

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

JORDARTSGEOLOGISKA KARTBLAD SKALA 1:50 000

Serie Ae · Nr 51

BERTIL RINGBERG

BESKRIVNING TILL JORDARTSKARTAN

HELSINGBORG SO

DESCRIPTION TO THE QUATERNARY MAP

HELSINGBORG SO



UPPSALA 1984

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 51

BERTIL RINGBERG

**BESKRIVNING TILL JORDARTSKARTAN
HELSINGBORG SO**

DESCRIPTION TO THE QUATERNARY MAP
HELSINGBORG SO

UPPSALA 1984

ISBN 91-7158-321-1
ISSN 0586-1535

Textkartorna är ur sekretessynpunkt godkända för spridning.
Lantmäteriverket 1984-09-25.

Fotosats: ORD & FORM AB
Tryck: Offsetcenter ab, Uppsala 1984

INNEHÅLL

ALLMÄN DEL. Metodik och jordartsindelning	5
Inledning	5
Kartunderlag	5
Karteringsmetodik	6
Generalisering	6
Mäktighetsuppgifter	7
Teckenförklaringar 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 svämsediment	17
Eoliska sediment	17
Postglaciala organogena avlagringar	17
Torv	17
Gyttja	18
Övriga kvartära bildningar	18
 SPECIELL DEL. Av Bertil Ringberg	 21
Inledning	21
Berggrund. Av Jan Bergström	22
Kvartära bildningar. Av Bertil Ringberg	34
Räfflor	34
Jorddjup och stratigrafi	37
Morän	41
Mäktighet och ytformer	42
Område I	42
Område II	44
Område III	45
Område IV	46
Område V	46
Sammansättning, utseende och innehåll	47
Område I	47
Område II	52
Område III	55
Område IV	58
Område V	59
Isälvsavlagringar	62
Område I	62
Område II	75
Område III	84
Område IV	88
Glaciala finkorniga sediment	92
Högsta kustlinjen	93

Postglaciala minerogena sediment	95
Svallsediment och andra grovkorniga havssediment	95
Finkorniga sjösediment	98
Älv- och svämsediment	102
Postglaciala organogena avlagringar	103
Periglaciala bildningar	116
Vittringsjord	123
Källor	124
Kartområdets senkvartära utveckling	124
Sammanställning och tabeller	133
Beskrivning av räffellokalerna	134
Mäktighetsuppgifter	137
Förteckning över numererade borrhningar på jordartskartan	138
Beskrivning av skärningar	141
Analysmetoder	151
Kornstorleksanalyser (tabell 1)	154
Bergarter i moränens och isälvsavlagringarnas fingrusfraktion (tabell 2)	158
Mineralinnehåll i moränens, och den glaciala lerans och vittringslerans lerfraktion (tabell 3)	164
Summary	166
Litteratur	173

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. Jordartsobservationerna 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 tätbebyggda 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 tät liggande små berghällar kan de minsta hållarna uteslutas, så att plats lämnas för markering av mellanliggande jordarter. En grupp av två eller flera tät 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 hällområde 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 området 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 jordlagars 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 överlagra eller växellagra med isälvsediment, grus och sand överlagra postglacial lera och postglacial lera t.o.m. överlagra gyttejlera 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
	Mellaasand	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 isälvsediment. 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).

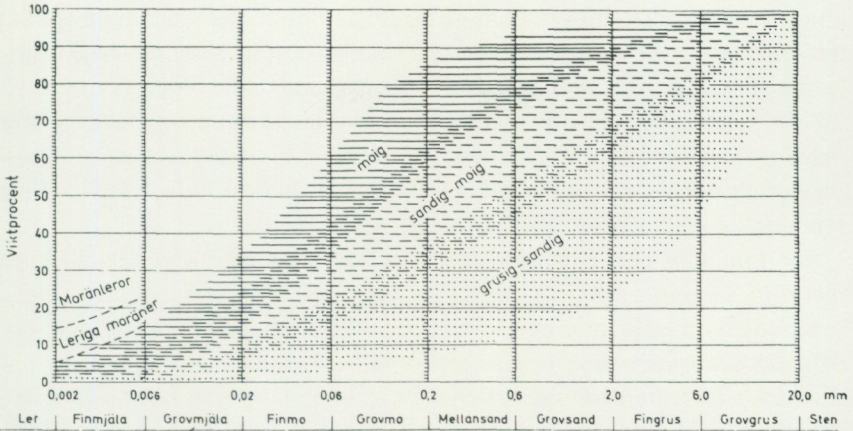


Fig. 1. Diagram över grundmassans sammansättning i olika moräntyper. Respektive moräntypers kornfördelningskurvor faller inom de markerade zonerna.

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 stenhalt 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 lerbält 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, isälvsediment, som transporterats, sorterats och avsatts av smältvatten från landisen. Isälvsedimenten 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, isälvsand 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.

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

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

Beteckningarna isälvsgrus, isälvsand 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 isälvsmaterial 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 åssluttningar och i åsgropar. 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 leran 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 grynlara. 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 be vuxna med viden, al, björk och gran. Kärren uppbyggs av olika kärrtorvslag, t.ex. starrtorv, lövkärrtorv eller kärddy. Kärren har ofta bildats genom igenväxning av sjöar. Kärrtorven underlagras då av gyttja och lera. Fattigkärr (s.k. starrmossor) 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 be vuxna med tall. Mossarnas yta är plan eller välvd (s.k. högmossor). 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 räffelokaler 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

BERTIL RINGBERG

Inledning

Kartläggningen av jordarterna inom kartområdet Helsingborg SO utfördes under åren 1977–1980. Vid kartläggningen medverkade Nils Dahlberg, Joachim Falck, Mats Hedbrand, Bengt Karlgren, Kärstin Malmberg, Magnus Persson, Mats Pålsson, Arnošt Rusek, Per Sandgren, Thomas Terne och Gunnar Thuning.

Som underlag för jordartskartan har använts 1972 års upplaga av topografiska kartan 3C Helsingborg SO, som rekognoscerades 1962 och reviderades 1969–1970. En viss namngallring och komplettering av enstaka vägar har gjorts vid tryckningen av jordartskartan.

Jordartskartan Helsingborg SO täcks av delar av de äldre kombinerade geologiska kartbladen Aa 67 Herrevadskloster (Lindström 1878), Aa 74 Helsingborg (Erdmann 1881), Aa 76 Engelholm (Lindström 1880) och Aa 87 Trolleholm (Nathorst 1885). Sydligaste delen av kartbladet Helsingborg SO täcks av de modernare agrogeologiska kartbladen Ad 7 Teckomatorp (Ekström 1955) och Ad 8 Trollenäs (Ekström 1955).

Området söder om Söderåsen och sydväst om en linje genom Röstånga (2i) och Stockamöllan (0j) har kartlagts på samma sätt som sydvästra Skåne. Det innebär att kartläggningen i huvudsak har skett längs linjer med normalt ca 150 m mellan linjerna. Längs varje linje har jordarterna undersökts vid punkter med ett inbördes avstånd av 100 m, om ej tätare bestämmningar varit motiverade. Jordarten har vid varje punkt bestämts på 0.4–0.7 m djup. Jordarternas lerhalt har i fält beräknats med hjälp av det s.k. utrullningsprovet (Ekström och Mohrén 1966, s. 6), som har kontrollerats genom sedimentationsanalys. På kartan har gränsdragningen mellan olika jordarter ofta gjorts genom interpolering mellan bestämningspunkterna, eftersom jordartsgränserna inom området vanligen är svåra att observera i fält. Övriga delar av kartområdet har kartlagts enligt de principer som beskrivs på s. 6.

Vid kartläggningen och beskrivningen av kartområdet har uppgifter använts från borrhningar, som ställts till förfogande av statliga verk, kommuner, byggnadsföretag och geotekniska konsultfirmor.

För att i beskrivningen använda lokalnamn lättare skall återfinnas på kartan, kompletteras lokalangivelserna i texten med siffra och bokstav inom parentes enligt den bladindelning som finns i jordartskartans yttre ram.

Berggrund

AV

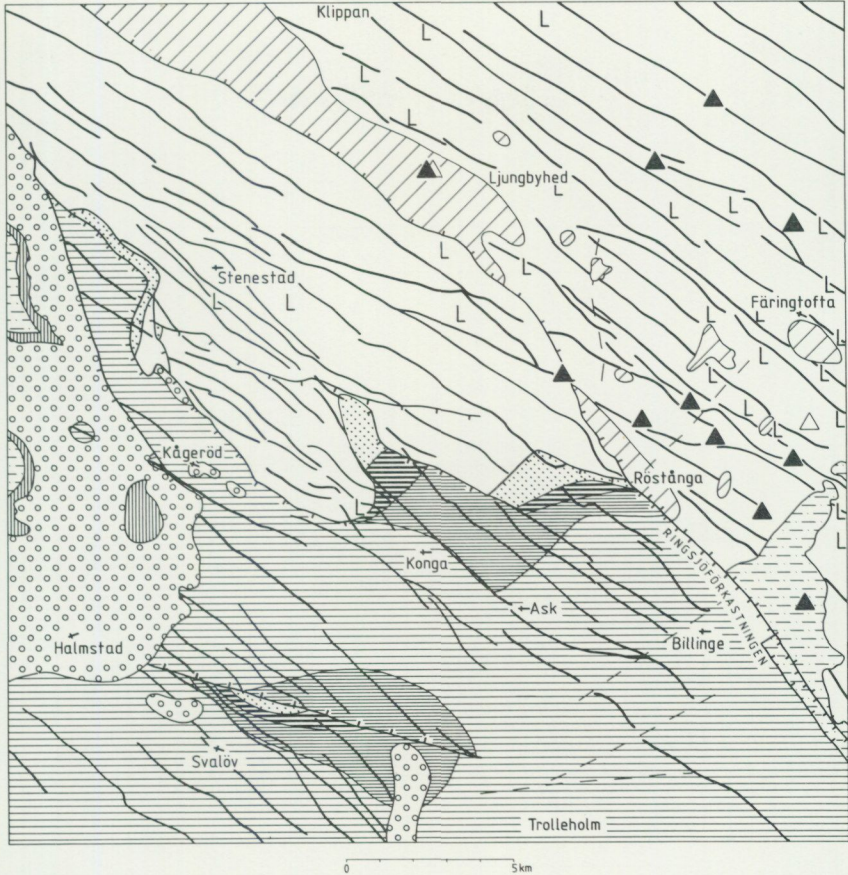
JAN BERGSTRÖM









Prekambrium. Den äldsta berggrunden bildas av urberget (fig. 2). I den sydvästra hälften av kartområdet ligger urberget på varierande djup under yngre bergarter. Det största djupet är sannolikt ca 1000 m. I kartområdets nordöstra hälft, inklusive Söderåsen, bildar urberget berggrundsytan eller täcks endast av förhållandevis tunna juraavlagringar eller av vulkaniska bergarter.









En stor del av urberget består av ljusröda till ljusgrå gnejser av sydvästsvensk typ. Gnejserna har uppstått genom att vulkaniska och andra bergarter för antagligen minst omkring 1700 miljoner år sedan utsatts för bergskedjeveckning, varvid de veckades och omvandlades mycket kraftigt (fig. 3). Gnejserna innehåller sliror, band och större partier av mörkfärgad amfibolit, som består av omvandlade basiska vulkaniska bergarter. Åldern är osäker eftersom senare händelser, t.ex. uppvärmning, ändrat mängdförhållandena mellan de isotoper som åldersbestämningarna grundar sig på. I urberget ingår också mer eller mindre förgnejsade partier av granit och granodiorit. Särskilt från Söderåsen känner man till en del pegmatitgångar, dvs. sprickor fyllda med fältspat och kvarts. Urberget har långt efter sin bildning utsatts för förkastningsrörelser och vittring, företeelser som berörs mera i det följande. Dessa processer har orsakat en ställvis omfattande

Fig. 2. Kartområdets berggrund vid kvartärens bas.

Map of the pre-Quaternary geology of the map area. In the legend urberg = Proterozoic crystalline rocks mainly gneiss, sandsten = sandstone, alunskiffer = alum shale, lerskiffer = shale, kalksten = limestone, diabas = dolerite dikes, Övre Trias = Upper Triassic, Undre jura = Lower Jurassic, basaltuff = volcanic tuff, basalt = basalt, förkastning = fault.



