med tätt liggande och djupt nedskurna raviner som sätter sin prägel på landskapet i Jönköpings- och Huskvarnadalarna (fig. 37). Det av bäckar och åar eroderade materialet avsattes huvudsakligen som deltan i den åt

norr vikande issjön. Ännu låg dödis kvar, vars smältning bidrog till att göra vattentillgången riklig. Vissa av deltaavlagringarna, som avsattes på lägre nivåer norrut, kan därför sägas vara övergångsformer av rent glacifluviala och fluviatila avlagringar. Intressant i sammanhanget är att dödisrester fortfarande tycks ha funnits kvar i Jönköpingsområdet så sent som när Baltiska issjön genom pass norr om Ödeshög på Östgötaslätten bedömts kommit nivå med Vättern. Detta antyds av de inre strukturerna i Ryhovs-deltat, som med sin yta på 100–105 m ö.h. bedöms vara uppbyggd till den högsta nivån för Baltiska issjön i trakten (se fig. 44). Vid ungefär samma tidpunkt avsattes sandavlagringarna väster om Munksjön och i norra Huskvarna, liksom de deltan som finns norr om Bankeryd och vid Munkaskog.

Genom friläggning av pass norr om Billingen sänktes den Baltiska issjön till ishavets nivå i väster. Vättern blev en vik av havet. Detta ishavsstadium, det s.k. Yoldiastadiet, inträffade enligt Norrman (1979) ca 8200 år f.Kr. och varade i ca 1000 år. I slutet av Yoldiastadiet, då Vättern genom landhöjningen kom att isoleras från havet, nåddes den lägsta nivån i Vättern. I höjd med Bankeryd låg strandlinjen ca 31 m under den nuvarande (fig. 46). Under hela denna period fortgick ravinbildningsprocesserna i området och åarna skar sig ner till Vätterns dåvarande lägre nivå. De djupa sänkor som utfylls av Munksjön, Rocksjön och Kåvasjön är åtminstone delvis erosionsdalar utskurna av Tabergsåån, Strömsbergsåån och Huskvarnaån vid detta tillfälle med lågt vattenstånd i Vättern. Senare skedde en tippning av hela Vättersänkan genom landhöjningen, som var och är störst i norra delen av Vättern, så att det alltsedan Vätterns isolering från havet skett en i stort fortgående vattenyttehöjning i södra delen av Vättersänkan, upp till den nuvarande strandlinjen (se fig. 46).

Av ovanstående framställning av deglaciationsförloppet kan det synas som om detta varit okomplicerat med en jämn tillbakaryckning av iskanten norrut över kartområdet. Så är emellertid inte fallet. I bilden ingår flera avsmältningsskeden med efterföljande framryckningar av iskanten, varför ovan skisserade utvecklingsförlopp till vissa delar kan ha upprepats flera gånger. Dessa framryckningar av iskanten har huvudsakligen berört områden närmast Vättersänkan och dess förlängning söderut. Där finns sådana framryckningsförlopp dokumenterade dels genom en allmän förekomst av sedimentartade moräner, bildade på bekostnad av tidigare avsatta sediment, dels genom en riklig förekomst av lagerföljder med dubbla moräner och moräntäckta sediment (fig. 47). Här ligger nu de stora svårigheterna vid tolkningen av avsmältningsförloppet. Att utifrån sedimentmoränernas

karaktär och lagerföljderna dra slutsatser om detta förlopp i detalj har visat sig vara svårt, då områdets sedimentmoräner i allmänhet har en inhomogen sammansättning såväl till kornstorlek som bergartsinnehåll. Ett viktigt undantag är dock den morän som av Waldemarsson (1983) fått benämningen Rosenlundsmorän (se s. 34). Den har vid kartläggningen visat sig ha en för det första mycket typisk sammansättning och ett typiskt utseende, för det andra en stor utbredning i området (se fig. 47). Av Rosenlundsmoräns sammansättning framgår det helt klart att den bildats på bekostnad av äldre modominerade sediment vid en betydande isframstöt sedan stora delar av Vättersänkan varit isfria. Det ligger därför nära till hands att anta att denna isframryckning motsvarar den s.k. Tabergsframstöten.

Enligt Munthe (1910) nådde Tabergsframstöten till en linje från Taberg över sydändan av Tenhultssjön och vidare förbi Öggestorp och V. och Ö. Höreda. Inom området för kartbladet Jönköping SV finns, i varje fall i de längs iskanten utbredda, stora anhopningarna av isälvsediment vid Öggestorp och V. och Ö. Höreda, belägg för en stagnationszon i isavsmältningen längs denna linje. I denna zon kvarstod iskanten relativt länge (se fig. 47). Vid kartläggningen har emellertid inte mycket framkommit som skulle tyda på att Öggestorps-Höredaavlagringarna skulle ha bildats i samband med en omfattande isframryckning. De fåtal lokaler med moräntäckta sediment och dubbla moräner som påträffats i området mellan denna stagnationszon och Vättersänkan (fig. 47) utgör inget starkt belägg för detta. Det mesta talar för att Öggestorps-Höredaavlagringarna har bildats vid endast ett stagnationsskede i isavsmältningen. Undantag utgör möjligen den påträffade lokalen med dubbel morän vid Svenstorp (1e; s. 47), där skillnaden i bergartsinnehållet i moränerna visar att de härrör från olika upplösningsområden. Emellertid ligger lokalen inom den zon längst i SO inom kartområdet, där räfflor och åsarnas sträckning visar att samtidiga isrörelser från NV och NO samverkat under den sista avsmältningssfasen. Lokalen med dubbel morän vid Svenstorp är troligen avhängig av detta förhållande.

I anslutning till Vättersänkan och dess förlängning är bevisen för större isframstötter desto större. Ser man till spridningen av de lokaler med Rosenlundsmorän som påträffats vid kartläggningen (fig. 47) och antar att den bildades vid Tabergsframstöten, eller i övrigt tar utbredningen av de utpräglade sedimentmoränerna i området som ett tecken på hur långt framstöten skulle ha nått, så har framstöten begränsats till själva dalstråket, där den nått till ungefär i höjd med den södra kartbladsgränsen. Även lagerföljden i det stora grustaget vid Barnarp synes tala för att den genom

Rosenlundsmoränen dokumenterade framstöten gick ungefär hit. I detta grustag vilar lager av grova isälvssediment direkt på lager av varvig lera utan mellanlagrande morän (se s. 85). Lagerföljden tyder på en isframstöt till ungefär i höjd med denna lokal. Vid den borring som genomfördes i botten av grustaget påträffades inga spår av Rosenlundsmorän, utan de varviga sedimenten vilar direkt på lager av normal bottenmorän på berget. Dessa iakttagelser skulle närmast stödja Nilssons (1968) uppfattning om den yttre gränsen för Tabergsframstöten, där han ser Rogberga- och Barnarpsavlagringarna som randbildningar vid denna yttre gräns. Hela Landsjödalen utfylldes samtidigt med is.

Det måste emellertid påpekas att ovanstående tolkningar är slutsatser som ligger närmast till hands att dra utifrån observationerna inom det begränsade området för kartbladet Jönköping SV. Bjelm (1976) har vid Mjälaryd, beläget någon kilometer söder om kartbladsgränsen, visat en lagerföljd med inte mindre än tre generationer morän med olika bergartsinnehåll, vilket visar att isframryckningar även förekommit söder om området för kartbladet Jönköping SV. Frågan om denna lagerföljd, liksom den dubbla moränen vid Svenstorp (se ovan), avspeglar ett lokalt utvecklingsförlopp eller visar ett mer allmänt utvecklingsförlopp i Vättersänkan har ej besvarats vid denna kartläggning. Man måste också, när lagerföljder i perifera delar av Vättersänkan diskuteras, ha i åtanke att utvecklingen kan ha varit ännu mer komplex och att den isframstöt, vid vilken Rosenlundsmoränen bildades och avsattes, sannolikt har föregåtts av tidigare isframstötter i sänkan. Detta antyds av resultatet från borringarna vid Stommen (s. 44), där djupet 104 m till fast berg uppmättes och där sannolikt en äldre generation morän finns på sediment längre ner i lagerserien.

Frågan om områdets deglaciation är för närvarande föremål för omfattande studier av Waldemarsson. Enligt muntlig uppgift från honom kan sannolikt en av moränerna vid Mjälaryd (Bjelm 1976) parallelliseras med Rosenlundsmoränen, och därmed har isframstöten, grundad på förekomsten av denna morän, bevisligen nått längre mot söder än vad som synes framgå av kartläggningen av föreliggande kartblad. Detta tyder på att stagnationszonen i Öggestorps-Höredaområdet kan parallelliseras med Tabergsframstöten i Vättersänkan. Kartläggningens resultat belyser därvid sänkans viktiga roll för isens dynamik, i det att en större framstöt i Vättersänkan, med avsättning av sedimentmoräner, endast motsvarar en stagnation i isavsmältningen eller mindre framryckningar/oscillationer inom höjdområdena i öster. Paralleller kan därvid dras till förhållanden längre norrut

i Vättern. På Östgötaslätten har en större isframryckning före utbildandet av den sydligaste delen av de mellansvenska randmoränerna dokumenterats genom räfflor och förekomsten av en utpräglad sedimentmorän i området närmast Vättern mellan Omberg och Ödeshög (se Svantesson 1981 s. 36). Denna framryckning tycks närmast motsvara en stagnation i isavsmältningen eller mindre framryckningar längre österut på Östgötaslätten, såsom i Mjölbytrakten (se Johansson 1979). För ytterligare information i frågan om Tabergsframstöten i Jönköpingsområdet hänvisas till Waldemarssons kommande avhandling.

Såsom framgått av tidigare avsnitt av beskrivningen har vid kartläggningen i områdena närmast Vättern på åtskilliga lokaler överst i lagerserien iakttagits morän yngre än Rosenlundsmoränen. Denna yngre morän är i motsats till Rosenlundsmoränen inhomogen såväl vad gäller kornstorlek som bergartsinnehåll. Detta torde visa på att moränen bildats och avsatts vid en eller flera små isframstötter eller oscillationer av iskanten under den allra sista avsmältningsfasen. Moränens sammansättning har därvid nästan uteslutande präglats av det underlagande sedimentets sammansättning lokalt. Att döma av observationernas lägen har denna sista isframstöt eller dessa sista isframstötter/oscillationer enbart berört en mindre del av Jönköpings- och Huskvarnadalarnas nedströmsdelar och möjligen området vid Kaxholmen i Landsjädalen, samt endast de nedre delarna av Bondbergets nordslutning liksom slutningarna längs den västra och östra Vätterstranden. Lagerföljden i schaktet vid skolan 900 m väster om Vapenvallen (1b; se s. 45), på en nivå av ca 130 m ö.h., ger möjligen en antydning om hur högt den sista eller de sista isframstötarna nådde i Huskvarnadalen. I den norra delen av schaktet vilar en yngsta generation morän på lager med isälvssediment och Rosenlundsmorän. Lagerföljden är analog med den i Rosenlundsbankar (s. 45). I den södra, något högre belägna delen av schaktet, utgör däremot Rosenlundsmorän det ytligaste moränlagret.