-  BASALT
Jura (enbart?)
-  BASALT TUFF
Jura (enbart?)
-  BRANDSBERGASANDSTEN och
odifferentierad undre jurå
-  HÖORSANDSTEN i Ö, HELSINGBORGSLAGER i V
Undre jurå
-  GRUV- och VALLÅKRALAGER
Övre trias
-  KÅGERÖDSFORMATIONEN
Övre trias
-  DIABAS (NORVÄSTDIABAS)
Permo-karbon
-  LERSKIFFER och MOSTEN inkl. COLONUSSKIFFER
Silur

-  LERSKIFFER, KALKSTEN m.m.
Ordovicium
-  ALUNSKIFFER
Understa ordovicium, övre och mellersta kambrium
-  HARDEBERGASANDSTEN m.m.
Undre kambrium
-  URBERG GNEJSER, AMFIBOLITER m.m.
Proterozoikum
-  Förekastning med mycket stor vertikalförskjutning
Tvärstrecken pekar mot den sänkta sidan
-  Förekastning med mindre vertikalförskjutning
Tvärstrecken pekar mot den sänkta sidan
-  Störningslinje (kan tex. utgöras av
förekastning eller sprickzon)
-  L Lertvitrning (kaolinvittring)

ÅLDER MILJ. ÅR	GEOLOGISKA TIDSAVSNITT		FORMATIONER	BILDNINGSMILJÖ			
				KONTINENTAL	KUSTNÄRA	MARIN	
2	KENO-ZOIKUM	KVARTÄR					
		TERTIÄR					
65	MESOZOIKUM	KRITA					
		JURA	Y. JURA				
M. JURA							
Ä. JURA	Pliens- bachian Hettangian		BASALT, BASALTTUFF				
			BRANDSBERGASANDSTEN				
175	MESOZOIKUM	JURA	HÖÖRSANDSTEN				
			GRUVLAGER				
195	MESOZOIKUM	TRIAS	Y. TRIAS		Rät		
			M. TRIAS		Keuper	VALLÅKRALAGER	
210	MESOZOIKUM	TRIAS		KÅGERÖDSFORMATIONEN			
			Ä. TRIAS				
230	PALEOZOIKUM	PERM					
		KARBON					
280	PALEOZOIKUM	KARBON					
		DEVON					
345	PALEOZOIKUM	DEVON					
		SILUR			Colonusskiffer		
395	PALEOZOIKUM	SILUR					
		ORDOVICIUM			LERSKIFFER M.M.		
435	PALEOZOIKUM	KAMBRIUM	Y. KAMBRIUM				
			M. KAMBRIUM		ALUNSKIFFER		
500	PALEOZOIKUM		KAMBRIUM		Ä. KAMBRIUM		
		NORRE TORPSANDSTEN					
515	PALEOZOIKUM	KAMBRIUM	Ä. KAMBRIUM				
					HARDEBERGASANDSTEN		
540	PALEOZOIKUM	PROTEROZOIKUM					
		GNEJSER M.M. (URBERG)					
570	PALEOZOIKUM	PROTEROZOIKUM					
		ARKEIKUM					
2500	PALEOZOIKUM	ARKEIKUM					
		ARKEIKUM					
4600	PALEOZOIKUM	ARKEIKUM					
		ARKEIKUM					

Fig. 3. Stratigrafisk indelning av kartområdets berggrund.

Stratigraphic table of the map area. For explanation of the Swedish terms, see Fig. 2. Bildningsmiljö = environment of formation, kustnära = near the shore.



Fig. 4. Häll av gnejs samt talus i Vargadalen, 250 m nordost om Höjehall (3g). Foto B. Ringberg 1981.

Outcrop of gneiss and talus 250 m north-east of Höjehall (3g).

sprickighet (fig. 4), och t.ex. från Röstånga (2i) och Elhall (3f) känner man till omfattande brecciering (uppkrossning) av urberget och yngre bergarter.

Urberget har utnyttjats till framställning av bergkrossmaterial men endast i mindre utsträckning och i spridda stenbrott. Fältspaten i pegmatitgångar har också tillvaratagits, t.ex. i ett brott mellan Dalhem (3g) och Bohagen (3g) ca 2 km öster om Stenestad (3g).

Kambrium. I äldre kambrisk tid för ca 550 miljoner år sedan var urbergsytan kraftigt kaolinvittrrad. När vittringsmaterialet transporterades bort sorterades det. De finare partiklarna fördes långt ut i Östersjöbäckenet,

medan kvartssandkornen avsattes närmare land t. ex. i det som nu är Skåne. Avsättningen skedde i ett grunt hav. Kiselsyra utfälldes mellan sandkornen och cementerade sanden till en hård, kvartsitisk sandsten, den s.k. *Hardebergasandstenen* (fig. 3). Inom kartområdet finns sandstenen endast bevarad sydväst om *Ringsjöförkastningen* samt sydväst om Söderåsen. Ringsjöförkastningen utgör en del av en större brottzon, som efter sin utsträckning kan kallas *Kullen-Ringsjön-Andrarum-linjen*. Hardebergasandsten har påträffats i berggrundsytan endast i fyra små områden, nämligen i och väster om Röstånga (2i), vid Hundseröd (2h) nordväst om Konga (1h), väster om Stenestad (3g) och nordost om Svalöv (0g), se fig. 2. På ett par ställen, särskilt vid Elhall (3f), är sandstenen breccierad. Inom övriga delar av kartområdets sydvästra hälft kan Hardebergasandstenen finnas under täcket av yngre bergarter, men ingen borring har trängt djupt nog för att kunna bekräfta ett sådant antagande. Mäktigheten är okänd men kan möjligen vara omkring 100 m. När den snabba sedimentationen av kvarts-sand avbröts avsattes ett något finkornigare sediment, som förutom nedbrytningsprodukter från urberget har ett varierande innehåll av kalciumkarbonat, kalciumfosfat och glaukonit. Detta sediment bildar nu *Norretorpformationen* (fig. 3). Formationen är bl.a. känd för att den innehåller de äldsta svenska trilobiterna, en typ av leddjur som liknade gråsuggor men som levde i havet. Den enda kända förekomsten inom kartområdet är vid Kvarnbäcken i Röstånga (2i), där Norretorpformationen är mörkt grå till färgen. Ovanpå Norretorpformationen följer alunskiffern (fig. 3), som kan vara omkring 60 m mäktig (Westergård 1944). Vid avsättningen blandades lerpartiklar med organiskt slam, som orsakar den svarta färgen. Flyktiga organiska föreningar (olja) försvann genom uppvärmning vid senare permo-karbonisk vulkanism. Vid avsättningen skedde också en anrikning av sällsynta grundämnen såsom vanadin, krom, uran, cerium, lantan, kobolt, neodym och yttrium. Alunskiffern är känd från trakten av Röstånga, Åkarpsmölla (1h) nordväst om Konga (varifrån en borring genom delar av alunskiffern beskrivits av Westergård 1944), och Källeskog (0g) nära Rävatofta (0g) nordost om Svalöv (fig. 2). Utbredningen på djupet är antagligen densamma som för den kambriska sandstenen. Alunskiffern började bildas under mellankambrisk tid, och bildningen fortsatte in i allra äldsta ordovicisk tid.

Ordovicium, silur. Ordovicium och silur domineras av ljusa lerskifferar, som antas nå en total mäktighet av minst 1000 m (fig. 2-3 och fig. 5). Den stora



Fig. 5. Skärning i lerskiffer 400 m SSV om Kågeröds kyrka (2g). Skiffern överlagras av 0.5 m vittringslera. Foto B. Ringberg 1976.

Outcrop of shale, 400 m SSW of Kågeröd Church (2g). The shale is overlayers by 0.5 m of clay weathered by the shale.

mäktigheten beror på kraftiga jordskorperörelser under en kort tid i yngre silur, då den åtskilliga hundra meter mäktiga colonusskiffern bildades (fig. 6). Möjligen skedde rörelserna delvis utefter Ringsjöförkastningen. Det nedsänkta området i sydväst fylldes snabbt av leriga sediment, som dels avsattes direkt, dels rutschade ner från de grundare omgivningarna, särskilt från nordväst (Lindström 1960). För en utförligare beskrivning av de kambriska och ordoviciska bergarterna inklusive en indelning av lerskifferarna hänvisas till Magnusson m.fl. (1963). Lerskifferhällarna inom kartområdet är i allmänhet flacka och föga framträdande. I markytan syns hällarna oftast som ljusgrå ytor bemängda med bitar av skiffer. Många av hällarna täcks av vittringslera (s. 123). Se fig. 5.

Devon, karbon, perm. Sedimentära bergarter från dessa perioder saknas i Skåne. Mot slutet av karbon och i början av perm tänjdes jordskorpan i Skåne ut flera kilometer i nordost-sydvästlig riktning. Som ett resultat öppnades långa nordväst-sydostliga sprickor. Dessa fylldes med flytande vulkanisk magma, som stelnade till diabas (fig. 2-3 och fig. 6), s.k. *nordvästdiabas* (eller Kongadiabas efter förekomsten på Konga klint). Man kan föreställa sig att detta åtföljdes av praktfulla vulkaniska utbrott och av en del förkastningsrörelser. Vid denna tid ledde kontinentalrörelser till en begynnande uppsprickning i det som nu är Nordatlanten (Russel & Smythe 1978), och en uppsprickningsarm tycks ha lett in i Skåne. Uppsprickningen har på olika håll orsakat läckage av fluor och bildningen av flusspat liksom anrikningen av blyglans och zinkblände. I Skåne påträffas dessa mineral särskilt i gångar i Hardebergasandstenen.

På jordartskartan har endast de morfologiskt framträdande diabasgångarna markerats. Gångarna framträder främst inom områden med sedimentär berggrund. Inom övriga områden har diabasgångarna fått samma beteckning som urberget.

Under perm och den följande triasperioden rådde ett varmt och torrt klimat, som orsakade en utjämnning av den förkastningsbetingade topografin och de vulkaniska ytbildningarna till en mycket plan yta, ett peneplan. Av denna anledning finns inga spår av den landyta som fanns när den permo-karboniska vulkaniska aktiviteten ägde rum. I den nordöstra hälften av kartområdet försvann också de kambrosiluriska bergarterna fullständigt.

Trias. Under yngre trias avsattes inom den sydvästra hälften av kartområdet nedbrytningsprodukter från den torra landytan i nordost. Sedimenten bildar nu grå, röda och gröna sandstenar och montmorillonitiska leror och förs till *Kågerödsformationen* (fig. 2-3). Sydväst om Söderåsen kan Kågerödsformationen nå en mäktighet av omkring 120 m. Så följde avsättningen av *Vallåkrलगren* (fig. 2-3). Dessa innehåller bl.a. leror av montmorillonitisk sammansättning. Därefter avsattes *gruvlagren* (fig. 2-3) med bildning av sandsten och mosten, kol och kaolinhaltiga leror. Kaolinhalten antyder att klimatet för första gången sedan karbontid blivit varmt och fuktigt med djupvittring av berggrunden som följd (Lidmar-Bergström 1982). Vallåkra- och gruvlagren kan tillsammans nå ca 50 m.

Jura. I början av juraperioden inträffade vissa förändringar som kom att få betydelse för den lokala kartbilden. De äldre rörelserna längs Ringsjöför-

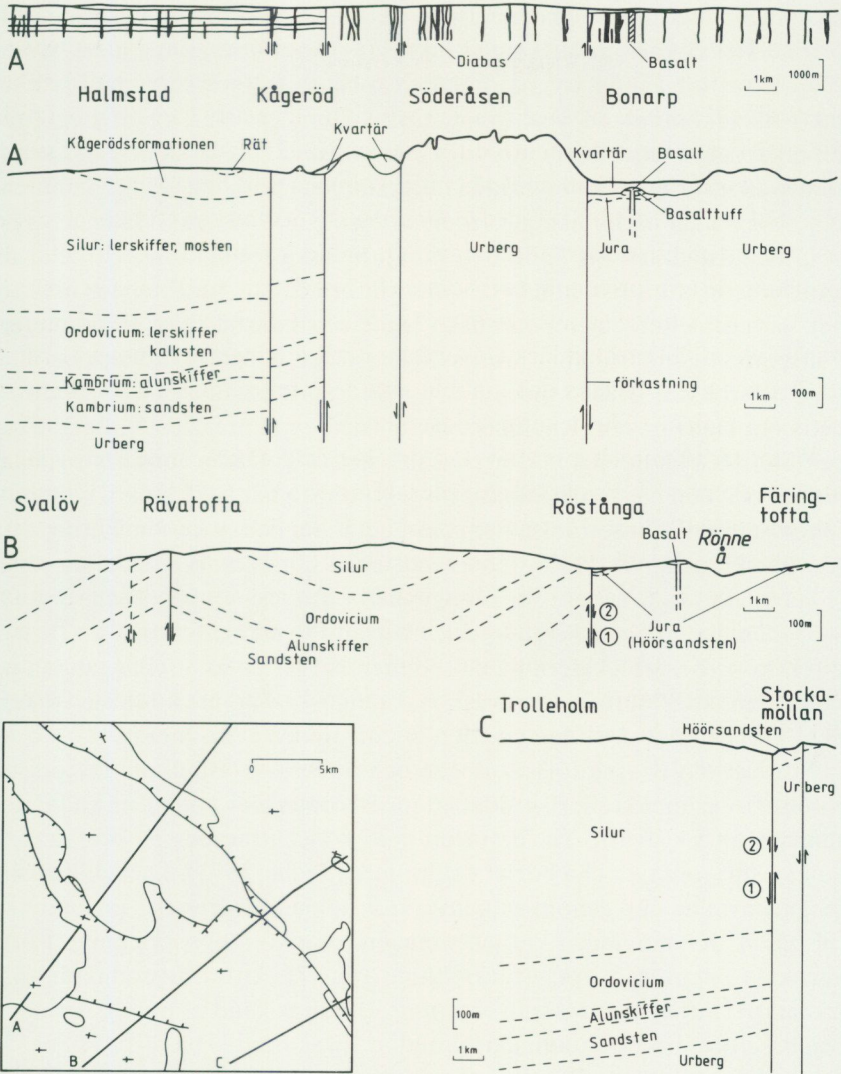


Fig. 6. Profiler över berggrunden inom kartområdet.

Profiles through the pre-Quaternary geology of the map area. For explanation of the Swedish terms, see Fig. 2. Kvartär = Quaternary.

kastningen återupplivades men bytte riktning, så att det nu var den nordöstra delen av kartområdet som sänktes (fig. 6). Urbergsytan hade hunnit djupvittras till *kaolin* i vissa områden, och en begynnande nedbrytning hade åstadkommit en viss topografisk ojämnhet. När havet steg över urbergsytan avsattes kaolinhaltiga leror med något kol samt kvartssand, som svallats ur den kaolinvittrade berggrunden (Nathorst 1885). Sedimenten, som nu går under namnet *Höörsandsten* (fig. 2–3), skyddade urbergsytan och åstadkom att både den tidigjurassiska topografin och delar av kaolinvittringsskorpan kunde bevaras till våra dagar. Sandstensens mäktighet varierar efter det topografiska läget och kan nå flera tiotal meter. Fältspathaltig sandsten har brutits till kvarnsten nordost om Stockamöllan (0j), och där har också sandsten tagits till Lunds domkyrka i ett stenbrott benämnt Hallagraven. Kaolin har brutits norr om Forestad (2j; Bergström och Shaikh 1980) och vid Herrevadskloster (4i). Under jordartskartläggningen och den pågående kaolinprospekteringen har flera ytnära kaolinförekomster påträffats, främst inom området söder och sydost om Färingtofta (3j; Shaikh och Wik 1980). Höörsandstenen hör hemma i understa juran (Lias α_1 eller α_2). Sydost om Ljunbyhed (3i) tycks en något yngre sandsten, nämligen *Brandsbergasandstenen* från Pliensbachien (fig. 2–3), vila direkt på urberget. Åldern på de sedimentbergarter som fyller sänkan på nordsidan om Söderåsen nordväst om Ljunbyhed är inte känd med säkerhet. Troligen har dock huvuddelen bildats under äldre jura.

Nordost om Ringsjöförkastningen och Söderåsen åstadkom tektoniska rörelser av sannolikt silurisk ålder att jordskorpan blev upp till en kilometer tunnare än i sydväst. Till detta område koncentrerades en omfattande vulkanism, som tycks ha börjat i äldre jura (Tralau 1973). Den vulkaniska magman välldes upp genom vulkanrör och stelnade i rören och på landytan till *basalt*. Krympningen vid avkyllningen åstadkom uppsprickning i ofta vertikala pelare, s.k. pelarförklyftning (fig. 7). Utbrottsprodukter som kastats ut i luften avsattes som *basalttuff*. Basalt är känd från ca 10 områden och basalttuff från två inom kartområdet. En skärning i basalttuff finns vid Djupadalsmölle (2j). Basaltförekomsten vid Jällabjär (2j) bildar fortfarande en kulle, som betraktad från Röstånga kan ge intryck av en toppig vulkan (fig. 8).

Krita, tertiär. Utvecklingen under krita och tertiär kännetecknas särskilt av nedbrytande processers inverkan. Förvånansvärt mycket är ändå bevarat av juraperiodens landskap och bergarter. Det är troligt att kritbergarter en



Fig. 7. Pelarförklyftad basalt på Juskushall (4i). Foto B. Ringberg 1977.

Outcrop of basalt at Juskushall (4i).

gång funnits i området, men därav finns inget kvar i fast klyft. Små kritförekomster i sydväst, t.ex. sydost om Tirup (0f) där kritkalkstenen brutits, utgörs av skällor i moränen och har transporterats från sydväst av inlandsisen i sen tid (s. 60). Tektoniska rörelser av kritålder har påvisats bl.a. i Kristianstadsområdet, och det är möjligt att Söderåsen samtidigt fått sin nuvarande resning över omgivningarna. Delvis rödfärgade kaolinförekomster, t.ex. 500 m SSV om Modarödstop (3j) norr om Färingtofta (3j), kan ha fått sin färg genom tertiära vittringsprocesser.

Berggrundsmorfologin. Nordost om en linje från Stockamöllan (0j) till Ljungbyhed (3h) finns många rester av jurasediment på urberget. Den kuperade urbergsytan är därför i stort sett samma yta nu som i början av juratid. Vid Djupadalsmälla (2j) vilar basalttuff direkt på urberget intill Rönneån, vilket tycks visa att Rönneåns dalgång fanns redan under juratid.

Området mellan Ask (1i), Röstånga (2i) och Billinge (1j) har en oregel-



Fig. 8. Basaltförekomsten vid Jällabjär (2j) från VSV. Foto B. Ringberg 1981.
The basalt neck of Jällabjär (2j) from WSW.

bunden kullig topografi, som orsakas av lerskifferns ytformer. Spår av glacial prägling saknas helt, och morfologin är därför säkert av prekvartärt, troligen tertiärt, ursprung.

Söderåsen har troligen formelement av olika åldrar (Mattson 1962). Ett markant drag är en genomgående horisontell bankning och vertikal sprickighet, vilket medför att formerna tenderar att bli kantiga. På många håll, särskilt utefter dalsidor, reser sig kantiga häll- och klippruiner (torbildningar). En speciell form är smala pelare, t.ex. skorstenen i Skorstensdalen, 400 m öster om Pålstorp (2h). Också de vertikala branterna i Klövahallar (4g), Skäralid (2h, 2i) och Kvärkabäckens dalgång (2h) betingas av den vertikala förklyftningen. När berget är mera uppkrossat bildas andra former. Som exempel kan nämnas de sockertoppsformade klippruinerna vid landsvägen norr om Odensjön vid Röstånga (2i; Hadding 1922, s. 11–12). Bank- och spräckplanen ger oftast mycket skarpkantiga block. Ställvis kan dock grusvittring ha rundat utsprång och block, som i Vargadalen 500 m



Fig. 9. Grusvittring i gnejs 500 m norr om Højehall (3g). Foto B. Ringberg 1983.
Outcrop of weathered gneiss 500 m north of Højehall (3g).

norr om Højehall (3g), ca 3 km öster om Stenestad (3g). Se fig. 9. Troligen har mycket i den nuvarande morfologin orsakats av tertiär vittring och erosion. Detta gäller t.ex. Klövahallar (4g) och Skärålid (2h, 2i), som dock säkert rensats ur också i kvartär tid. Glaciala och periglaciala processer har format Odensjön och detaljer i ytformerna på olika håll (Rapp 1983). Säkert har landisarna också tagit med sig en del lösare material, men det dominerande intrycket både från Söderåsen och från övriga delar av kartområdet är att berggrunden påverkats förvånansvärt lite av de kvartära nedisningarna.

LITTERATUR

GFF = Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar

SGU = Sveriges geologiska undersökning

- BERGSTRÖM, J., och SHAIKH, A., 1980: Malmer, industriella mineral och bergarter i Kristan-
stads län. – SGU Rapp. och medd. 22.
- HADDING, A., 1922: Tektoniska och petrografiska undersökningar inom Fennoskandias södra
randzon. I. Röstånga-fältet. – Lunds Universitets Årsskrift, N.F., Avd. 2, Bd. 18, nr. 4.
- LIDMAR-BERGSTRÖM, K., 1982: Pre-Quaternary geomorphological evolution in southern Fen-
noscandia. – SGU C 785.
- LINDSTRÖM, M., 1960: On some sedimentary and tectonic structures in the Ludlovian Colonius
Shale of Scania. – GFF 82.
- MAGNUSSON, N. H., LUNDQVIST, G. & REGNÉLL, G., 1963: Sveriges geologi. – Svenska
Bokförlaget/Norstedts.
- MATTSON, Å., 1962: Morphologische Studien in Südschweden und auf Bornholm über die
nichtglaziale Formenwelt der Felsenskulptur. – Medd. Lunds Univ. Geogr. Inst. Avh. 39.
- NATHORST, A. G., 1885: Beskrifning till kartbladet Trolleholm. – SGU Aa 87.
- RAPP, A., 1983: Odensjön, Skärälid och Klöva Hallar. Ett nytt tolkningsförsök. – Svensk
Geografisk Årsbok 1982, Årg. 58.
- RUSSEL, M. J. & SMYTHE, D. K., 1978: Evidence for an Early Permian oceanic rift in the
northern North Atlantic. – I E.-R. Neumann & I. B. Ramberg (red.): Petrology and
geochemistry of continental rifts. – D. Reidel Publishing Col, Dordrecht, Holland.
- SHAIKH, A., och WIK, N.G., 1980: Berggrundsgéologin inom kaolinkoncessionerna i Skåne. –
SGU Rapport.
- TRALAU, H., 1973: En palynologisk åldersbestämning av vulkanisk aktivitet i Skåne. – Fauna
och flora 68, nr. 4.
- WESTERGÅRD, A. H., 1944: Borrningar genom Skånes alunskiffer 1941–42. – SGU C 459.

Kvartära bildningar

Av

BERTIL RINGBERG

Kartområdet och hela västra Skåne har berörts av ett flertal isrörelser från olika riktningar under den senaste nedisningen (Weichsel). Under senare delen av denna förekom isrörelser från samtliga väderstreck och tidvis rörde sig isen i motsatta riktningar samtidigt inom närliggande områden.

Det komplicerade geologiska händelseförlopp, som kan utläsas ur kartområdets kvartära bildningar, beskrivs dels i varje jordartskapitel dels sammanfattat i kapitlet om kartområdets senkvartära historia (s. 124).

Räfflor

Tidigare har observationer av räfflor inom kartområdet redovisats av bl.a. Lindström (1878), Nathorst (1885) och Å. Mattsson (1962).

Lindström (1878, s. 7) har främst påträffat räfflor som bildats från

nordost. Dessutom redovisar han ett par lokaler med nordligare räfflor samt 5–6 lokaler med östligare räfflor (ända till N 80° O). De senare räfflorna har främst iakttagits på Söderåsen. Lindström anser att Söderåsen har haft inflytande på isens rörelseriktning och att de östligare räfflorna är yngre än de nordostliga.

Nathorst (1885, s. 81–84) redovisar ett tjugotal räffellokaler. Han skiljer mellan en yngre isrörelse från nordost och en äldre från sydost, främst påvisad på Söderåsen. Dessutom anser Nathorst att en baltisk isström från sydost, yngre än den nordostliga, kan urskiljas inom kartans sydligaste del.

Mattsson (1962a, s. 110–111) har observerat räfflor vid stenbrottet 550 m öster om Hallahuset (1g–h; lokal 5 i fig. 10). Han anger dels en äldre räffling från ONO, dels en yngre från sydväst. Dessutom redovisar han räfflor som möjligen bildats från nordost och från östliga riktningar. Mattsson anser att de båda senare räffelsystemen verkar vara delvis äldre än ONO-isens eller att de utgör s.k. deviationsräfflor, dvs. räfflor som visar avvikande riktningar orsakade av oregelbundenheter i isens underlag. Mattsson (1962b, fig. 57) har även observerat ONO-liga räfflor på Kopparhatten (2h).