Den tidsmässiga inplaceringen av isframstötarna och randlägena i området och korrelationen med andra kända israndlägen åt väster och öster är svår och föremål för livliga diskussioner kvartärgeologer emellan. Hela deglaciationskronologin i Sydsverige har under senare år varit och är fortfarande föremål för omfattande revideringar av främst geologer vid Kvartärgeologiska avdelningen, Lunds universitet. Delresultat till en reviderad deglaciationskronologi har presenterats av Berglund (1976, 1979), Björk (1981) och Lagerlund m.fl. (1983). Västerut har Tabergsframstöten parallelliserats med det israndläge som benämns Levenemoränen (Berglund

1976, 1979; Mörner 1979), medan österut i Småland, i Eksjö och Vimmerby, Agrell m.fl. (1976) har påvisat israndlägen som de anser kan parallelliseras med ett israndläge i södra Vättersänkan. Längre söderut i Småland har dock Lagerlund m.fl. (1983) skisserat ett israndläge som de anser kan parallelliseras med Eksjöområdet, medan Lindén (1984) beskrivit israndbildningar i Vetlandaområdet med ett sannolikt samband med den s.k. Vimmerbylinjen (Agrell m.fl.). Frågan om israndlägenas sträckning får med andra ord anses vara en öppen fråga tills ytterligare dokumentation föreligger.

Den tidsmässiga inplaceringen av isframstötarna och randlägena i området får också anses som en osäker fråga. Berglunds reviderade deglaciationskronologi för södra Sverige är föremål för livliga diskussioner och ej till fullo accepterad (se t.ex. Mörner 1979), då den i stor utsträckning bygger på kol 14-metoden med de felkällor som ligger i denna metod. Berglunds deglaciationskronologi har dock använts i nedanstående diskussion om deglaciationens tidsställning med reservation för fel i de absoluta åldrarna.

Den klart urskiljbara stagnationszonen i isavsmältningen inom den sydostligaste delen av kartområdet (fig. 47) är förmodligen utbildad under en tämligen kall tid. Även den betydande isframstöt som gett upphov till Rosenlundsmoränen tyder på ett kallare klimat. Den kalltid som får anses passa in i sammanhanget är Äldre Dryas, som enligt Berglunds reviderade kronologi inträffade 11 800–12 000 B.P. Den slutliga isavsmältningen inom kartområdet bedöms huvudsakligen ha skett under den relativt varma Allerödtiden, vilken enligt Berglund varade mellan ca 11 800 och 11 000 B.P. Man vet genom förekomsten av en ännu yngre morängeneration (se ovan) att iskanten i de sydligaste delarna av Vättern utsatts för ytterligare en eller flera framstöt/oscillationer som möjligen kan vara klimatiskt betingade. Ser man till nästa inträffade kalltid, Yngre Dryas, som enligt Berglund inträffade 11 000 B.P., förmodas iskanten åtminstone en bit in i Yngre Dryas ha stått vid den sydligaste linjen för de mellansvenska randbildningarna, vilken vid och öster om Vättern går i höjd med Ödeshög (se Svantesson 1981). Randlägets sträckning liksom isräfflorna visar där visserligen en utpräglad dalglaciation i Vättersänkan utanför Ödeshög, men att den aktiva isen sträckt sig ända ner till Jönköping vid denna tid ter sig dock osannolikt. Då får man tänka sig en shelfis utan gradient i södra delen av Vättersänkan. Emellertid finns många tecken som tyder på en långsträckt dalgaciär i sänkan och en snabb uppbrytning av den så att den allra sista

deglaciationsfasen i Jönköpingsområdet tidsmässigt nära sammanfaller med Yngre Dryas eller utbildandet av den sydligaste delen av de mellansvenska randbildningarna. Kartläggningen har gjort det sannolikt, genom bl.a. Ryhovsdeltats karaktär (s. 88 och 111), att ännu så sent som när den Baltiska issjön genom pass på Östgötaslätten trängde in i Vättersänkan det fortfarande fanns isrester kvar i Jönköpingsområdet. Detta torde ha inträffat strax innan isen norr om Ödeshög ryckte fram till läget för den sydligaste delen av de mellansvenska randbildningarna. Framryckningsförloppet finns dokumenterat i området mellan Omberg och Ödeshög i form av utbredda fält med en utpräglad sedimentmorän (se Svantesson 1981), som för övrigt genom sin kornstorleksfördelning och höga halt av Visingsöbergarter är mycket lik Rosenlundsmoränen. Avsikten är inte att parallellisera dessa moräner, även om detta skulle kunna tänkas, utan endast att konstatera att moränerna dokumenterar ett likartat förlopp med en större isframryckning över tidigare avsatta modominerade sediment.

I diskussionen om isframstötter i södra delen av Vättersänkan måste man även ha i åtanke att dessa framstötter ej nödvändigtvis är klimatiskt betingade. Den genom isräffloras riktning och jordlagerföljderna dokumenterade ovanligt aktiva isen i sänkan kan också peka på den djupa och långsträckta Vättersänkans viktiga roll för isens dynamik i området, där små tryckförändringar långt in från iskanten kan fortplanta sig till betydande isframryckningar i södra delen av sänkan.

Beträffande närmare detaljer om den senkvartära utvecklingen i området, efter det att de sista isresterna avsmält från området, hänvisas till tidigare delar av beskrivningen, främst avsnitten som behandlar svallsediment (s. 112), älv- och svämsediment (s. 118) samt issjöar, högsta kustlinjen och andra strandlinjer (s. 133).

Grundvatten

Grundvattenförhållandena inom kartområdet kommer närmare att redovisas i en kommande hydrogeologisk karta över Jönköpings län med beskrivning (SGU serie Ah nr 11), där bl.a. brunnslägen, källor, kommunal vattenförsörjning, grundvattenkvalitet, temperatur, bedömda uttagsmöjligheter ur berg- och jordlager m.m. redovisas. Andra översiktliga undersökningar om grundvattenförhållandena i området finns redovisade i en rapport från Länsstyrelsen i Jönköpings län (1970) och i en översiktlig geologisk utredning över Vätterns tillrinningsområde, som i samarbete

med SGU presenterats i rapport nr 8 från Kommittén för Vätterns vattenvård (1970).

Vad gäller de mer specifika förhållanden som har med Jönköpings och Huskvarnas vattenförsörjning att göra och grundvattenförhållandena i därvarande sandstenslager, så har dessa blivit föremål för ett mycket stort antal undersökningar och utredningar under årens lopp, bl.a. av Ullerstam (1940), och på senare tid, då energibrunnar i sandstenen blivit aktuella, genom utredningar av bl.a. Allmänna Ingenjörbyrån AB (1983), VIAK (1983) och K-konsult (1983). För närmare information om områdets grundvattenförhållande hänvisas till ovan nämnda undersökningar och utredningar. Dessa ger en uttömmande beskrivning av grundvattenförhållandena i området.

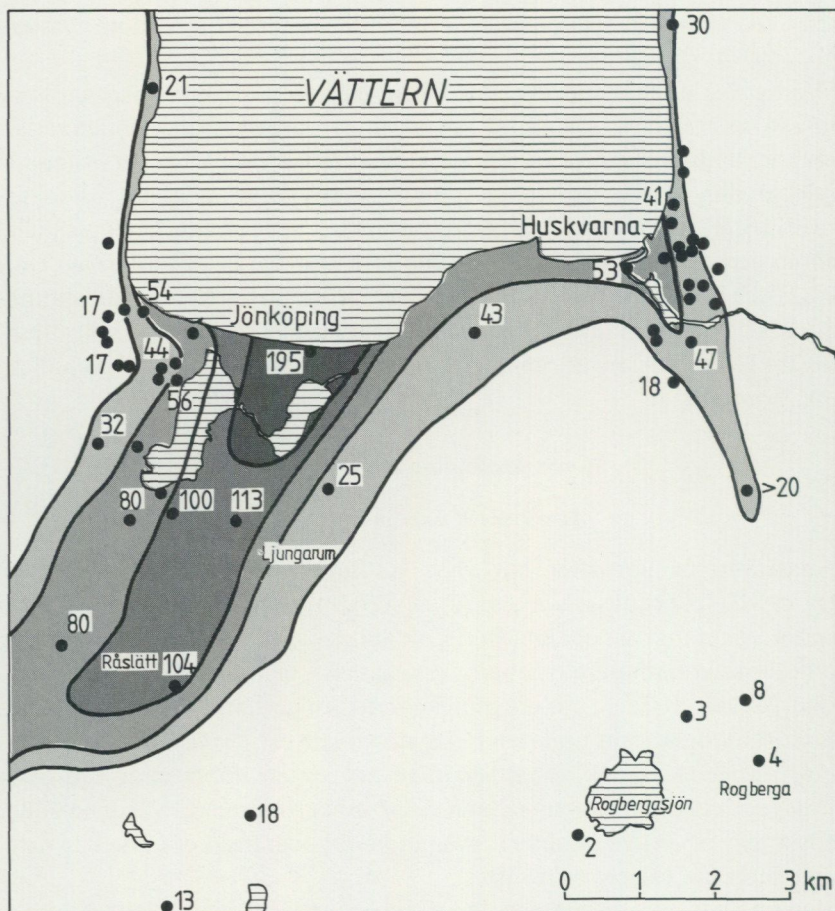
Sammanställningar och tabeller

Jorddjup och mäktighetsuppgifter

Jordartskartans uppgifter om vissa jordlagers mäktighet har erhållits genom SGU:s brunnsarkiv, genom av SGU utförda sondborringar samt genom insamling av borrhdata från grundundersökningar av olika slag från de berörda kommunerna, Statens geotekniska institut (SGI) och geotekniska firmor. SGU:s sondborringar har i första hand placerats i större isälvsavlagringar samt i områden där större ler- och torvdjup är att vänta. Uppgifterna är endast avsedda att ge en allmän uppfattning om olika jordlagers mäktighet inom sådana delar av kartområdet. Värdena gäller endast för respektive punkter. Även inom ett begränsat område kan jordmäktigheterna variera avsevärt.

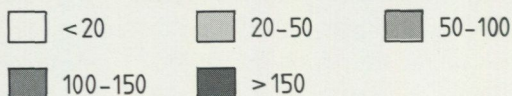
Indelningen av jordarterna för dessa mäktighetsuppgifter framgår av teckenförklaringen till jordartskartan. Den enkla indelningen av jordarterna i kohesionära jordarter och friktionsjordarter samt torv och morän har skett av praktiska skäl, eftersom de flesta uppgifter är från sondborringar. Dessutom är detta beteckningssätt utrymmessparande. I flera fall har mera detaljerade lagerföljdbeskrivningar redovisats i texten.