Under kartläggningen har relativt få hållar med räfflor påträffats, vilket beror på att berggrunden inom kartområdet huvudsakligen utgörs av lättvittrad gnejs. Även diabasen är lättvittrad. Genom förnyat studium av hållar som blottades vid kartläggningens början har det sålunda kunnat konstateras att fint inristade räfflor på hållar av dessa bergarter nu är delvis bortvittrade. Hållar av Hardebergasandsten och Höörsandsten uppvisar däremot fint inristade räfflor som motstått vittring trots att de i vissa fall har varit blottlagda sedan landisens avsmältning.

På s. 134–137 beskrivs 26 räffellokaler inom kartområdet (fig. 10). Till sammans med undersökningarna av områdets morän och isälvsavlagringar, visar räffelokalerna att en isrörelse från nordost i slutskedet av den senaste istiden dominerade över hela kartområdet (fig. 57). När landisen började smälta och dra sig tillbaka ersattes den nordostliga isrörelsen delvis av isrörelser från ONO, öster och OSO (fig. 58). Medan isen nordost om Söderåsen således fortfarande hade en nordostlig riktning vred isrörelsen så att den på åsen kom från ONO (lokalerna 3 och 8–9 i fig. 10) och på åsens sydsida från O–OSO (lokalerna 1–2 och 4–5 i fig. 10). Åtminstone söder om Söderåsen förefaller vridningen i isrörelsen ha föregåtts av en isavsmältning (s. 128). Under isens fortsatta avsmältning började Söderåsen blottläggas (fig. 59). Därvid var isrörelsen sannolikt fortfarande nordostlig inom kartområdets nordöstra del samt ONO–O-lig inom den östra och sydöstra

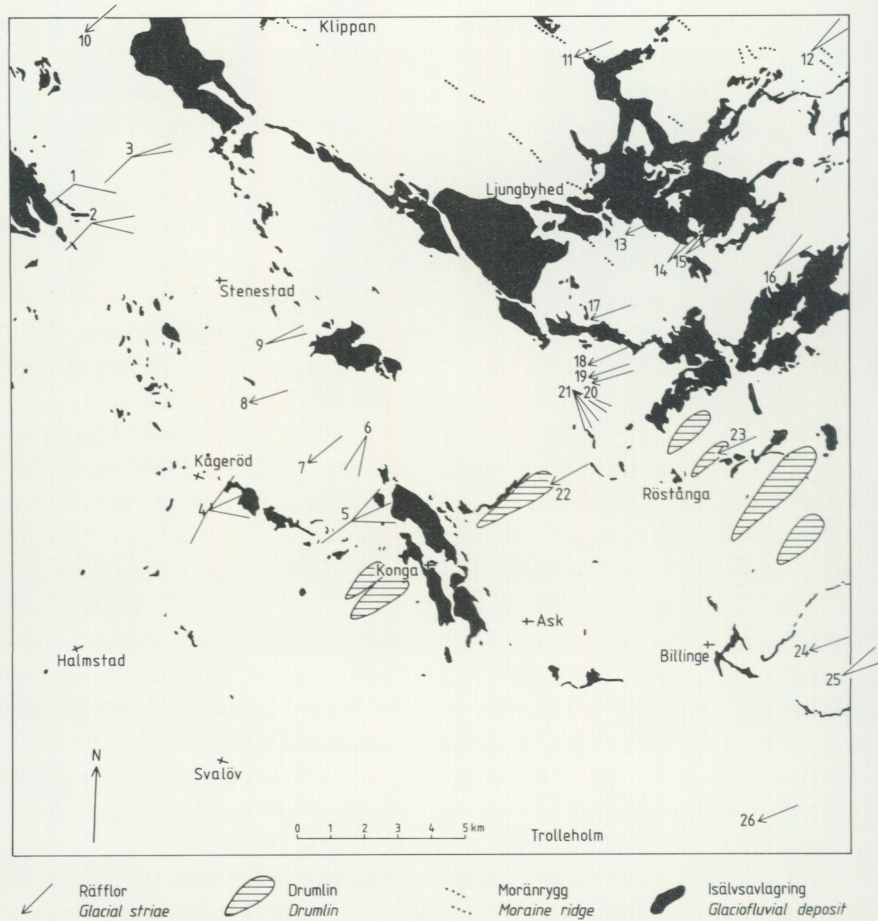


Fig. 10. Karta över räfflor, drumlin, moränryggar och isälvsavlagringar inom kartområdet. Räffelokalerna beskrivs på s. 134–137.

Map of glacial striae, drumlins, moraine ridges and glaciofluvial deposits in the map area.

delen (lokalerna 17–20 och 22–26 i fig. 10). Söder om Söderåsen rörde sig isen från OSO–SO. Efter en period av avsmältning gjorde isen en framstöt från söder mot Söderåsen. Därvid bildades de sydvästliga räfflorna (lokalerna 1–6 i fig. 10; fig. 11) av is som på Söderåsens västra och mellersta del nådde upp till ca 135 m ö.h. (fig. 60–61).

Beträffande isrörelser äldre än de här redovisade, se s. 126.

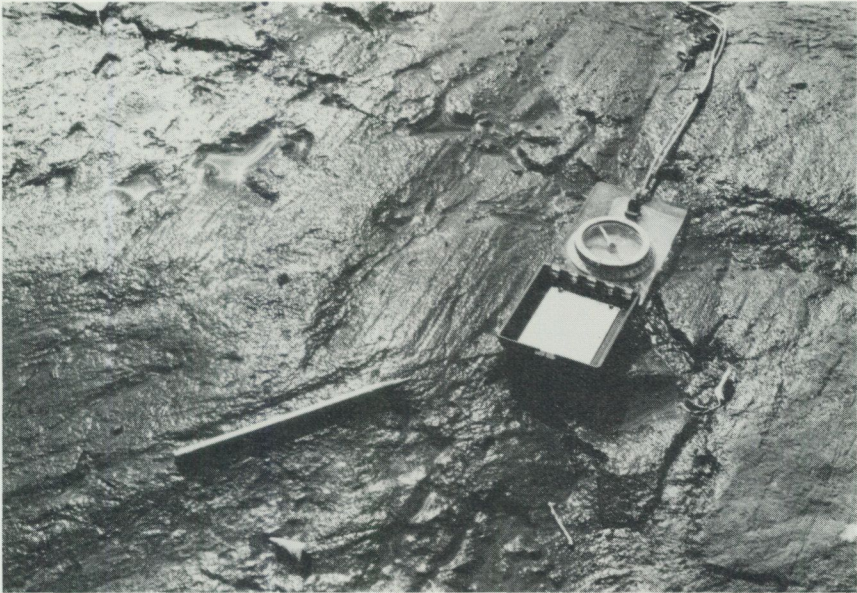


Fig. 11. Räfflor på diabashäll vid stenbrottet 650 m sydost om Killehus (3f). Räfflor i Ö-V (Ö t. v.) längs pennan och SV-NO längs kompassen vars snodd ligger mot sydväst. Räfflorna från sydväst är yngst. Foto B. Ringberg 1976.

Glacial striae on an outcrop of dolerite 650 m south-east of Killehus (3f). A system of striae shows an older ice movement from the east (the pencil) and another system a younger ice movement from the south-west (the cord lies towards the south-west).

Jorddjup och stratigrafi

Jorddjupet inom kartområdet framgår av kartans mäktighetsuppgifter och av de numrerade borrhningar, som redovisas i en särskild förteckning (s. 138).

Det enda större sammanhängande området med stort jorddjup (35–50 m) är beläget norr om Söderåsen, i innersta delen av Ängelholmsbäcken mellan Ljungbyhed (3h-i) och V. Sönnarslöv (3g). Där överlagras berggrunden oftast av en eller två moränbäddar med mellanliggande sediment. Dessa jordlager överlagras i sin tur av isälvsavlagringar, glacial lera och yngre grovkorniga sediment. Lokalt överlagras berggrunden direkt av isälvsavlagringar (se fig. 12 och jordartskartans profil).

Fem borrhningar inom området uppvisar två moränbäddar. I tre av dessa borrhningar är den undre moränen kalkhaltig (5–10%) och innehåller kritkalkstenar samt grå och röda, sannolikt paleozoiska kalkstenar (se t.ex. borrhning 8 på jordartskartan och förteckningen på s. 139). I de båda andra

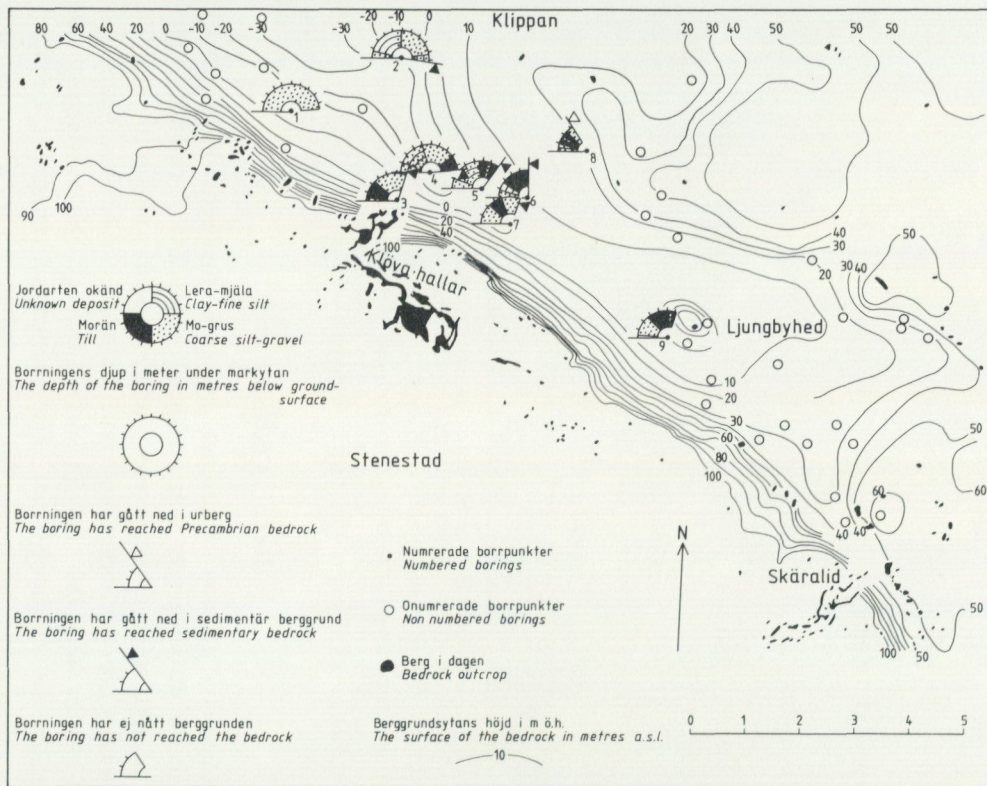


Fig. 12. Berggrundsyntans och jordarternas stratigrafi norr om Söderåsen.

The relief of the bedrock and the stratigraphy of the Quaternary deposits north of the Söderåsen ridge.

borrningarna domineras undre moränen i den ena borrningen (borrning 5 på jordartskartan) av lokalt jurassiskt material från sedimentberggrunden och i den andra av urbergsmaterial (borrning 9). Övre moränen domineras enligt de fem borrningarna helt av urbergsmaterial. Samtliga moräner är antingen leriga eller utgörs av moränleror, vilket kan bero på att isen närmast norr om Söderåsen eroderat i tidigare avsatta glaciala leror eller i den delvis leriga berggrunden av kaolinvittrad gnejs och jurassiska bergarter (fig. 2). Moräner med en liknande sammansättning har påträffats inom sydvästra delen av kartområdet Helsingborg NO (Daniel 1980, s. 102). Moränernas ålder diskuteras på s. 127.

Nordost om Rönne å är jorddjupet inom moränområdena i allmänhet 0–10 m. Lokalt, och särskilt inom områdena med isälvsavlagringar, finns jorddjup som varierar mellan 15 m och 30 m. Även längs Rönne å har jordlagren ofta samma mäktighet. Området nordost om Rönne å domineras av morän som, enligt tillgängliga brunnborrningar, ligger direkt på urberg. Isälvsavlagringarna inom området överlagrar i allmänhet morän eller berg.