Tillgången på grundundersökningar från Jönköpings- och Huskvarnaområdena har varit enorm. Dessa omfattar mer än 1500 borringar. Genomgången av dessa har varit tidskrävande men av stort värde vid kartläggningen av geologin inom bebyggda områden, där den redovisade kartbilden i stort kan sägas vara en sammanfattning av de upplysningar som dessa borringar givit. Av utrymmesskäl har möjligheter ej funnits att,



Jorddjup i meter

Thickness in meters of Quaternary deposits



- Borring som nått berggrunden
- Boring which reached the bedrock

Fig. 48. Ungefärliga jorddjup i Jönköpings- och Huskvarnaområdena, tolkade utifrån de kända borrhningar som nått berggrunden.

Approximate thickness of Quaternary deposits in the areas at Jönköping and Huskvarna, interpreted from known borings reaching the bedrock.

annat än i kartbilden, redovisa uppgifterna i alla dessa grundundersökningar inom tätorterna. Vid genomgången av dem har åtskilliga exempel på onödiga dubbleringar av borrhningar på samma punkter framkommit, varför existensen av äldre grundundersökningar kan vara av värde att framhålla för dem som använder geologiskt basmaterial. Undersökningarna ger i många fall detaljerade upplysningar om de övre 5 till upp emot 20 m av den djupa jordlagerföljden i dessa områden. Flertalet av dessa grundundersökningar finns arkiverade av kommunen. Ett rikhaltigt material från området finns även arkiverat på Statens geotekniska institut liksom på de enskilda geotekniska firmorna.

De djupare delarna av jordlagerföljden i dalstråken söder om Vättern är föga kända i detalj, då huvuddelen av de djupare borrhningarna är brunnborrningar som i allmänhet endast ger någorlunda säkra uppgifter om djupet till fast berg. Fig. 48 visar de sannolika jorddjupen i området, utgående från de kända borrhningar som nått ner till underlagrande berggrund av Visingsösandsten. Som framgår av dessa borrhningar är jorddjupet anmärkningsvärt stort, bl.a. har vid borrhningar i området mellan Rocksjön och Vättern noterats djupet 195.5 m till berg, det hittills största med säkerhet kända jorddjupet i Sverige. Enligt tolkningar av seismiska profiler (Axberg och Wadstein 1980) finns sannolikt ännu större jorddjup ute i Vättern, nämligen mer än 375 m i ett område mellan Visingsö och Jönköping. Flera brunnborrningar i området mellan Rocksjön och Råslätt har visat jorddjup större än 100 m (fig. 48). Inom de äldre stadsdelarna väster om Munksjön varierar jorddjupet mellan 30 och 62 m. Det största uppmätta jorddjupet i Huskvarna är 53 m, noterat från området vid Huskvarnaåns mynning. Inom de norra delarna av Huskvarna varierar jorddjupet mellan 20 och 44 m.

Även i Landsjödalen förekommer stora jorddjup såsom längs landsvägen 750 m ONO om Hunneryd (3c), där det borrats 39 m i de lösa jordlagren utan att underlagrande sandsten nåtts. En brunnborrning inom Skärstad villasamhälle har visat 43 m till berg, medan det i trakten av Lyckås herrgård endast är 22 m till berg.

Analysmetoder

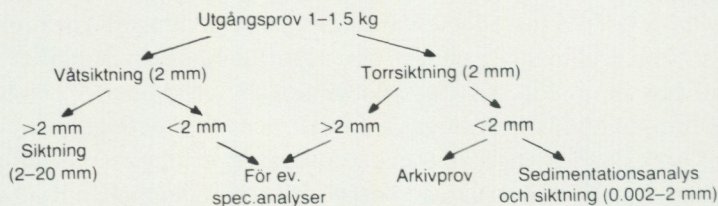
Kornstorleksfördelning. Kornstorleksfördelningen i ett jordprov bestäms genom siktanalys och sedimentationsanalys.

Kornstorleken vid siktning motsvaras av den minsta fria maskvidd som

kornet kan passera och vid sedimentationsanalys av diametern hos en sfär av samma densitet som kornet och som faller med samma hastighet som kornet (ekvivalentdiameter).

Stenhalten i en jordart bestäms i fält genom siktning och vägning av materialet < 20 cm. Vanligen anges stenhalten i viktprocent men en omräkning till volymprocent kan göras. Blockhalten bedöms endast okulärt (se s. 11).

Vid bestämning av kornstorleksfördelningen i material mellan 20 mm och 0.06 mm torkas provet först vid 90°C. Därefter delas provet och siktas enligt nedanstående schema. Siktningen utförs i Pascals skakapparat.



Före sedimentationsanalysen dispergeras provet i ultraljud under omrörning i 15 min. Vid behov förbehandlas provet med 30 %-ig väteperoxid eller med natriumhypobromit för att avlägsna organiskt material. Cementerande järnföreningar löses med natriumdithionit eller med surt ammoniumoxalat (Tamms lösning). Analysen utförs enligt hydrometermetoden eller pipettmetoden. Som dispergeringsvätska används natriumpyrofosfat. Vid beräkning av fallhastigheten generaliseras korndensiteten till 2.65.

Organiskt material. Klassifikationen av gyttja, lergyttja och gyttjelera grundar sig på halten organiskt material. Halten organiskt kol bestäms på material < 2 mm genom oxidation vid 1000°C i syrgas och gravimetrisk analys av utvecklad CO₂. Den erhållna kolhalten reduceras för karbonatkol, vilket bestäms separat (se nedan). Den organiska halten beräknas genom att mängden organiskt kol i provet multipliceras med faktorn 1.72. *Kalkhalt.* CaCO₃-halten bestäms på material < 0.06 mm genom behandling med 10 %-ig saltsyra och mätning av den utvecklade mängden CO₂. Noggrannheten i analysmetoden är ± 0.5 %.

pH. Bestämning av pH-värdet utförs på material < 2 mm. Provet torkas vid 90°C och uppslmmas i destillerat vatten (viktförhållande jord: vatten = 1:2.5), varefter mätning sker med pH-meter.

Basmineralindex. Basmineralindex (Bx) är den viktprocent av mellansandfraktionen som har en densitet > 2.68 . Bx är ett uttryck för halten tunga mineral, främst hornblände, pyroxen, olivin, granat, kalцит, kalkrik plagioklas och magnetit. Vid bestämning av Bx i ett prov utgår man från 10 g av mellansandfraktionen. Magnetiten avskiljs med magnet och återstoden separeras i tung vätska. Särskild separation av glimmer utförs ej.

TABELL 1. Kornstorleksfördelning, bergartsfördelning, karbonathalt, basmineralindex samt magnetithalt.

Prov nr	Analys nr	Lokal Siffror och bokstaver inom parantes anger ekonomiskt kartblad enl. indelning i huvudkartans yttre ram	Jordart	Djup under mark- ytan i m	Viktprocent										Bergartssammansättning i fingrus- fraktioner, procent				Karbonat- halt %	Magne- tit %	Anmärkning
					Grov- grus	Fin- grus	Grov- sand	Mellan- sand	Grov- mo	Fin- mo	Grov- mjäla	Fin- mjäla	Ler	Karbonat- haltiga bergarter	Skiffer- Mosten	Sandsten Konglo- merat	Urberg				
1	19998	200 m SV Damnhagen (0a)	Grusig-sandig morän	12.0	28	21	10	10	8	9	7	4	3	2	1	1	96	2.8	-	-	
2	19098	500 m NNV Sjövik (0e)	"	1.0	19	16	17	20	14	9	2	1	2	0	1	15	84	0	24	4.4	
3	19061	1.2 km NO Fridhem (0e)	"	2.5	33	25	14	11	8	5	2	1	1	0	0	0	100	0	64	11	
4	19059	1 km V Hatten (0e)	"	2.0	30	27	14	11	7	6	3	1	1				0	45	8.4		
5	19052	500 m NNO Viredatorp (1c)	"	1.5	32	22	11	12	11	7	2	2	1				0	11	0.2		
6	19123	800 m NNV Rönjane (1d)	"	1.0	22	21	20	17	11	5	3	-	1				0	5	0.2		
7	19060	400 m SO Roestorp (2d)	"	3.0	22	18	12	19	19	6	3	1	-	0	0	0	100	0	25	0.4	
8	19054	500 m NNO Rydslund (2e)	"	0.5	27	26	24	12	4	4	1	1	1	0	3	3	94	0	21	2.2	
9	19264	800 m S Haurida ka (3e)	"	1.5	26	20	18	15	10	6	2	1	2	0	10	6	84				
10	17800	400 m NV Källeryd (3e)	"	0.6	34	17	13	11	8	8	5	2	2				0			0.6	
11	17789	700 m ONO Haurida ka (3e)	"	2.0	19	19	14	21	13	7	4	2	1	0	0	0	100	0	18	1.6	
12	17788	200 m VNV Nymäs (4e)	"	2.0	25	13	9	16	23	9	3	1	1	0	1	1	98	0	16	0.7	
13	20021	400 m ONO Berghem (0b)	Sandig-moig morän		13	6	8	23	25	17	5	2	1	2	21	36	41	+			
14	20018	500 m S Hyltan (0b)	"		3	4	12	37	29	9	3	1	2	0	37	34	29	0			
15	20020	1 km SV Dggestorp ka (0c)	"	0.8	15	6	5	30	28	10	4	1	1				0				
16	19430	300 m V Dggestorp ka (0d)	"	0.5	26	9	4	26	24	7	2	1	1	0	4	71	25	0			
17	19299	600 m SV Ljungholmen (0d)	"	2.5	6	8	12	22	24	16	7	2	3				+				
18	19299	250 m SO Hatten (0e)	"	2.0	14	10	11	14	17	18	10	3	3	0	11	11	78	0	12	2.0	
19	20007	800 m SSV Kaptenbo (1a)	"		3	2	6	26	30	19	8	2	4	1	22	24	53	+			
20	19428	500 m SSV Vapenvallen (1b)	"	3.0	4	6	7	24	32	14	6	3	4	0	36	19	45	0			
21	19267	250 m VSV Viskvarnen (1d)	"	1.0	6	7	8	20	29	22	5	2	1	0	16	8	76	0			
22	19268	300 m VSV L. Lekeryd (1d)	"	2.0	13	10	8	17	35	12	3	1	1				0				
23	18676	400 m VNV Kullarp (1e)	"	1.2	8	10	9	15	21	19	9	5	4				+	9	0.7		
24	20010	200 m NO Brunnsbo (2a)	"	0.8	8	10	13	32	18	11	4	1	3	2	28	31	39	+			
25	19101	1 km SO Berlin (2c)	"	1.0	6	7	6	16	21	23	13	4	4	0	31	27	42	0	5	0.1	
26	19055	250 m VNV Broholm (2e)	"	1.5	13	10	10	14	27	16	3	3	3	1	29	13	57	0	9	0.8	
27	19250	700 m SSV Bankeryds stn (3a)	"	1.2	5	3	5	37	31	10	3	3	3	1	42	29	28	+			
28	19249	500 m SO Bankeryds stn (3a)	"	1.0	4	3	6	34	33	12	4	1	3	0	12	29	59	0			
29	19293	100 m Ö Perstorp (3d)	"	1.0	7	8	7	15	22	23	9	5	3	2	18	17	63	+			
30	19284	300 m S Ranestorp (3d)	"	1.0	9	7	8	13	21	27	8	3	4	1	32	16	51	+			
31	19087	1 km S Munkaskog (4a)	"	4.0	7	5	8	39	24	8	4	2	3	7	34	22	37	0.3	1	0.1	
32	19072	550 m NNV Solberga (4d)	"	0.8	14	11	9	18	23	15	6	1	3				0	12	0.5		
33	19263	750 m NV Haurida ka (4e)	"	0.7	11	10	12	16	18	18	7	4	4	0	15	7	78	0			
34	20022	100 m NO Perstorp (0b)	Lerig sandig-moig morän		4	4	11	32	24	11	4	3	7	1	26	30	43	0			
35	19120	950 m S Hulugården (0c)	"	1.0	7	4	5	24	30	15	4	2	9	2	3	59	36	+	1	0.1	
36	19424	250 m V St. Tokarp (0c)	"	1.0	4	4	7	21	25	18	9	7	5	2	25	31	42	+			
37	19422	900 m OSO Vissmålen (0c)	"	0.7	3	8	8	15	20	22	9	5	10	1	22	13	64	+			

Prov nr	Analys nr	Lokal Siffror och bokstav inom parantes anger ekonomiskt kartblad enl. indelning i huvudkartans yttre ram	Jordart	Djup under märk- ytan i m	Viktprocent								Bergartssammansättning i fingrus- fraktionen, procent			Karbonat- halt %	Magne- tit %	Anmärkning	
					Grov- grus	Fin- grus	Grov- sand	Mellan- sand	Grov- mo	Grov- mjäla	Fin- mjäla	Ler	Skiffer	Konglo- merat	Sandsten				Urberg
82	19255	750 m S50 Tornarp (0d)	Mörångrovlera	1.0	5	7	8	13	17	19	10	6	15	0	46	11	43	0.2	
83	19063	250 m S Byhult (0e)	"	1.0	4	5	5	14	19	21	10	4	18	3	51	11	35	+	4 0.4
84	19913	Byggschakt, Ryhov (1b)	"		1	1	1	7	10	23	19	13	25	1	71	8	20	4.3	Som mäktigt lager på sediment
85	19918	"	"		+	1	1	9	17	25	17	11	19	6	46	16	32	4.1	"
86	19992	"	"	13.0	+	1	6	10	18	20	14	12	19	3	52	10	35	4.1	"
87	19993	"	"	18.0	+	+	2	7	16	30	17	10	18	3	47	22	28	3.9	"
88	20211	250 m SV Ek Hagens gård (1b)	"	2.0	+	1	1	4	18	23	17	13	23	0	56	28	16	0	
89	20209	550 m NO Högamosse (1b)	"	1.2	2	1	4	12	21	21	11	10	18	0	34	26	40	0	
90	19105	800 m NNV Jöransberg (1c)	"		3	4	5	13	20	20	12	7	16	0	56	20	24	0	3 0.1
91	18679	500 m SSV Högstorp (2e)	"	1.0	5	6	10	14	17	17	7	6	18	2	40	13	45	+	4 0.2
92	19248	100 m NV Bankeryds stn (3a)	"	1.0	2	3	5	20	17	14	11	8	20	10	40	25	25	+	
93	19088	1 km S Munkaskog (4a)	"	1.0	2	3	5	25	17	13	10	8	17	1	16	38	45	+	1 0.1
																			Övre morän (jfr prov nr 31)
94	20031	150 m NO Tokarp (0a)	Mörångfinlera	1.2	3	3	2	6	7	20	16	15	28	3	25	47	25	+	
95	20215	550 m O Bommersåsen (0b)	"	1.5	2	2	3	10	15	19	13	10	26	0	57	22	21	0	
96	20029	Tältplatsen, Rosenlund (1b)	"		1	1	2	4	6	20	23	17	26	26	45	17	12	4.1	Som lager på sediment
97	19243	900 m V Vapenvallen (1b)	"	3.0	+	1	1	5	14	20	18	14	27				3.6		Undre morän (jfr prov nr 42)
98	19241	750 m NV Hissmälän (1b)	"	2.5	1	2	3	7	14	20	15	12	26	15	28	11	46	2.6	
99	20009	150 m VSV Fredriksberg (2a)	"	0.8	1	1	4	13	7	14	22	11	27						
100	19262	Byggschakt, Vilhelmsro (2a)	"	1.2	+	1	2	10	8	15	16	16	32						Som lager på sediment
101		200 m SV Damnhagen (0a)	Isälvsgrus	9.0										18	14	7	61		
102		100 m NV Rogberga ka (0b)	"	1.0										0	40	18	42		
103	19117	100 m N Dalskog (0e)	"		31	26	21	8	6	-----	8	-----	0	2	4	94			
104	19125	100 m SV Hallavadet (1d)	"		30	19	37	12	2	-----	0	-----	0	11	1	88			
105	19083	300 m SSV Södre Backe (1e)	"		27	26	24	13	7	-----	3	-----	4	6	3	87			
106	19082	850 m NO Nybrohult (1e)	"		35	36	22	6	1	-----	0	-----	1	2	2	95			
107		350 m S Botarp (2c)	"											9	53	24	14		
108	19079	550 m SSV Fivleryd (3e)	"		31	20	17	16	14	-----	2	-----	0	3	3	94			
109	19107	400 m N Tokeryd (3e)	"		19	40	24	10	4	-----	3	-----	5	42	10	43			
110	19078	700 m SO Sventorp (3e)	"		38	34	15	6	3	-----	4	-----	1	8	4	87			
111	19075	500 m S Muggbo (4e)	"		59	10	2	5	19	-----	5	-----	2	3	9	86			
112		700 m VNV L. Sanna (1b)	Sandig isälvsgrus											1	50	17	32		
113	19100	200 m SSV Smetlåga (2c)	"		26	21	21	23	7	-----	2	-----	5	46	11	38			
114	19093	1 km S Bråneryd (1b)	Grusig isälvs sand											0	59	24	17		
115		600 m S Granbäck (2a)	"											1	59	19	21		
116		300 m VSV Läberget (2d)	"		16	23	23	22	11	-----	5	-----	2	34	7	57			
117		800 m O Hunneryd (3c)	"											23	47	9	21		
118	19276	500 m SO Ulvsnäs (0d)	Isälvs sand		2	7	43	43	4	-----	1	-----	2	14	6	78			
119	19084	750 m SV Kvätarp (0e)	"		9	29	35	22	5	-----	0	-----	5	5	1	89			

120	19115	400 m NN V Hatten (0e)	"		6	26	45	19	3	-----	1	-----	0	6	3	91	
121	19915	Byggschakt, Ryhov (1a)	"		+	13	71	11	4	-----	1	-----	24	28	22	26	
122	19080	150 m V Broholm (2e)	"		12	24	34	23	5	-----	2	-----	3	19	7	71	
123	19110	200 m SSV Svantorps (3e)	"		8	20	25	22	18	-----	7	-----	7	36	15	42	
124	19089	1 km S Munkaskog (4a)	"		17	11	30	39	3	-----	0	-----	4	0	9	87	Kalkhaltiga sandstenar
125		2 km N Munkaskog (4a)	"										0	7	11	82	
126	19074	200 m NV Elmstad ka (4d)	"		6	15	32	36	8	-----	3	-----	12	38	7	43	
127	19064	700 m V Korparp (4d)	"		4	24	56	13	2	-----	1	-----	4	28	10	58	
128	19091	400 m SO Ruppault (4e)	"		25	21	32	20	2	-----	0	-----	4	4	6	86	
129	21428	400 m NNO Vapenvallen (1b)	Isälvsgrövmo	12.0	9	4	4	24	40	13	3	2	1				
130	20212	400 m ONO Duvекullen (1b)	"	1.0	-	-	1	15	46	20	5	5	8				0
131	19427	750 m ONO Sjöryd (0c)	Issjögrövmo	0.5	-	-	1	9	36	21	11	7	15				0
132	19994	750 m SV Ryhovs gård (1a)	"	15.0	-	-	1	13	39	25	9	5	8				
133	19253	300 m NNV Strömsberg (0a)	Glacial firmo		-	-	-	-	3	48	28	9	12				0
134	19251	500 m O Bankeryds stn (0d)	"	1.0	-	-	-	-	16	65	11	4	4				0
135	19914	750 m SV Ryhovs gård (1a)	"		-	-	-	1	7	70	15	3	4				1.9
136	19244	600 m V Vapenvallen (1b)	"	2.0	-	-	-	-	1	51	34	6	8				4.9
137	20012	400 m NO Brunnso (2a)	"	4.5	-	-	-	5	18	37	19	8	13				2.5
138	19425	250 m OSO Ången (0c)	Varvig mo/mjåla med lerskikt	1.0	-	-	1	8	20	25	15	11	20				0
139	19094	350 m SSV Ramsjöholm (2d)	"	0.7	-	-	-	1	7	29	32	17	14				0
140	20017	400 m V Broholm (2d)	"	2.5	-	-	-	1	8	31	32	15	13				0
141	19245	600 m ONO Ekbagens gård (1b)	Glacial grövlera		-	-	1	7	8	17	30	16	21				0
142	20030	200 m NO Tokarp (0a)	Glacial finlera		-	-	-	1	2	22	26	14	35				0
143	19121	500 m NNV Hälljaryd (0c)	"	1.0	-	-	-	1	6	11	10	18	54				0
144	19119	750 m NV Ubbarp (0c)	"	0.6	-	-	1	4	4	21	22	10	38				0
145	19062	250 m SSO Byhult (0e)	"		-	-	-	1	17	34	14	8	26				0
146	19916	750 m SV Ryhovs gård (1a)	"		-	-	2	3	7	26	17	10	35				1.3
147	19419	150 m S Vissmålen (1b)	"	1.8	-	-	-	1	2	21	15	15	46				0
148	19086	250 m NO Stensholm (1c)	"	0.7	-	-	1	2	3	11	11	15	57				0
149	20013	400 m NO Brunnso (2a)	"	2.5	-	-	1	1	4	21	15	8	50				0
150	17791	600 m SV Edeskvarna (3b)	"	0.9	-	-	2	4	8	16	10	14	46				0
151	19090	1 km S Munkaskog (4a)	"	1.0	-	-	1	7	10	18	10	6	48				0
152	17796	350 m ONO Gudmunderyd (4c)	"	0.9	-	-	1	4	11	32	17	10	25				0
153	19113	100 m SO Hällagården (4d)	"	2.2	-	-	1	2	2	13	13	19	50				0
154	19068	700 m N Kullen (4d)	"	1.0	-	-	1	-	1	8	7	15	67				0
155	19076	250 m ONO Akerslund (4e)	"	0.6	-	-	2	3	9	19	19	16	32				0
156	19095	300 m S Ramsjöholm (2d)	Ålvgrus		31	29	20	9	6	-----	5	-----					Tappnings sediment?
157	17786	Vägkorset, Bunn (4e)	"	1.8	22	23	16	12	8	8	4	4	3	22	0.3		Tappnings sediment