Inom ett område som begränsas av Rönne å i nordost, kartområdets gräns i öster och linjen Stockamöllan (0j)–Röstånga (2i)–Brandsberga (3i) i sydväst är jorddjupet i allmänhet 0–20 m men kan lokalt uppgå till ca 50 m. Även detta område domineras av morän, som oftast ligger direkt på berg. Isälvsavlagringarna inom området överlagrar morän eller berg. Enligt två borrningar förekommer åtminstone två moräner med mellan- och underliggande sediment. Den ena borrningen är belägen vid Härsnäs (2i; borrning 13 på jordartskartan) och redovisar två moräner med en mellanliggande kalkhaltig (5–10%) lera. Lagerföljden vilar på mosten. Även den undre moränen är kalkhaltig, vilket kan bero på ett visst innehåll av s.k. sfärosideriter, dvs. runda kristallagregat av järnkarbonat som landisen plockat ur den underliggande jurassiska berggrunden. Den andra borrningen är belägen 250 m sydväst om Vittseröd (0j). Där utgörs den 32 m mäktiga kvartära lagerföljden av två moräner med mellanliggande sand och grovmo. Underst förekommer sedimentär lera och grovmo direkt på jurassisk mosten. Båda moränerna är, liksom sedimenten, kalkhaltiga (10–15%) och innehåller röda, grå och vita kalkstenar.

På Söderåsen är jorddjupet oftast inte större än 5–10 m. Morän som ligger direkt på berg dominerar. Berget går i dagen främst längs Kvärbäckens (2h), Dejebäckens (2h), Skäråns (2h-i) och Klövabäckens (3–4g) raviner samt vid och omkring Höjehall (3g). Dessutom går berget ofta i

dagen längs Söderåsens sydvästsluttning. Största kända jorddjupet på åsen är mer än 47 m vid Finnstorp (2g), där två moräner med mellanliggande grus har genomborrats (borrning 12 på jordartskartan). Ca 250 m SSV om Slättåkra (3h) visar en borrning 28 m morän på gnejs, medan en annan borrning 300 m väster om Klåverödsgården (2h) visar 38 m jorddjup på gnejs. Där är jordarterna kalkhaltiga under 6 m djup och innehåller dessutom enstaka Östersjökalkstenar på 17–28 m djup. Huvuddelen av lagerföljden vid Klåveröd utgörs av morän, som underlagras av grovmo på 32–38 m djup.

Inom området söder om Söderåsen och sydväst om en linje mellan Röstånga (2i) och Stockamöllan (0j) är jorddjupet i allmänhet ej större än 5–10 m. Oftast utgörs jordtäcket av morän, som vilar direkt på olika sedimentära bergarter, men enligt borrningar vid Svarvarehus (2f), Gödstorp (2f), Vasatorp (2f) och Björstorp (1f) underlagras 3–10 m morän av 1–3 m grus och sand. Submoräna sediment har även påträffats i skärningar vid Storegård (1j), Sonarpsängar (1h), Båv (3f) och Rovegården (3f). Se beskrivningarna till skärningarna 1, 10, 14 och 17 i fig. 14. Vid Karatofta gård (0g) har sediment observerats mellan två moräner (skärning 15). Sedimenten i skärningarna utgörs av maximalt 4 m grus och sand. De submoräna sedimentens ålder diskuteras på s. 128 och 130. Inom en triangel som begränsas av linjer mellan Röstånga (2i), Ask (1i) och Gunnaröd (0j) går berget i dagen på åtskilliga ställen. Bergrunden utgörs av lerskiffer med eller utan täckande vittringsjord (s. 123).

Vissa områden med större jorddjup än 10 m förekommer söder om Söderåsen. Mellan Söderåsens kant och väg 109 är jorddjupet 10–35 m nordväst om Pettersminne (2f). Största jorddjupet finns mellan Brantastig (4f) och Jordberga (3f), där det uppgår till 25–35 m. Jordtäcket består även där av morän, som vid och norr om Åvarp (3f) täcks av isälvsavlagringar och glacial lera (se s. 89). En brunnsborrning 1.3 km nordväst om Båv (3f) uppvisar 35 m jorddjup. På 14–35 m djup består jordlagren av moränlera och lerig morän, som är kalkhaltig och innehåller röda och grå kalkstenar mellan 20–35 m.

Ett annat område söder om Söderåsen med större jorddjup än 10 m är beläget mellan Åkarpsmölla (1h) och Gillastig (2h), där jordlagren är 15–25 m mäktiga på båda sidor om isälvsavlagringen norr om Konga (1h). Från isälvsavlagringen finns ingen mäktighetsuppgift, men man kan förmoda att jorddjupet där är ännu större.

Inom kartområdets sydvästra del, innanför gränsen till den ler- och

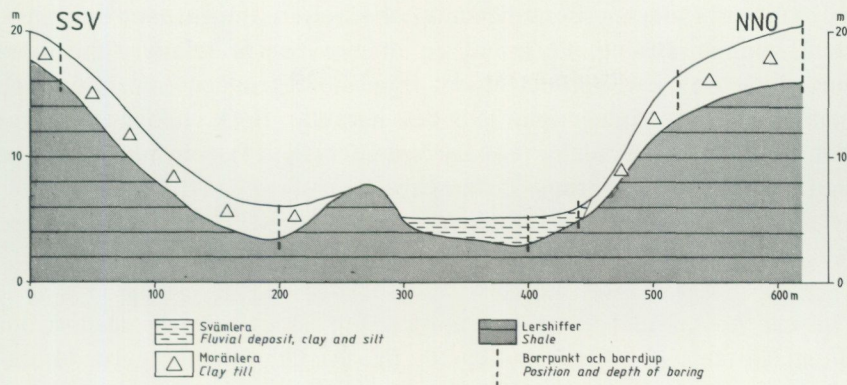


Fig. 13. Profil över Rååns dalgång 1.5 km väster om Tirups kyrka (Of).

Profile through the Råå valley 1.5 km west of Tirup Church (Of).

kritrika moränens utbredning (se jordartskartan), är jorddjupet i allmänhet 5–20 m. Jorddjupet är minst längs Rååns dalgång väster om Tirup (Of), där lerskiffer och diabas går i dagen på flera ställen. Fig. 13 visar en profil tvärs över dalgången ca 700 m sydost om Storegård (Of). Av profilen framgår det att dalgången är nedskuren i berggrunden.

Brunnsborrningar innanför gränsen till den ler- och kritrika moränen visar att området domineras av morän, som ofta ligger direkt på den sedimentära berggrunden. Moränen består i allmänhet av två bäddar med olika sammansättning. Den övre moränen är den ler- och kritrika, som har hög kalkhalt (15–25%) och även innehåller grå och röda paleozoiska kalkstenar (s. 60). Ekström (1934, s. 27) benämner jordarten den baltiska moränen. Den övre moränen är enligt brunnborrningarna 3–10 m mäktig, medan den undre varierar mellan 1 m och 7 m. Den undre moränen benämns av Ekström (1934, s. 18) nordostmoränen. Den moränen har i allmänhet en lägre kalkhalt (5–10%) och innehåller främst material från urberget samt lerskiffer från den lokala berggrunden. Moränerna mellan- och underlagras ibland av sand och gruslager, som är 1–7 m mäktiga (se t.ex. borring 15 på jordartskartan och i förteckningen över nummerade borringar på s. 141).

Morän

Morän är den dominerande jordarten inom kartområdet. Moränens mäktighet, ytformer, sammansättning, utseende och innehåll beror bl.a. på så

olika faktorer som landisens dynamik och rörelseriktningar samt berggrundens sammansättning. På grund av att moränen är relativt tunn inom huvuddelen av kartområdet är det främst berggrundens morfologi och sammansättning, som ger moränen dess karaktär. Beskrivningen av moränen följer därför en indelning av kartområdet (fig. 14), som huvudsakligen kan härledas till berggrundskartan (fig. 2).

Mäktighet och ytformer

Område I. Området är beläget nordost om Söderåsen och nordost om linjen Röstånga (2i)–Stockamöllan (0j; fig. 14). Områdets berggrund framgår av fig. 2.

Moränens mäktighet i området nordost om Rönne å överstiger sällan 10 m, och det underliggande bergets relief påverkar oftast moränens ytformer. De småbrutna ytformer som förekommer inom området förefaller således i allmänhet att mer spegla den underliggande gnejsens spruckna och oregelbundna yta än att vara egenformer hos moränen. I området söder och sydost om Färingtofta (3j) kan moränens former sannolikt härledas till berggrunden av delvis kaoliniserad gnejs, som fläckvis överlagras av jurassiska sand- och mostenar (se fig. 15; Ringberg 1982).

Morän med former som ej direkt följer berggrundsytan förekommer emellertid, och till dessa hör moränryggarna vars läge framgår av jordartskartan och fig. 10. Moränryggarna, som höjer sig 5–10 m över omgivningen, är oftast utsträckta i nordväst–sydost, dvs. vinkelrätt mot den sista isrörelseriktningen. Ryggarna uppträder i tre stråk med ca 3 km lucka mellan stråken. Det sydvästligaste stråket uppträder i höjd med Herrevadskloster (4h) och de båda andra finns nordost därom. Sannolikt utgör de tre stråken spår efter en aktiv isrand, vid vilken en ca 3 km bred zon successivt avsnördes som dödis. En ensamt liggande moränrygg är belägen 500 m nordost om Härnäs (2i). Ryggen som höjer sig 10–15 m över omgivningen har ej fått ryggbeteckning på jordartskartan men framträder ändå tydligt på grund av kartans höjdkurvor.

I innersta delen av Ängelholmsbäckenet mellan Ljungbyhed (3h-i) och V. Sönnarslöv (3g) är moränbäddarnas sammanlagda mäktighet högst 15–20 m, men oftast är mäktigheten mindre och ibland saknas morän helt och hållet (se fig. 12 och s. 37).

Inom området som begränsas av Rönne å i nordost, kartområdets gräns i öster och linjen Stockamöllan (0j)–Röstånga (2i)–Brandsberga (3i) i syd-

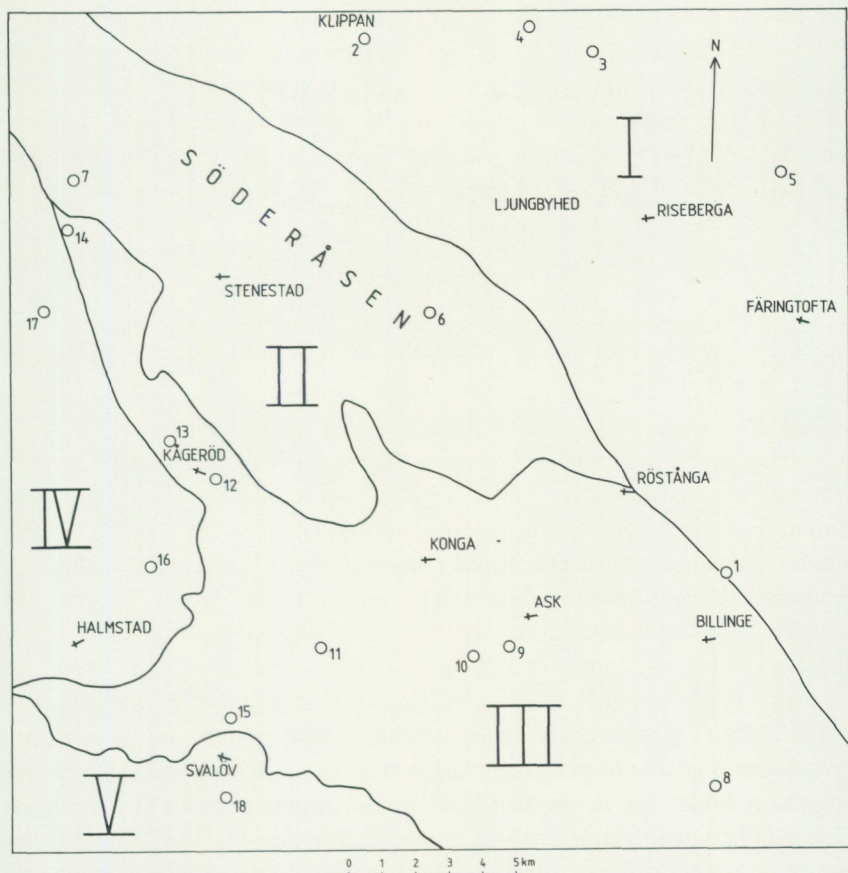


Fig. 14. Kartområdet morän uppdelat i olika delområden (I-V). Lokaler 1-18 är skärningar i morän som beskrivs på s. 141-151.

The till of the map area divided into different parts (I-V).

väst utgörs större delen av jorddjupet av morän, som i allmänhet är 0-20 m mäktig men lokalt uppgår till ca 50 m.

Moränens ytformer i nordvästra delen av detta område följer huvudsakligen den underliggande berggrundens relief. Området sydost om Bäljaneå (2i) domineras däremot av 1.5-3 km långa drumliner utsträckta i nordost-sydväst (se fig. 10). Drumlinerna mellan Bäljaneå och Rönne å har alla en synlig bergkärna av basalt i sin nordöstra del, medan drumlinen väster om Rugerup (1j) har en synlig bergkärna av Höörsandsten. Drumlinen väster

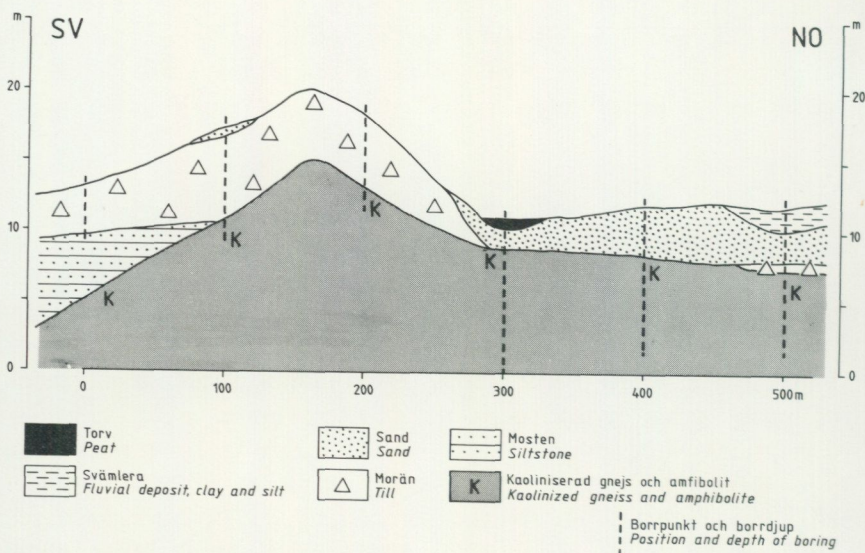


Fig. 15. Profil 650 m OSO om Färingtofta kyrka (3j).

Profile 650 m ESE of Färingtofta Church (3j).

om N. Hultarp (1j) har ingen synlig bergkärna och enligt borringar utförda i samband med kaolinprospektering inom området är jorddjupet 16 m i nordöstra änden av drumlinen och 25 m i centrala delen. I drumlinen Äskeskull (2j) är jorddjupet 27–28 m i centrala delen och 10–20 m i drumlinens nordvästra och sydöstra kanter. Drumlinerna har bildats under en isrörelse från nordost och har undgått deformation under isrörelsens vridning mot ONO (se s. 128).

Område II. Området omfattar Söderåsen (se fig. 14) där moränen i allmänhet är högst 5–10 m mäktig. På grund av den ringa mäktigheten sätter den underliggande starkt uppspruckna gnejsen sin prägel på moräntytan. Moränen har således sällan några former som inte är beroende av den underliggande berggrunden. Där större moränmäktigheter förekommer, t.ex. 28 m morän 250 m SSV om Slättåkra (3h), ca 30 m morän 300 m väster om Klåverödsgården (2h) samt sammanlagt mer än 22 m morän vid Finnstorp (2g), förefaller moränen vara lokaliserad till sprickor och håligheter i

gnejsen. Det framgår emellertid av kartan att inte alla sprickor är utfyllda med morän och andra jordarter. Söderåsens djupa raviner och flera andra sprickdalar är nämligen ofyllda. Detta diskuteras på s. 120.

Område III. Områdets läge framgår av fig. 14 och berggrunden av fig. 2.

Moränen är i allmänhet högst 5–10 m mäktig men lokalt är mäktigheterna större, t.ex. längs Söderåsens kant nordväst om Kågeröd (2g), där 18 m morän genomborrats 450 m sydost om Skrikeberg (2f) och 25 m morän vid Jordberga, 600 m OSO om Östergård (3f; borring 11 på jordartskartan). Ett annat område med större moränmäktighet är beläget mellan Åkarpsmölla (1h) och Gillastig (2h). Där är moränen 15–20 m mäktig på båda sidor om isälvsavlagringen norr om Konga (1h).

Berggrundens ytformer är bestämmande för moränens former inom större delen av området. Särskilt gäller detta inom det triangulära området mellan Röstånga (2i), Ask (1i) och Gunnaröd (0j), där lerskiffer går i dagen på åtskilliga ställen. Norr och nordväst om Ask finns ett småkulligt område, som liknar ett moränbacklandskap, men vars former sannolikt i stor utsträckning bestäms av underliggande berggrundsformer. Flera påträffade lerskifferhällar och observationer av lerskiffer i moränen stöder antagandet.

Inom vissa delar av område III förekommer även morän med egna former. Vid Blinkarp (2i) och Kongaklint (1h) finns 2–3 km långa drumlinor med en utsträckning i nordost–sydväst och en kärna av berg i nordöstra delen (se fig. 10). Drumlinen vid Blinkarp har en bergkärna av Hardebergasandsten medan den dubbla drumlinen vid Kongaklint har en kärna av diabas. Drumlinerna bildades vid en isrörelse från nordost. Båda drumlinerna undgick att omformas av senare isrörelser. Drumlinen vid Kongaklint motstod isrörelser såväl från öster som från sydväst. Detta är anmärkningsvärt, eftersom landisen plockade upp och förde med sig mycket lokalt jord- och bergartsmaterial vid dessa rörelser.

Vid Jordberga (3f) finns två 15–20 m höga höjder, vilka är utsträckta i VNV–OSO och i ytan består av morän. På två ställen i den västra höjden har mosten och kol påträffats. En borring i sydöstra kanten på den senare höjden (se borring 11 på jordartskartan) visar att 25 m mycket stenig och blockrik morän överlagrar lerskiffer. Denna borring och en borring i höjden 100 m nordväst om borrpunkt 11 tyder på att den kartlagda mostenen utgörs av en skälla i moränen. Sannolikt transporterades skällan med den sista isrörelsen från sydväst, från ett område med gruv- och Vallåkrala-

ger, vilket är beläget 2–3 km från Jordberga (se fig. 2).

Slutligen bör de flacka moränryggarna 200 m respektive 800 m sydost om järnvägsövergången vid Källstorp (0g) nämnas. De är utsträckta i nordväst–sydost och anses av Ekström (1934, s. 19) utgöra ändmoräner bildade vid en isrörelse från nordost.

Område IV. Området läge framgår av fig. 14 och berggrunden av fig. 2.

Moränens mäktighet överstiger i allmänhet ej 5–10 m. Större mäktigheter förekommer endast i nordvästra delen av området, mellan Rovegården (3f) och Brantastig (4f), där mäktigheter på 20–25 m har genomborrats. Vid och norr om Åvarp (3f) täcks moränen av glacial lera och isälvsavlagringar.

Inom huvuddelen av området har moränen flacka ytformer, som i allmänhet följer berggrundsyntans relief. Dessutom förekommer drumlinoida former utsträckta i nordost–sydväst. Höjderna sydost om Duveke (1f), sydväst om Smedstorp (1f), norr om Simmelsberga gård (2f) och nordost om Forsmark (2f) är exempel på sådana former. Det är sannolikt att dessa former, liksom drumlinerna vid Kongaklint (1h) och Blinkarp (2i), bildades vid den nordostliga isrörelsen över området och att de ej påverkades av senare östliga och sydvästliga isrörelser. Höjden sydväst om Smedstorp har en kärna av mosten i nordöstra delen, men i övrigt saknas säkra belegg för vad de drumlinoida formerna innehåller under ytan av morän. De drumlinoida formerna har ej markerats på fig. 10, där endast typiska drumlinformer har ritats ut.

Område V. Området är beläget i sydvästa delen av kartområdet och utgör utbredningsområde för den ler- och kritrika moränen (se fig. 14 och jordartskartan). Berggrunden inom området framgår av fig. 2.

Två moräner med eller utan mellan- och underlagrande sand- och gruslager har urskilts inom området (se s. 41). Den sammanlagda moränmäktigheten uppgår i allmänhet till 5–15 m.

Moränens former är i allmänhet svagt böljande och några distinkta drag kan ej urskiljas. Ett höjdstråk, som är mer eller mindre tydligt, förefaller emellertid följa södra sidan av den ler- och kritrika moränens gräns från Brödåkra (0f) i väster till Östergård (0g) i öster. Stråket är tydligast i östra delen vid Norrehäll (0g), Östraby (0g) och Vittskövle gård (0h). Höjdstråket kan tänkas utgöra en otydligt utbildad ändmorän. Denna tillhör i så fall den yngsta s. k. lågbaltiska isströmmen vilken rörde sig från söder–sydväst in över Svalövsområdet upp till ca 135 m ö.h. på Söderåsens sydvästra del (se fig. 61).

Sammansättning, utseende och innehåll

Främst på grund av variationer i berggrundens sammansättning växlar moränen till sammansättning, utseende och innehåll starkt inom kartområdet. Därför beskrivs moränen områdesvis och beskrivningen följer samma indelning av kartområdet som beskrivningen av moränens mäktighet och ytformer (se fig. 14).

Område I. Huvuddelen av området domineras av sandig-moig morän, vars kornstorleksfördelning framgår av proverna 2–4 i tabell 1 samt av fig. 16. Fördelningen präglas främst av att huvuddelen av berggrundsmaterialet i moränen utgörs av gnejs.

Inom vissa delar av området är moränen lerig sandig-moig och innehåller 5–10% ler (se proverna 10–11 i tabell 1 och fig. 16). Lerinnehållet beror främst på att landisen tog upp kaolin (se s. 30) som sedan avsattes tillsammans med övrigt berggrundsmaterial. Leriga moräner med kaolininnehåll förekommer bl.a. mellan Rönne å och Färingtofta (3j). Två områden med moränlera, som sannolikt också innehåller kaolin, är belägna utmed Rönne å 900 m nordost om Ljungsgård (3j) och 500 m ONO om Ådala (2j). Även norr om Söderåsen, i innersta delen av Ängelholmsbäckenet mellan Ljungbyhed (3h-i) och V. Sönnarslöv (3g), förekommer lerig morän och moränlera i två moränbäddar överlagrade av isälvsavlagringar, glacial lera och yngre grovkorniga sediment. Dessa moräner beskrivs på s. 37. Lokalt kan ett högre lerinnehåll i moränen även bero på att glacial lera tagits upp av landisen och avsatts som moränlera (se skärning 2 på s. 143).

Inom område I finns även några små ytor med grusig-sandig morän 1–2 km söder om Färingtofta kyrka.

Moränen inom område I är i allmänhet normalblockig. Blocken är oftast små, vilket kan bero på att gnejsberggrunden genom sin sprickighet utgjorde ett redan sönderdelat utgångsmaterial för landisen. Vid upptagningen och transporten i isen sönderdelades materialet ytterligare. Jämfört med normalblockiga moräner på mindre sprickrika urbergsunderlag förefaller områdets morän vara blockfattig. Intrycket är dock falskt eftersom många små block döljer sig i markytan under växttäcknet och endast de medelstora är synliga (se fig. 17). Enstaka små ytor med något större block förekommer inom området, främst i anslutning till amfibolitberggrund.