Prov nr	Analys nr	Lokal Siffror och bokstav inom parantes anger ekonomiskt kartblad enl. indelning i huvudkartans yttre ram	Jordart	Djup under mark- ytan i m	Viktprocent										Bergartssammansättning i fingrus- fraktionen, procent				Karbonat- halt %	Magne- tit %	Anmärkning
					Grov- grus	Fin- grus	Grov- sand	Mellan- sand	Grov- mo	Fin- mo	Grov- mjäla	Fin- mjäla	Ler	Karbonat- haltiga bergarter	Skiffer- Mosten	Sandsten Konglo- merat	Urberg				
																		Bx			
158	19114	500 m OSO Jönk. C-stn (1a)	Sandigt grus	1.0	11	44	32	11	2	-	-	-	-	-	1	35	16	48			Svallsediment
159	19917	750 m SV Ryhovs gård (1a)	Grusig sand		24	18	21	24	10	-----	2	-----									Xlvsediment
160	19996	1 km NNÖ Fridhem (1a)	Grovmo	6.0	-	-	1	35	53	7	-	-	4								Xlvsediment
161	19995	"	"	20	-	-	-	12	68	16	-	-	4								Xlvsediment
162	19099	250 m NV Finnergyd (0e)	Postglacial fimo	1.5	-	-	-	1	19	61	14	3	2					0			0.3% org. mat.
163	20015	250 m S Ed (2c)	Postglacial grovlera		-	-	1	2	1	17	40	21	18								1.2% org. mat.
164	19070	700 m ONO Kullen (4d)	Postglacial finlera	1.5	-	-	-	1	-	11	5	6	77								1.9% org. mat.
165	19246	550 m NNW Perstorp (0b)	Gyttjelera	0.5	-	-	-	-	3	23	12	15	47								2.2% org. mat.
166	19071	700 m ONO Kullen (4d)	"	0.8	-	-	-	1	-	12	7	7	73								2.1% org. mat.
167	19066	500 m OSO Visslekullen (4d)	"	0.6	-	-	1	1	3	27	27	19	22								4.4% org. mat.
168	19247	250 m NV L. Ingaryd (0c)	Lergyttja	0.6																	26.0% org. mat.
169	19296	400 m O Eskilstorp (4c)	"	0.4																	8.4% org. mat.
170	17793	750 m ONO Stenslund (3b)	Gyttja	0.6																	50.7% org. mat.
171	19073	750 m N Dreversyd (4d)	Vitringsgrus		24	28	19	10	6	6	3	2	2								
172	19112	300 m SSO Hillinge (3d)	Lerig mo	1.5	4	5	6	18	23	20	9	8	7					0	4	0.2	Flytjord
173	19290	1 km SV Skärstad ka (3c)	Finlera	1.3	2	1	3	6	10	22	9	11	36					0			Flytjord

SUMMARY

The combination of number and letter within brackets after the names of localities denotes in which of the 25 squares of the map the locality in question is situated. This grid is marked in the margins of the map.

The bedrock. Fig. 2 shows the main rock types within the map area Jönköping SV. The bedrock in all of the area is of Precambrian age, mostly metamorphic rocks of Svekokarelian age. In the southeastern corner of the map area there are younger sedimentary rocks, the "Almesåkra rocks", with a minimum age of about 960–980 million years (Patchett 1978). Still younger sedimentary rocks (sandstone, siltstone, shale), the "Visingsö group" (cf. Collini in Geijer *et al.* 1951, Vidal 1976) occur in the Vättern depression, in the Landsjö valley (3c) and SE of Lake Stensjön (0d). These rocks are about 700–800 million years old.

Glacial striae. Fig. 3 shows most of the striae recognized within the map area. The oldest movement indicated by the glacial striae followed the Vättern depression and thus was from north and NNE. Younger striae indicate ice movements which became more and more influenced by the deep Vättern depression and the steep morphology within the map area when the ice cap gradually decreased in thickness. In this way the glacial striae indicate that the main movement was from NNE and NE in the area west and SW of Lake Vättern and from NNW and NW in the area east of Lake Vättern, i.e. a main current from the Vättern depression towards and across the high areas in the west and in the east.

The very youngest striae on localities close to Lake Vättern indicate that at the very final stage of glaciation there was a pronounced valley glacier in Lake Vättern with glacier tongues in the valleys south of Jönköping and Huskvarna, divided by the high levelled Mount Bondberget (1b). In a similar way glacial striae show the change into a pronounced valley glaciation in the Landsjö valley (3c; Fig. 4), with a very final ice movement from WSW and SW. The last movement seems somewhat surprising. It is certainly due to the steep relief of the valley and a dynamic and extremely active ice at the very final stage of the deglaciation.

In the southeasternmost part of the map area, the glacial striae indicate movements from NW and NNW as well as from NE and NNE. The age relationship between the two directions do not point to any regularity. Sometimes the one from NW is youngest, sometimes the one from NE. The eskers in the area are orientated in both directions, which makes it probable that two ice masses of different directions of movement have cooperated and competed within the area during the final stage of the glaciation. For further information about ice movements and deglaciation see "The late Quaternary evolution", p. 168.

Till. Till is the dominating deposit within the map area. Generally it is deposited on the bedrock, but especially in the neighbourhood of the Vättern depression and in the Landsjö valley it is also found as wide-spread and thick layers upon glaciofluvial sediments and different kinds of more fine-grained glacial sediments. Except for the

valleys there generally is a high frequency of exposed bedrock and the till cover is usually thin and attains generally not more than one or a few metres in thickness. In the valleys the thickness of the till is much greater, especially in the Jönköping and Huskvarna valleys. Here some extreme thicknesses of Quaternary deposits have been recorded in borings (see Fig. 48), for instance 195.5 m north of Lake Rocksjön (1a). This is the so far known greatest thickness of Quaternary deposits that with certainty has been recorded in Sweden. However, it is in great parts unknown to what extent the stratigraphy of these extremely thick Quaternary deposits consist of till. Judging from the borings which were studied during the mapping work, the stratigraphy is complex with till alternating with glaciofluvial and more fine-grained sediments. In the central parts of the depression such sediments dominate, but towards the sides of the valley till is more dominant in the stratigraphy.

Within large parts of the map area the till surface reflects the morphology of the underlying bedrock. Moraine ridges of different kinds, however, appear frequently within certain parts. Typical ablation moraines (Fig. 5) are common within the SE part, especially in the squares 0d, 0e, 1d, 1e, 2d, 2e and 3e. The ablation moraines are often sharply crested and run in different directions without any regularity. Examples of areas with frequent and well developed ablation moraines are found between Österängen and Eskilstorp (0d) and between Svarttorp (2d) and Hult (2e).

Small and rather incomplete developed crag- and tail-ridges occur within large parts of the map area. Well developed drumlins, however, are very rare. Some rather short ones occur in the neighbourhood of Ubbarp (0c), west of Lake Stensjön.

No typical De Geer end moraines have been observed. The large-scaled moraine SW of Öggestorp church has an orientation at right angles to the last recorded ice movement. It is probably connected with a phase of stagnation during the deglaciation (Fig. 47 and p. 168).

As regards the grain-size distribution a great number of till types can be distinguished within the map area (Figs. 6 and 7). They can be classified as gravelly till (samples 1–12 in Table 1), sandy till (samples 13–33), clayey sandy till (samples 34–65), silty to fine sandy till (samples 66–67), clayey silty to fine sandy till (samples 68–81), light clay till (samples 82–93) and heavy clay till (samples 94–100). Of these types light clay till and heavy clay till have the same designation on the map.

In the areas east of the Vättern depression as well as in the high areas south and west of Lake Vättern sandy till and clayey sandy till dominate completely, with a predomination of clayey sandy till. West and SW of Lake Ylen (2e) and Lake Käven (3e), the clay content reaches 12% and more. SE of Tornarp (0d) and south of Byhult (0e) areas of clay till, with a clay content of more than 15%, appear. The high clay content of these areas is strange as the local bedrock consists of Precambrian metamorphic rocks which normally give a till poor in clay. The high clay content of this till originates in the Visingsö sedimentary rocks, wide-spread from outcrops in the Vättern depression (Fig. 13; cf. Gillberg 1965).

Areas of gravelly till are frequent in the SE and eastern parts of the map area. In those areas the gravelly till is mostly found in ablation moraines close to some of the more important lines of glaciofluvial deposits. The coarse composition of the till then in part must be due to the glaciofluvial activity in those lines, causing a certain

wash out of the material before the deposition of till. In other cases the coarse composition of till is also due to the local bedrock (Fig. 14).

In the areas close to Lake Vättern and mainly in the valleys south of Lake Vättern most tills are of a very special kind as regards texture as well as grain-size distribution. They have been formed at re-advances of the ice, and the material from which the tills are derived were earlier deposited glaciofluvial or more fine-grained glacial sediments of different kinds. At advances of the ice across those sediments, tills with a grain-size distribution similar to the original sediments were formed (Fig. 8). All transitional types from only glacio-tectonically folded sediments to completely homogeneous tills free from boulders and stones appear (Fig. 10). According to the grain-size distribution the sediment-derived tills of the area range from sandy to heavy clay till.

The most characteristic till type in the area is a clay till with very homogeneous and typical composition (Figs. 8 and 10, samples 84–87 in Table 1). It has been named Rosenlund till (Waldemarsson 1983). It seldom appears at the surface in the area but is mostly found as layers below later deposited sediments and tills. The best sections are found in the Rosenlund formation (p. 164) in the high and steep bluff towards Lake Vättern. The Rosenlund till is characterized by an almost total lack of boulders and stones and with only sparse particles of gravel size in a silty and clayey matrix (Fig. 10). The content of material finer than medium sand is about 90%. The clay content varies between 18 and 27%. Typical is also a very high frequency of sedimentary rocks of the Visingsö group. They reach 70–80% in the fine gravel fraction of till. The carbonate content is about 4%.

Another, rather characteristic till type (Fig. 8) derived from glaciofluvial sediments appears in the area, mainly at Bankeryd (3a) and Munkaskog (4a) and within limited areas between Granbäck (2a) and Bymarken (1a) as well as in the Huskvarna area (1b).