Blockrik morän är sällsynt och förekommer endast inom små områden. Ett sådant område är beläget 1 km VNV om Anderstorp (2j) och ett annat 2.5 km norr om Färingtofta (3j). Längs Rönne å finns mindre områden med

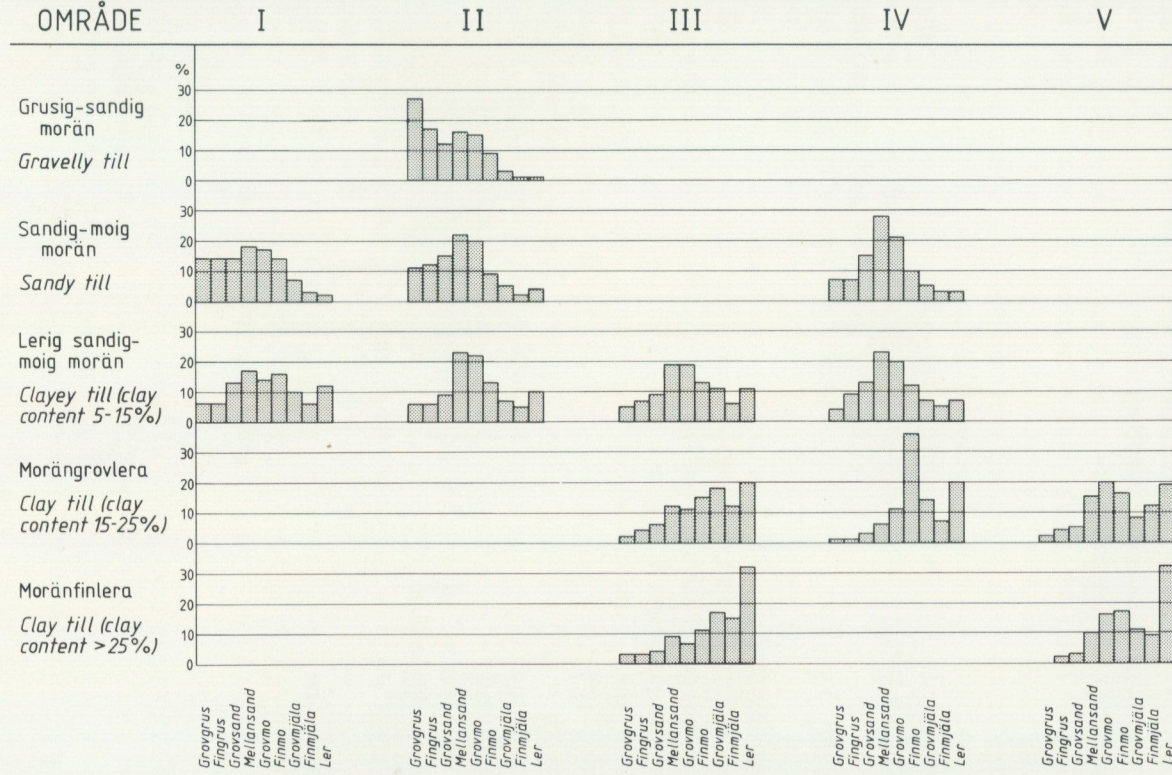


Fig. 16. Kornstorleksfördelningen i kartområdets moräner.
The grain-size distribution of the tills in the map area.

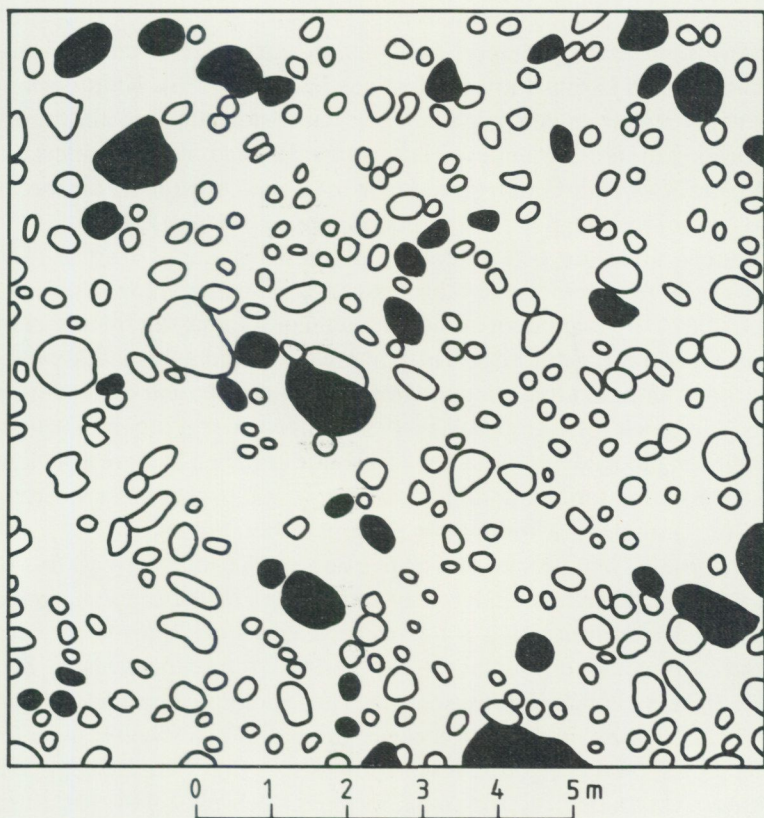


Fig. 17. Blockens yttäckning inom en yta av normalblockig morän 900 m öster om Torsjö (4i). De svärtade blocken är synliga i markytan.

Superficial boulder frequency in an area with medium boulder frequency 900 m east of Torsjö (4i). The black boulders are visible on the ground surface.

blockrik morän, som åtminstone delvis kan vara resultatet av ursköljning i samband med isavsmältningen, då även isälvsavlagringarna i dalgången bildades (se s. 86). De blockrika områdena längs Rönne å når sällan högre än 55–60 m över havet, dvs. något över högsta kustlinjen (se s. 93).

I en del områden är urbergsblocken tydligt rundade, t.ex. vid Rönne å östra strand 1 km VSV om Annarp (2j), där blocken ligger tätt. Rundningen behöver inte vara orsakad av transport i vatten eftersom blocken kan utgöra s.k. kärnblock, dvs. hårda partier från områdets kaolinförekomster. Kärnblocken motstod kaolinvittringen av urberget och plockades

sedan ofta upp och transporterades någon sträcka av landisen. Blocken har observerats på markytan men har även påträffats i en moränskärning tillsammans med kaolin 1 km nordost om Jällatorpet (2i). Kärnblocken är oftast något större än de övriga blocken i moränen. Genom sin rundning och storlek kan de i allmänhet urskiljas bland övriga block i markytan (se fig. 18). De är vanligast inom områden med kaolinförekomster (se jordarts-kartan) men förekommer glest spridda inom hela område I.

Moränens utseende och innehåll har kunnat studeras i ett fåtal små skärningar inom området, (se skärningarna 1–5 i beskrivningen på s. 141–144 och i fig. 14). Enligt dem är blockhalten i moränmassan måttlig medan stenhalten är måttlig till hög. Vid grävningar i samband med kaolinprospektering framkom att moränen närmast kaolinet ofta har en förhöjd halt av rundade block (Shaikh och Wik 1983). Blocken kan utgöra kärnblock, som landisen plockade ur kaolin och transporterade en kortare eller längre sträcka. Moränmaterialet domineras av gnejs. Vid basalt- och sandstensförekomsterna ökar dock inslaget av de senare bergarterna.

Inom område I är moränen ofta brun-rödbrun och moig i övre 0.5–1.0 m, vilket innebär att endast analyser av prover från djupare grävningar och skärningar är representativa för moränens kornstorleksfördelning inom området. Liknande förhållanden har beskrivits från nordvästra Skåne (Daniel 1978, s. 37 och 1980, s. 29) och från Göteborgsområdet (Magnusson 1978, s. 29–32). Inom kartområdet kan det moiga ytlagret även förekomma på isälvsavlagringar. Prover för analyser togs i en skärning 350 m sydost om Äktaboden (4j; skärning 5 i fig. 14 och på s. 144) för att man om möjligt skulle kunna utröna huruvida den moiga övre delen av moränen skiljer sig till sammansättning och innehåll från den underliggande moränen. Analyserna av bergartsinnehållet i fingrusfraktionen visar ej någon märkbar skillnad mellan moränerna. Lermineralanalyserna visar att den till synes opåverkade moränen innehåller 10–15% kaolinit och lika mycket vermikulit samt ca 5% vardera av illit och klorit. Den övre moiga moränen har en mera svårbedömd sammansättning. Den innehåller, förutom fältspat, kvarts och hornblende, även något kaolinit och glimmer samt en vittringsprodukt, som sannolikt är av typ blandskikt klorit-aluminium-vermikulit.

Skälen till att moränens övre del gör ett moigt intryck kan vara flera. Den mest sannolika anledningen är att ett redan i berggrunden primärt vittrat material, efter landisens upptagning, transport och avlastning, har vittrat ytterligare genom olika processer efter isens avsmältning.

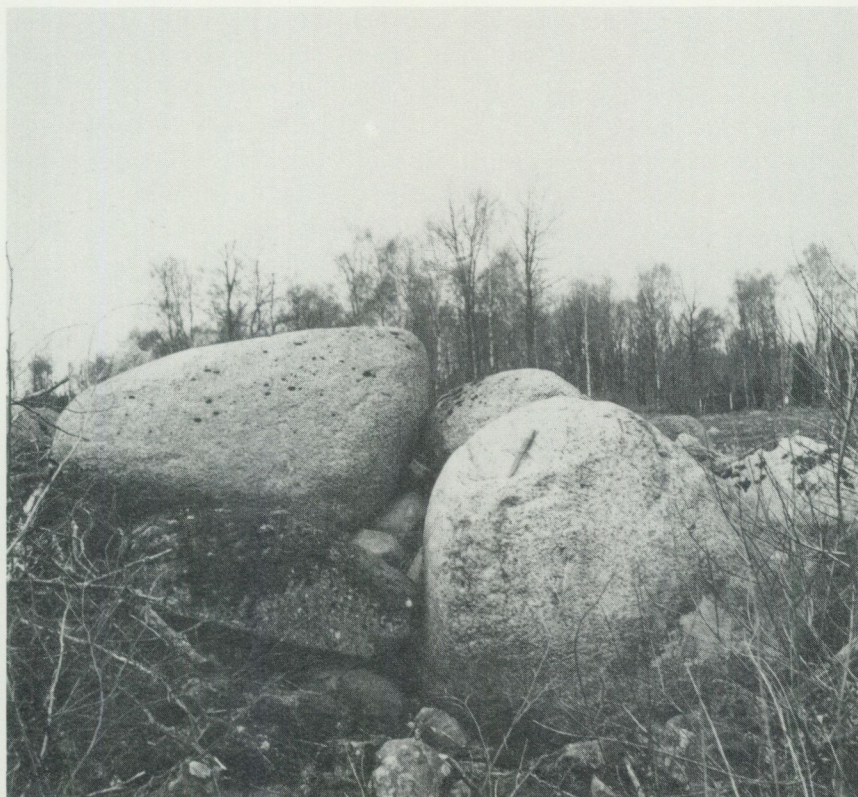


Fig. 18. Kärnblock 900 m nordväst om Anderstorp (2j). Foto B. Ringberg 1983.
Remnants of original rock, core stones 900 m north-west of Anderstorp (2j).

I samband med redovisningen av lerhalten i området leriga moräner och moränleror påpekades att kaolininnehållet orsakar högre lerhalt i moränen (se s. 47). Kaolinet kan förekomma i moränen dels som små skållor, dels spritt i moränens grundmassa. I en skärning i morän 1.0 km nordost om Jällatorpet (2j) har kaolin påträffats i anslutning till ett kärnblock i moränen. Prov 11 i tabell 1 och 3 visar kornstorleksfördelningen och lermineralinnehållet i en lerig morän med högt kaolininnehåll spritt i moränens grundmassa.

Kalkhaltiga moräner är sällsynta inom område I. De enda kända förekomsterna har lokaliserats genom borrhningar. Dessa visar att kalkhaltiga moräner främst uppträder omedelbart norr om Söderåsen i innersta delen

av Ängelholmsbäckenet och på enstaka punkter sydost därom (s. 37–39). Dessutom har kalkhaltiga (5–10%) moräner påträffats i två borrhningar 350 m OSO och 450 m sydost om Lugnet (3i). Enstaka flintor förekommer i moränen i den norra borrhningen. I båda borrhningarna vilar moränen på kaolin. Vid Värgapet (4i; borrhning 10 på jordartskartan) har svagt kalkhaltig (2–3%) glacial lera och morän påträffats under en isälvsavlagring. Moränen vilar även här på kaolin. Slutligen har svagt kalkhaltig morän på kaolin påträffats i en borrhning 1250 m väster om Färingtofta kyrka (3j).

Enligt de få borrhningar, som redovisar kalkhaltiga jordarter, uppträder kalkhalten först på mer än 5 meters djup. Moränerna i de ytliga skärningarna har inte heller någon mätbar kalkhalt. Enstaka flintor har påträffats vid markytan inom olika delar av område I och det kan inte uteslutas att moränen lokalt kan innehålla material från små okända kritförekomster och därmed också ha en högre kalkhalt. Oftast beror dock kalkhalten i underliggande moräner på att de senare innehåller paleozoiska kalkstenar från Östersjöområdet. Kalkstenarna har förts till området med äldre isrörelser från öster-sydost (se s. 127).

Område II. Även huvuddelen av Söderåsen (se fig. 14) domineras av sandig-moig morän vars kornstorleksfördelning främst är en följd av i hur stor utsträckning landisen tog upp och krossade ned material från gnejsberggrunden (se prov 5 i tabell 1 samt fig. 16). Liksom inom område I har den sandig-moiga moränen ofta ett moigt ytlager (se s. 50).