The superficially most wide-spread till type in the Vättern depression is clayey silty to fine-sandy till (Fig. 8). Also this till is in great parts derived from earlier deposited sediments, as well as the clay till of the area, which has a main distribution at the surface in the western, northern and eastern slopes of Mount Bondberget (1b).

In the areas of sediment-derived tills, surfaces with a very low frequency of superficial boulders dominate. In other areas surfaces with a medium boulder frequency dominate completely. Areas with high boulder frequency are found within limited areas in steep slopes and are often related to areas with ablation moraine.

At altitudes up to about 110 m above sea level the tills are generally influenced by wave-washing as regards the composition of the surface layer of till.

The distribution of Precambrian metamorphic rocks and the different types of sedimentary rocks in the fine gravel fraction of till within different parts of the map area is shown in Fig. 13. The till in general has high frequencies of sedimentary rocks within great parts of the map area (cf. Gillberg 1965), showing that most of the debris is transported from a great distance. Till which has not been influenced by leaching commonly has a carbonate content which reaches one or a few per cent.

Especially in the area of the Vättern depression three, probably more, till

generations occur in the Quaternary stratigraphy. The complex stratigraphy in this area with extremely thick Quaternary deposits is only partly known. From the distribution of the observations of Rosenlund till the conclusion may be drawn that it has a regional distribution in the area and forms a stratigraphic unit, which was formed during a rather large-scaled re-advance of the ice in the Vättern depression. In a boring for ground water at Stommen (0a), Rosenlund till was recorded to form a layer at depths between 10 and 15 m below the surface. The boring also indicates layers of even older till at depths 21–34 m and 95–104 m below the surface. Closer to Lake Vättern the Rosenlund till forms the second youngest till generation, as for example in the Rosenlund formation and at Huskvarna.

Glaciofluvial deposits. The distribution of glaciofluvial deposits can be seen in Fig. 18. This figure also shows the distribution of Precambrian metamorphic rocks and the different types of sedimentary rocks in the fine gravel fraction of some of the sediments. The glaciofluvial sediments have high frequencies of sedimentary rocks within the greatest part of the map area (cf. Fig. 13).

The main part of the glaciofluvial deposits is found in the southernmost part of the Vättern depression and in the eastern and SE part of the map area. Great quantities are also found in the neighbourhood of Kaxholmen (3c) in the Landsjö valley and in the Munkaskog area (4a).

Within the SE part of the map area the lines of glaciofluvial deposits run unusually close to each other (Fig. 21), showing a fine ramified drainage pattern of the glacial streams. On the road between Rickebo (1e) and Lekeryd (1d), a distance of only 7 km, eight distinct lines of glaciofluvial deposits are passed.

The genesis of the glaciofluvial deposits within this area, and consequently the face of the deposits, varies to a great extent. Glacial lakes have been common in the area during the deglaciation (see Fig. 44), and a great part of the deposits have been formed and deposited in those lakes. Incompletely as well as completely built up deltas were formed, as for example at V. Höreda (0d; Fig. 25) and Finneryd (0e; Fig. 20). The delta at Finneryd was formed in a glacial lake with lots of remaining dead-ice masses, and the delta then got the character of a kame-delta. Other glaciofluvial deposits have a pronounced kame morphology (Fig. 19), indicating that the glaciofluvial sediments were deposited among dead-ice masses. Well developed kame areas appear SW of Skogslund (0d), north of Pansagölen (0e), east of Kvarnagölen (0e; Fig. 19), NE of Ö. Höreda (0e), north of L. Lekeryd (1d), NE of Rönjane (1d), at St. Björkudden (3e) and at Källeryd (3e) to mention some of them.

In the lines of glaciofluvial deposits the deltaic deposits and kame deposits are separated by short as well as long and well developed eskers (Figs. 23 and 24), running in the direction of the ice movement. Also eskers orientated perpendicularly to the direction of the ice movement occur frequently, as for example SW of Skogslund (0d) and at St. Björkudden (3e).

In the important line of glaciofluvial deposits running south, east and NE of Vik (0d) several chute eskers occur. They are rather short and begin up in the eastern slope of the Stensjö valley, run down the valley slope and are linked towards the south further down in the valley side. They have been formed in the transitional

zones between ablation in the high areas to the east and an active ice in the Stensjö valley.

The material in the glaciofluvial deposits discussed varies to a great extent. The deltaic deposits are mostly built up by well sorted sand with a certain amount of beds of gravel (Fig. 25). In kame deposits the sediments have a varying composition according to grain-size distribution, from badly sorted stony gravel (Fig. 22) to well sorted sand. The eskers are mainly built up by coarse and badly sorted material (Fig. 23).

The complex glaciofluvial deposit at the southern part of Lake Stensjön (0c and 0d) consists of sediments of very varying genesis. In the area between Ljungholmen and St. Kullen supra-aquatically formed terraces occur and SE and south of Öggestorp Church there are supra-aquatically formed sandur plains with rather thin glaciofluvial sediments. Well developed eskers occur SW of Stensjöån. Kame deposits mainly occur in the southernmost part of the complex. On lower levels, at Knipahammaren and Ulvsnäs as well as south and SE of Femtingaån, the glaciofluvial sediments are deposited as deltas in glacial lakes. In the Öggestorp glaciofluvial complex, the sediments from a lowering of a glacial lake probably also is included. The delta fan at Ulvsnäs was probably formed at the lowering of this lake.

The glaciofluvial deposit at Kaxholmen (3c) was formed in a glacial lake during a period of a pronounced valley glaciation in the Landsjö valley. It has the shape of a delta formed in the lake laterally to the ice sheet in the valley. Now frequent and deeply cut ravines, formed by fluvial erosion, run through the delta. The sediments of the delta are mostly sand with frequent beds of gravel in the surface layers (Fig. 27). In deeper parts silty sediments dominate, so that the grain size of the sediments ranges from gravel and sand in the surface layers into silt and even varved clay in deeper parts. Great parts of the Kaxholmen delta is covered by layers of till, deposited during a re-advance of the ice in the Landsjö valley.

Concerning the sorted sediments in connection to the Vättern depression they are of a very complex nature. In the Jönköping valley they form a mosaic landscape with sorted sediments of different genesis and age, from glaciofluvial and glaciolacustrine sediments over Late Quaternary and Postglacial fluvial sediments to subrecently and recently deposited fluvial sediments by the present rivers and streams. Furthermore there are sediments which genetically are transitional forms of these types, as for example fine sand being a transitional form between glaciofluvial and glaciolacustrine sediments and deposits where glaciofluvial and fluvial processes have cooperated in forming the deposit.

The genuine glaciofluvial sediments mainly occur at higher levels in the valleys in almost enormous quantities. At levels about 215–225 m above sea level, that is at levels of the water divide in the south, the glaciofluvial deposits have been formed among dead-ice masses and have the shape of kames, as for example in the area of Östergården (0a). Further south in the valleys, wide extended sandur plains occur, formed in a large braided river system. These very large sandur plains continue several Swedish miles southwards to the neighbourhood of Vaggeryd. On levels below the water divide large delta plains occur, formed in a glacial lake dammed in front of the ice. The whole complex of glaciofluvial sediments south of Hällstorp (0a) consists of such delta plains, now cut through by frequent and deep ravines

formed by Late glacial fluvial erosion. The best sections in the deposits are found in the large gravel pit south of Dammhagen (Fig. 28). They show 15–20 m of sand with gravelly beds in the surface. The sand rests on a 4–5 m thick layer of coarse-grained stony gravel deposited on thick layers of varved clay. The stony gravel deposited on varved clay certainly indicates a re-advance of the ice front after a rather far-reaching deglaciation of the valley to the north.

At lower levels northwards the genuine glaciofluvial sediments become more and more difficult to distinguish from sediments of the same grain size, formed and deposited by the fluvial processes which started since the area had risen above the glacial lake. The fluvial processes started and were probably most intense when there were dead-ice masses still left in the area. Deposits being transitional forms between genuine glaciofluvial and fluvial were formed and successively deposited mainly as deltas in the northwards gradually retreating glacial lake. The sand hills, frequent in the area of Sänkorna (0a), with interjacent depressions where probably dead-ice masses were left, are such deposits. So are the deltas at Ryhov (1a) and Torpa (1a). However, the lack of excavations has made it difficult to classify the sediments in all the different deposits. To a great extent the deposits have been classified as glaciofluvial, mainly because of the morphology of the area. In the delta at Ryhov there were excellent excavations during the building of a hospital. One of the sections (Fig. 17) was cut through a vaulted bank of the Rosenlund till, on which, with increasing thickness westwards, the mainly sandy sediments (Fig. 29) of the delta were deposited. The glacial environment is confirmed by disturbances of the delta layering (Fig. 30), caused by embedded, melting dead-ice masses.

The deposits of the Jönköping valley commonly show a grading in grain size from the top to the bottom. Sand dominates in the surface layers, further down glaciolacustrine fine sand occurs and at the bottom there are silt and varved clay. This grading is due to the gradual filling of the glacial lake in the valley.

The Huskvarna valley is filled by sediments of the same character and stratigraphy as those in the Jönköping valley. The genuine glaciofluvial deposits mainly occupy the high areas in the valley, as for example at Trollbergen (0b) and Bråneryd (1b), where they form deltas. The original delta plain is now cut through by the river, forming a ravine with the base 50 m below the delta surface at Trollbergen.

At Lake Vättern, between Jönköping and Huskvarna, there is a large, partly glaciofluvial deposit of a complex nature, being a very well-known Quaternary formation in Sweden. It is named "Rosenlunds bankar". Excellent, up to 35 m high sections in the formation occur in the bluff towards Lake Vättern (Fig. 31). The Rosenlund formation has maintained fresh abrasional scars throughout the years by the continuing transgression going on in the southern part of Lake Vättern. The bluff is abraded with approximately 1 m in 4 years (Norrman 1964a).

The glaciofluvial sediments in the Rosenlund formation mainly occur in the central and eastern parts, where they form layers at most 20–25 m thick (Fig. 31). Along all its extension the glaciofluvial sediments are deposited on beds of the Rosenlund till. In the till surface the glaciofluvial streams at some places have cut out deep channels. The deposit mainly consists of sand. Within the central and western parts the glaciofluvial sediments are covered by till, up to 3 m thick (Fig. 16). In the westernmost part of the formation the upper till in general is deposited

directly upon the Rosenlund till, though in part the stratigraphy is more complicated with embedding of even more till types and glacial fine-grained sediments. In the glaciofluvial sediments folds occur.

The Rosenlund formation was probably formed in the laps of the ice, which came into existence between the glacier tongues in the Jönköping and Huskvarna valleys (Norrman 1964a). Later the deposit was overridden by ice during a very last re-advance of the ice front.

West of Lake Vättern, in the area between Kaptensbo (1a) and Granbäck (2a), a number of glaciofluvial deposits covered by till have been recognized when mapping the area. By the covering till the extension of the glaciofluvial deposits of this area has been difficult to settle. The distribution of such deposits probably is greater than the map shows. The sections in the bluffs by Lake Vättern have constantly shown that the superficial layers of till, when they reach the bluffs, are resting upon sorted sediments of varying types, from varved clay to coarse glaciofluvial gravel. This stratigraphy, with sediments covered by till, probably is characteristic for the whole area, up to a certain level in the slopes. The observed localities with sediments covered by till have been marked on the map.

In the northwesternmost part of the map area, at Munkaskog (4a), there is a small part of a large deposit of sand believed to be partly of glaciofluvial origin. The Munkaskog deposit has the character of a delta, now cut through by many deep ravines. Up to 25 m high abrasional scars in the bluffs by Lake Vättern show sand, which gradually is more fine-grained downwards. In the deepest parts varved silt and clay dominate. More coarse-grained bottom beds seem to be missing in the delta. The delta rests on layers of a sediment-derived till. Below this an earlier generation of coarse glaciofluvial sediments has been observed at many localities along the shore (Fig. 32). These observations have been marked on the map.

Glaciolacustrine sediments. Glaciolacustrine sediments, deposited in glacial lakes, mainly occur in the valleys south of Lake Vättern but also at many other places where glacial lakes existed during the deglaciation (see Fig. 44). The glaciolacustrine sediments of mainly fine sand or coarse silt (samples 131–132 in Table 1) have been difficult to distinguish from the glaciofluvial ones. In the Jönköping valley the glaciolacustrine sediments often become 10 to 20 m thick. They commonly occur as layers below later deposited sorted sediments and tills.

Sometimes the glaciolacustrine sediments have a very pronounced graded bedding with close layers of silt and clay to thin layers of sand which sometimes also have a certain amount of gravel (Fig. 33). This grading indicates a very changing environment when the sediments were deposited, from calm water to heavily streaming water, indicating an ice margin situated close by.

Glacial fine-grained sediments. Glacial coarse silt (samples 133–137 in Table 1), its transitional form into varved silt with thin layers of clay (samples 138–140) and glacial clay (samples 141–155) are widespread in areas where larger glacial lakes existed during the deglaciation (Fig. 44). At some depth below surface they are generally varved. The glacial clay in the valley NW of Häljaryd (0c) has an unusual varveness, with the dark bluish winter layers being 3 to 4 times as thick as the light

brown summer layers (Fig. 34). Usually the proportions are the reverse. This probably has to do with the clay being deposited during a cold period (Waldemarsson 1983). The same type of varves appears in the clay around Skärstad (3c) in the Landsjö valley. In other areas only clay with the summer layers much thicker than the winter layers have been observed.

Postglacial minerogenic sediments. Gravelly and sandy beach sediments appear on levels beneath the highest shoreline, that is on levels beneath 105 to 115 m above sea level (see Fig. 44). Such areas only occur close to Lake Vättern. On these levels frequently appearing beach deposits can be followed around Lake Vättern. At the present shoreline the processes of wave washing mainly work as an abrading process due to the continuing transgression. By this transgression, which at the altitude of Jönköping is 11 cm in 100 years (Norrman 1964b), conditions for stable shorelines are not created. However, to a small extent, beach sediments are deposited in the inner part of the Jönköping bay as well as at the mouth of the river Huskvarnaån (Fig. 36). There the wave washing in cooperation with fluvial processes have contributed to the straightening of the shoreline.

In the glacial lakes of the map area the wave washing generally has not been sufficiently intense to create any more important beach deposits. Shore marks of the glacial lakes however occur at some places (Fig. 45).

Fine-grained lake- and sea-sediments, mostly Postglacial clay (samples 163–164 in Table 1) and gyttja clay (samples 165–169) only cover small areas within the map area. In general it is found as thin layers below peat in the peat deposits of the area, then being a part of the stratigraphy of the ancient, now overgrown lakes.

Fluvial sediments of varying age appear frequently. Mostly they are of very early origin, formed and deposited immediately after the deglaciation and the raising of the area above the levels of the glacial lakes. These very old fluvial sediments are incorporated in the orange-coloured sediments on the map, or in certain cases in the glacial sediments.

The old fluvial sediments have a main distribution in the Jönköping-, the Huskvarna- and the Landsjö-valleys and by Lillån, NW of Bankeryd (3a). The ancient and present streams have in those valleys created an impressive erosional landscape with numerous deep ravines (Fig. 37). Somewhat remarkable erosional features sometimes were created, with the ravines so close to each other that the remaining parts between them now look like well developed chute eskers. Such features are found in the slopes south of Hyltan (0b) and in the slopes east of Strand (2b).

The eroded sediments were deposited mainly as deltas in the northwards successively retreating glacial lake. Some of these fluvial deltas, built up by fluvial as well as glaciofluvial processes, have already been described. Some others, rather large ones occupy the central parts of Huskvarna, as well as the area at Vättersnäs (1b). The largest fluvial deposit of the map area is found in the valley NW of Bankeryd (3a). This deposit has the shape of a large delta, deposited at the mouth of the rivers Lillån and Domneån during a period when the Baltic Ice Lake occupied the Vättern depression (Norrman 1979).

Also in the Landsjö valley there are impressive deposits of older fluvial sediments, especially south of Lake Landsjön, where a number of fluvial delta fans have

been built out in the lake. They have probably been formed during a period shortly after the deglaciation and the tapping of the glacial lake in the valley and during a short period of violent downpour or a strong melting out of snow.

Still one type of old fluvial deposits occurs within the map area. This type has been formed and deposited at the lowering or tapping of glacial lakes. Such deposits occur at Bunn (4e) at the mouth of the narrow Ingeryd joint valley (Fig. 43), at Ramsjöholm (2d) and probably also in the glaciofluvial complex at Öggestorp (0d). The deposit at Bunn is built up by extremely coarse material, similar to the sediments which are often found in the central part of eskers (Fig. 39). The deposit at Ramsjöholm consists of very coarse sediments with quite angular particles (Fig. 40).

Fluvial deposits formed recently or subrecently are only found along the present rivers and streams. Such deposits are common along the river Huskvarnaån (0d, 1b, 1d and 2d) and the river Tabergsån (0a).

Aeolian deposits occur on the fluvial delta NW of Bankeryd (3a). It is deposited in well developed dunes as well as in an extended thin layer on the delta.

Organic deposits. Of the organic deposits bogs, fens and gyttja have been distinguished on the map. Both bogs and fens are common. The largest peat deposits within the map area have existed in the Jönköping valley in connection to Lake Munksjön and Lake Rocksjön (1a). Now they are covered by gigantic quantities of artificial fill. The peat deposits of this area were mostly fens. The thickness of the peat in those fens is unusually great (Fig. 41). More than 10 m of peat is common. These great thicknesses have to do with the continuing transgression in the southern part of Lake Vättern. The peat deposits occupy erosional valleys formed by the rivers Lillån and Tabergsån during a period when the level of Lake Vättern was several tens of metres beneath the present shore level. At the transgression the erosional valleys gradually were filled out with peat, as the growing of peat followed the rise of the ground water level. Profiles in the fens show an interesting change with layers of *Carex* peat and fen wood peat, which probably has to do with irregularities of the transgression but may indicate climatic changes. Rather large fens also occur in other areas, as for example by the river Huskvarnaån (0d, 1c, 1d and 2d) and at Maderna (0e). Most fens are cultivated. The thickness of peat seldom reaches more than one or a few metres.

The bogs within the map area mostly occupy the high areas east of the Vättern depression. Most bogs are raised. Some of the largest are Tokarpsmossen (0c), Brunnstorpamossen (1c) and Store mosse (0e), where the thickness of peat reaches more than 5 metres.

Ice dammed lakes, the highest shoreline and other shorelines. Fig. 44 shows the areas of the map, where during some phase of the deglaciation there have been glacial lakes. It must be observed that the shaded areas in that figure do not represent one large continuous glacial lake but a great number of such lakes and phases, developed when the ice margin retreated or re-advanced in the area.

In the easternmost and the southeasternmost parts of the map area there have been many small as well as rather large glacial lakes, which existed for only very

short periods. Similar, local and short existing glacial lakes have occupied the tributary valleys of the Landsjö valley and many other depressions of the map area, as for example around Lake Rogbergasjön (0b) and in the valley between Pershult and Bashult (0b). By the spreading and thickness of the fine-grained glacial sediments the conclusion can be drawn that larger, more long existing glacial lakes have occupied the Vättern depression, the Landsjö valley (3c and 4d), the area between Hakarp (1c), Lake Stensjön (0d) and Ramsjön (2d) as well as the area around Lake Bunn (4e). These glacial lakes had a complicated development controlled by the ice margin and the different thresholds. The level of the glacial lake in the Vättern depression has been dependent on the water divide around 215–220 m above sea level in the valley south of the map area.

By the retreat of the ice margin northwards in the Vättern depression the glacial lake was later lowered through thresholds at the southern border of the Östgöta plain, and the Baltic Ice Lake entered the Vättern depression. The highest level of the Baltic Ice Lake (see Fig. 44) is about 100–105 m above sea level at the altitude of Jönköping and about 106–110 m at the altitude of Bankeryd (3a; Norrman 1979). Later on the Baltic Ice Lake was lowered north of Billingen, and from that period the shore level of the southern part of Lake Vättern has followed the curve showed in Fig. 46. The lowest level, which, at the altitude of Bankeryd, was about 31 m beneath the present shore level, was according to Norrman (1979) established about 9 200 B.P.

The Late Quaternary evolution. The Late Quaternary evolution of the area has been the subject of lots of investigations throughout the years (see "Litteratur", p. 170). At present that evolution is the subject of investigations by Dan Waldemarsson at the Department of Quaternary Geology, Lund University. The results from these investigations will be presented in his thesis.

Some lines of the Late Quaternary evolution of the area (ice movements, advances of the ice margin, the appearance of glacial lakes, the shore level displacement etc.) have been discussed earlier. Fig. 47 gives a synopsis of some important geological facts which throws the light on parts of the deglaciation in the map area. As seen in that figure there has been a large area of stagnant ice during deglaciation in the SE part. The Quaternary deposits in the areas of Öggestorp (0c), V. Höreda (0d), Ö. Höreda (0e) and Finnergyd (0e) indicate a zone of stagnation during deglaciation along that line, where the ice margin remained during a relatively long period. From the distribution of sediment-derived tills, localities of two or more till generations and localities with sorted sediments covered by till (Fig. 47) it is evident that parts of the map area have been subjected to a complicated deglaciation with retreats and re-advances of the ice margin. This is especially valid for the areas in connection to the Vättern depression. Judging from the distribution of the sediment-derived tills more far-reaching re-advances of the ice margin only took place in these areas close to the Vättern depression. The far-reaching re-advances in the deep Vättern depression then are believed to be equivalent only to stagnations or smaller oscillations of the ice margin in the high areas to the east and to the west.

At least two, probably more, re-advances of the ice margin can be distinguished in the Quaternary stratigraphy of the depression. The best documented one of these

re-advances formed and deposited the Rosenlund till, the homogeneity of which indicates that it derives from a large-scaled re-advance of the ice margin. A still younger till generation is only found in areas very close to Lake Vättern. This till is believed to derive from only a quite limited, very last re-advance of the ice.

The deglaciation chronology of southern Sweden is at the present time subject to extensive revisions, mainly by geologists at the Department of Quaternary Geology, University of Lund. Preliminary results for the establishment of a new deglaciation chronology have been presented by Berglund (1979) and Lagerlund *et al.* (1983). This revised deglaciation chronology is not fully accepted (see for instance Mörner 1979) but the discussion of the map area can be based on it.

The stagnation in the SE part of the map area, as well as the large-scaled re-advance of the ice margin in the Vättern depression, which is documented by the presence of the Rosenlund till, probably took place during a relatively cold period. The cold period fitting best in with this is the Older Dryas Chronozone, which according to Berglund (1979) began at about 12 000 years B.P. The presence of a still younger generation of sediment-derived till in areas close to Lake Vättern indicates a later re-advance of the ice, which perhaps also is due to climatic changes. During the following relatively cold period, the Younger Dryas Chronozone (11 000–10 000 years B.P.), the ice margin is believed to have been situated at the southernmost part of the Middle Swedish marginal deposit, which in connection to Lake Vättern is found in the Ödeshög area on the Östgöta plain (see Svantesson 1981). Even if the glacial striae and the orientation of the marginal deposits at Ödeshög point to a very pronounced valley glaciation in Lake Vättern outside Ödeshög at that time, it is most unlikely that the ice sheet reached the Jönköping area then. However, there are many indications of a longish valley glacier in the Vättern depression and a rapid break up of this glacier during the last deglaciation phase. There are for example indications of the presence of dead-ice masses in the Jönköping area as late as when the glacial lake in the Vättern depression was lowered at thresholds at the Östgöta plain to the level of the Baltic Ice Lake. For that reason it is plausible that the very last phase of active ice in the Jönköping area occurred during a period which nearly coincides with the beginning of the Younger Dryas Chronozone, when the southernmost part of the Middle Swedish marginal deposits was formed.

LITTERATUR

GFF = Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar
 SGU = Sveriges geologiska undersökning

- AGRELL, H., FRIBERG, N., och OPPGÅRDEN, R., 1976: The Vimmerby line – an ice marginal zone in north-eastern Småland. – Svensk Geogr. Årsb. 52. Lund.
- AXBERG, S., och WADSTEIN, P., 1980: Distribution of the sedimentary bedrock in Lake Vättern, southern Sweden. – Acta Univ. Stockh. XXXIV:2. Stockholm.
- BERGENBLAD, H., 1953: Jättegrytor i Huskvarnafallen. – Vår hembygd VI: 1952. Huskvarna hembygdsförening 1953. Huskvarna.
- BERGLUND, B., 1976: The deglaciation of southern Sweden. Presentation of a research projekt and a tentative radiocarbon chronology. – Univ. Lund, Dept. Quat. Geol. Report 10. Lund.
- 1979: The deglaciation of southern Sweden 13 500–10 000 B.P. – Boreas 8. Oslo.
- BJELM, L., 1976: Deglaciationen av Småländska höglandet, speciellt med avseende på deglaciationsdynamik, ismaktighet och tidsställning. – Univ. Lund, Dept. Quat. Geol. Thesis 2. Lund.
- BJÖRK, S., 1981: Synpunkter på en till stora delar fragmentarisk deglaciationskronologi i S. Sverige. – I Den senaste nedsiningsens förlopp. – Symp. 12–13 jan. 1981. Univ. Stockh., Inst. Quat. Geol. Stockholm.
- GAVELIN, S., 1931: Några iakttagelser över stratigrafi och tektonik inom Almesåkraformationen. – GFF 53.
- GEIJER, P., COLLINI, B., MUNTHE, H., och SANDEGREN, R., 1951: Beskrivning till kartbladet Gränna. – SGU Aa 193.
- GILLBERG, G., 1965: Till distribution and ice movements on the northern slopes of the South Swedish Highlands. – GFF 86.
- GRANLUND, E., 1933: Vättern och landhöjningen. – Mäster Gudmund Gilles Årsbok 1933. Jönköping.
- HOLLANDER, A., 1899: Om några issjöar och iselfar. – GFF 21.
- JOHANSSON, H.G., 1979: Beskrivning till jordartskartan Linköping SV. – SGU Ae 36.
- JOHANSSON, H.G., och ENKELL, K., 1980: Geologiska kriterier av betydelse vid sökande av grovkorniga moräner. – Statens väg- och trafikinstitut. Rapport nr 194. 1980. Linköping.
- LAGERLUND, E., KNUTSSON, G., ÅMARK, M., HEBRAND, M., JÖNSSON, L.-O., KARLGREN, B., KRISTIANSOHN, J., MÖLLER, P., ROBINSON, J.M., SANDGREN, P., TERNE, T., och WALDEMARSSON, D., 1983: The deglaciation pattern and dynamics in South Sweden, a preliminary report. – LUNDQUA Report 24. Lund.
- LILJEGREN, R., och MIKAELSSON, J., 1976: Domneåns utlopp. Stratigrafisk undersökning 1976. – I Länsstyrelsen i Jönköpings län, Naturvårdsenheten. Domneåns nedre lopp. 1979. Jönköping.
- LINDÉN, A., 1984: Some ice-marginal deposits in the South Swedish Upland. – SGU C 805.
- LINDQVIST, R., 1940: Jönköpings vattenförsörjning. – Kommunalteknisk tidskrift nr 5, Årgång 6. Stockholm.
- LUNDQVIST, G., 1942: Var äro issjöarnas sediment? – GFF 64.
- MUNTHE, H., 1910: Studies of the Late-Quaternary History of Southern Sweden. – GFF 32.
- 1935: Till frågan om Vätterns senkvartära historia. – GFF 57.
- 1940: Om Nordens, främst Baltikums, senkvartära utveckling och stenåldersbebyggelse. – Kungl. Svenska Vet. Akad. Handl. III, 19:1. Stockholm.
- MUNTHE, H., och GAVELIN, A., 1907: Beskrifning till kartbladet Jönköping. – SGU Aa 123.
- MUNTHE, H., och SANDEGREN, R., 1951: Jordlagren i Beskrivning till kartbladet Gränna. – SGU Aa 193.
- MÖRNER, N.-A., 1969: The Late Quaternary History of the Kattegatt Sea and the Swedish West Coast. Deglaciation, shorelevel displacement, chronology, isostasy and eustasy. – SGU C 640.
- 1970: The Younger Dryas Stadial. – GFF 64.
- 1979: The deglaciation of southern Sweden: a multi-parameter consideration. – Boreas 8. Oslo.

- NILSSON, E., 1937: Bidrag till Vätterns och Bolmens senkvartära historia. – GFF 59.
- 1939: Huvuddragen av Vättertraktens geografiska utveckling under senkvartär tid. – Mäster Gudmund Gilles Årsbok 1939. Jönköping.
- 1953: Om södra Sveriges senkvartära historia. – GFF 75.
- 1960: Södra Sverige i senglacial tid. – GFF 82.
- 1968: Södra Sveriges senkvartära historia. Geokronologi, issjöar och landhöjning. – Kungl. Svenska Vet. Akad. handl. IV, 12:1. Stockholm.
- NORRMAN, J.O., 1963: Tida-Vätterissjöns förbindelse över Hökensås. – GFF 85.
- 1964a: Lake Vättern, investigations on shore and bottom morphology. – Geogr. Ann. Ser. A, 46.
- 1964b: Vätterbäckenets senkvartära strandlinjer. – GFF 85.
- 1965: Spår av glacial dränering längs centrala delen av Vätterbäckenets västra sida. – Sammanfattning av föredrag. 7:e Nord. Geol. Vintermötet. Geologi 9–10. Helsinki.
- 1971: Skallhultsplatan, en supraakvatisk deltagta bildad innanför inlandsisens rand under isavsmältningen i Vätterbäckenet. – GFF 93.
- 1979: Utredning angående vetenskapliga naturvårdsvärden i och kring Domneåns nedre lopp. – I Länsstyrelsen i Jönköpings län, Naturvårdsenheten. Domneåns nedre lopp. 1979. Jönköping.
- PATCHETT, P.J., 1978: Rb/Sr ages of Precambrian dolerites and syenites in southern and central Sweden. – SGU C 747.
- PERSSON, L., BRUUN, Å., och DAHLMAN, B., 1981: Beskrivning till berggrundskartan Linköping SV. – SGU Af 132.
- RODHNER, L., 1977: Jättegrytor i Huskvarnafallen. – I Hakarps krönika 1977. Hakarps hembygdsförening. 1977.
- SANDEGREN, R., 1917: En profil från issjöaflagringarna vid Jönköping. – GFF 39.
- SVANTESSON, S.-I., 1981: Beskrivning till jordartskartan Hjo SO. – SGU Ae 44.
- ULLERSTAM, A., 1940: Grundvattenförekomsten i sandstensområdet i Huskvarna och dess betydelse för stadens vattenförsörjning. – Tekn. Tidskrift, häfte 6 och 7. Stockholm.
- VIDAL, G., 1976: Late Precambrian microfossils from the Visingsö Beds in southern Sweden. – Fossils and Strata 9. Oslo.
- WALDEMARSSON, D., 1979: Studier av deglaciationen inom Jönköpingsområdet. – I Projektgruppen för deglaciationsundersökningar på Sydsvenska höglandet: Problem och undersökningsmetodik rörande deglaciationsmönstret i Sydsverige. – Univ. Lund, Dept. Quat. Geol. Report 19. Lund.
- 1983: Jönköpingstraktens landformer. – I Småländska Kulturbilder 1983. Meddelande från Jönköpings läns hembygdsförbund och stiftelsen Jönköpings läns museum LV. Uddevalla.
- WEILER, G., 1936: Jönköping, en stadsgeografisk undersökning. – Akad. avhandling. Göteborg 1936.
- Jönköping kommun. Lekeryd. Redogörelse för grundvattenundersökningar för vattenförsörjningen i Lekeryds samhälle. – Rapport från VIAK, 1980.
- Ut i naturen. Naturguide för Jönköpings län. – Länsstyrelsen i Jönköpings län och Jönköpings länsavd. av Sv. Kommunförbundet. Jönköping.
- Vattensituationen i Jönköpings län 1970. – Länsstyrelsen i Jönköpings län, 1970.
- Översiktlig geologisk utredning över Vätterns tillrinningsområde. – Rapport nr 8 från Kommittén för Vätterns vattenvård i samarbete med Sveriges Geologiska Undersökning. Maj 1970.