Längs Söderåsens sydvästra sluttning är moränen oftast lerig sandig-moig (se prov 12 i tabell 1 och fig. 16) och t.o.m. morängrovlera förekommer, t.ex. norr om Kågeröd (2g; prov 22 i tabell 1). Lerinnehållet i de lerbärande moränerna beror sannolikt främst på att isen vid den sista isrörelsen från sydväst (se s. 131) tog upp och krossade lerskiffer och andra mjuka bergarter från området sydväst om Söderåsen. På Söderåsens nord-sida finns några områden med lerig morän som har fått sin lerbärande genom att landisen vid den nordostliga isrörelsen avlastade moräner med innehåll av kaolin eller glacial lera (Lindström 1878, s. 18–19). Dessutom förekommer enstaka små områden med lerig morän uppe på Söderåsen, där den leriga moränen ofta överlagras av 0.5–1.0 m sandig-moig morän. Dessa områden har ej markerats på jordartskartan.

På Söderåsen finns också några små områden med grusig-sandig morän (se prov 1 i tabell 1 och fig. 16).

Moränytorna på Söderåsen är i allmänhet normalblockiga. Blocken är

oftast små, ännu mindre än inom område I, vilket torde bero på att gnejsen på Söderåsen är ännu mer uppsprucken än inom området nordost därom. Gnejsen utgjorde därmed ett utgångsmaterial som vid landisens bearbetning och avlastning ofta sönderdelades till sten och små block. Därvid bildades även övergångsformer mellan rösberg och morän. Man kan förmoda att ursprungsmaterialet till moränen uppvisade sten och block i samma storlekar som förekommer i rasmaterialet (talus) längs ravinerna på Söderåsen. Rasmaterialet har bildats genom frostsprängning av den sprickrika gnejsen under senglacial tid (se s. 117). Vid kartläggningen har det ibland varit svårt att skilja mellan morän och rasmaterial varför beteckningen talus endast har använts i otvetydiga fall.

Enstaka rundade och något större block i moränytorna utgör i allmänhet s.k. kärnblock (se s. 49), som transporterats av landisen från områden nordost och öster om Söderåsen men som också i viss utsträckning kan ha kommit från åsens torbildningar (se fig. 9).

Medan moränen ofta är mycket stenig finns däremot relativt få blockrika områden. Ett sådant är beläget söder om Maglabykärr (4f) och ett annat i södra utkanten av Stenestad (3g), där moränytorna dessutom är mycket steniga. Ett tredje område med blockrik morän finns i slutningarna nära Smedjebacken (3g; se fig. 19).

Moränytorna på Söderåsen domineras av sten och block från gnejsberggrunden. Lokalt förekommer inslag av diabas och amfibolit. Morärens innehåll framgår förutom av fältbedömningen även av analyser av morärens fingerfraktion (se prov 5 i tabell 2). En lermineralanalys har utförts på samma prov (se prov 5 i tabell 3) som har tagits 900 m ONO om Grindhus (3h; skärning 6 i fig. 14).

Moränerna uppe på Söderåsen är i allmänhet kalkfattiga, men i två djupa borrhningar vid Slättåkra (3h) och Klåverödsgården (2h) har kalkhaltiga moräner påträffats (se s. 40). Dessutom har kalkhaltiga moräner påträffats på 1–12 meters djup i fyra borrhningar 1–2 km söder till OSO om Stenestad (3g). I den djupaste av dessa borrhningar, 800 m SSO om Stenestads kyrka (3g), har lerskiffer, mo- och sandsten påträffats på 5 m och dessutom röd kalksten på 10 m djup i moränen.

Längs Söderåsens sydvästra slutning innehåller de leriga moränerna och morängrovlerorna förutom gnejs även lerskiffer samt enstaka ordoviciska kalkstenar och fragment av kritbergarter, bl.a. flintor. På grund av bergartsinnehållet är dessa moräner kalkhaltiga under den urlakade övre delen och användes förr till mörnging (kalkning) i jordbruket. Enligt Nathorst



Fig. 19. Rikblockig morän vid Smedjebacken (3g). Foto B. Ringberg 1981.

Moraine area with high boulder frequency at Smedjebacken (3g).

(1885, s. 87) har märgelgravar tidigare funnits bl.a. vid Killegården (3f) och Stubbaröd (3f). Dessutom visar botaniska inventeringar, utförda av bl.a. föreningen Söderåsens Natur, att kalkkrävande växter förekommer allmänt längs Söderåsens sydvästsluttning mellan Skoghus (4f) och Oregården (3g). Skärning 7 i fig. 14 uppvisar emellertid en morän som varken är kalkhaltig eller innehåller kalksten trots läget nära Söderåsens sydvästsluttning (se s. 144).

Enstaka flintor har påträffats på markytan uppe på Söderåsen och Lindström (1878, s. 19) nämner flera lokaler där bl.a. flintor förekommer i en lerig kalkhaltig (1–7%) morän, som täcks av en kalkfattig grövre morän. Uppe på åsens norra sluttning, söder om Mårtenstorp (4f), har Lindström även påträffat siluriska bergarter i moränen.

Nathorst (1885, s. 84–86) har beskrivit märgelgravar vid Rallate (2i) och

en skärning vid Knallarehyttan (3i), nära kanten till Skäralidravinen. På båda ställena påträffade Nathorst kalkhaltiga moräner, som överlagras hållar med räfflor i S 25°–30°O. Moränerna innehåller block av silurisk skiffer och kalksten, Östersjökalksten, sandsten samt, vid Knallarehyttan, även flinta och brunkol. På den senare lokalen är "bottenmoränen" 5 m mäktig, varav den undre delen är blåaktig och den övre brun-gulbrun. "Bottenmoränen" överlagras av ca 1 m grövre morän med skarpkantiga block av gnejs och diabas. Den undre moränen och de SSO-liga räfflorna tillhör förmodligen ett skede som är äldre än den nordostliga isrörelsen (Nathorst 1885, s. 84). En preliminär undersökning av lokalen vid Knallarehyttan under denna kartläggning bekräftar Nathorsts uppgifter om att en underliggande äldre morän med baltiskt bergartsinnehåll, avsatt från SSO, förekommer vid Knallarehyttan.

Två små skärningar på åsens nordöstra sluttning vid Forsby skog (3g) och 750 m ONO om Ljungby (3h) visar att leriga moräner, vilka varken innehåller kalkstenar eller är kalkhaltiga kan förekomma på Söderåsen. Moränen i skärningarna domineras av lokala kristallina bergarter och den höga lerhalten kan, som tidigare nämnts, bero på ett större kaolininnehåll eller innehåll av upptagna äldre glaciala leror.

Område III. Större delen av området domineras av lerig sandig-moig morän och morängrovlera vars kornstorleksfördelning framgår av proverna 13–16 och 23–25 i tabell 1 samt av fig. 16. Inom mindre områden nordväst och öster om Trolleholm (0i) förekommer även moränfinlera (se prov 33 i tabell 1 och fig. 16). Sandig-moig morän förekommer men har liten utbredning.

Områdets berggrund sätter sin prägel på moränens kornstorleksammansättning. Lerhalten i moränerna är således främst en följd av att landisen tagit upp, krossat ned och avsatt material från områdets ordoviciska och siluriska lerskifferar (se fig. 2). Det direkta sambandet mellan berggrundens och moränens sammansättning framgår inte minst av den skarpa gränsen mellan lerbärg och leriga moräner utmed övergångar mellan urbergsområdet (inklusive områdena med Höör- och Brandsbergasandsten) och lerskifferområdet. Gränsen är tydligast längs Ringsjöförkastningen mellan Rönneholm (0j) och Röstånga (2i), samt vidare västerut till Gillastig (2h). Vid den delen av gränsen rörde sig isen i slutskedet från NO–ONO in över lerskifferområdet. Väster om Gillastig kom däremot den sista isrörelsen från söder-sydväst in mot Söderåsens sydvästsluttning mel-

lan Konga (1h) och Brantastig (4f). Där rörde sig isen således från lerskifferområdet in mot urbergsområdet. Det medförde att leriga moräner avsattes även inne på det senare området, varvid gränsen mot de lerfattiga moränerna blev diffus. Det omvända förhållandet, dvs. att man finner lerfria moräner sydväst om Ringsjöförkastningen, är inte så vanligt. Även om urbergsinslaget i moränen på lerskifferberggrunden i allmänhet är betydande så är områdena med lerfri sandig-moig morän oftast små.

Morän som innehåller mycket lerskiffer har ofta en smetig konsistens i fuktigt tillstånd, vilket sannolikt beror på att halten finmo-mjåla är hög i moränen. Sammansättningen har medfört svårigheter att rätt bedöma moränens lerhalt i fält. Talrika kornstorleksanalyser visar emellertid att den beskrivna moräntypen ofta har en lerhalt som överstiger 15%. Därmed har den klassificerats som moränlera (se prov 25 i tabell 1).

Inom område III finns även en liten yta med grusig-sandig morän. Den är belägen 500 m sydväst om Blinkarp (2i) i en drumlin, som har bildats kring en kärna av Hardebergasandsten (se s. 45). Moränen innehåller endast ca 5% sandsten, som ej har påverkat kornstorlekssammansättningen i någon större utsträckning.

Moränytorna inom område III är oftast blockfattiga men små områden med normalblockig morän förekommer. Landskapets karaktär av s.k. risbygd med omväxlande åker, äng och skogsdungar har försvårat bedömningen av blockfrekvensen, eftersom plockningen av block och sten har varit olika intensiv inom olika delar av området. Vid bedömningen av moränens blockhalt i ytan har således hänsyn tagits till såväl de ytor som plockats i liten utsträckning som till åkrar med varierande mängder block i gårdsgårdarna. Liksom inom övriga delar av kartområdet är blocken i allmänhet små. Stenhalten är oftast tämligen hög i moränytorna och lokalt förekommer mycket steniga ytor.

De skärningar (se fig. 14) som kunnat studeras är för små för en säker bedömning av moränens block- och stenhalt. Det förefaller emellertid, som om blockhalten i moränen i allmänhet är låg till måttlig medan stenhalten är måttlig.

Block och sten i moränytorna utgörs oftast av kristallina bergarter, huvudsakligen gnejs. Även lerskiffer förekommer i stenfraktionen men däremot sällan som block på grund av att landisen snabbt krossade ned lerskiffern till mindre fraktioner. På jordartskartan över Skåne har Ekström (1946) använt benämningen skiffer-urbergsmorän som en samlande benämning på denna typ av morän.

I anslutning till hållarna av Hardebergasandsten finns mycket block av bergarten i moränytorna. Förhållandet är särskilt tydligt vid och sydväst om sandstenshållarna 700 m NNV och 500 m nordost om Blinkarp (2i).

Även om moränytorna ofta domineras av block och stenar av kristallina bergarter är moränens innehåll inom område III i allmänhet mycket lokalt betonat. Det lokala bergartsinnehållet syns, förutom i skärningarna, också i moränens färgskiftningar. Den grå ordoviciska och siluriska lerskiffern har således givit moräner med stort skifferinnehåll en grå färg, som är särskilt väl synlig under vårens torrperioder innan grödan skymmer markytan. Skiffer-urbergsmoränen skiftar i allmänhet i grå-gråbruna färger och kan lätt skiljas från t.ex. den ler- och kritrika moränen (område V), som oftast är rödbrun i markytan. Färgskillnaderna mellan moräntyperna beror sannolikt på en skillnad bl.a. i lermineralsammansättningen, en skillnad som framträder tydligast vid jämförelse mellan moräntypernas vittrade (oxiderade) partier.

Även andra bergarter inom område III har direkt påverkat moränens färg. Som exempel kan nämnas den mörkröda leran i Kågerödsformationen (se s. 28), som lokalt färgat moränen röd. Det syns bl.a. i markytan väster om Kågeröds kyrka (2g). Alunskiffern har på samma sätt färgat moränen svart kring hållarna 250 m norr och nordväst om Åkarpsmölla (1h) genom att skiffern krossats ned till fraktioner mindre än sten. Alunskiffer i morän har för övrigt nästan enbart observerats i närheten av hållarna inom området, vilket dels kan bero på att så få skärningar påträffats, dels på att alunskiffern mycket snabbt krossas ned till fraktioner som ej kan urskiljas visuellt.

Moränens utseende och innehåll inom område III har kunnat studeras i ett antal skärningar (nr 8–15 på s. 146 ff. och i fig. 14). Dessa visar att moränens bergartsinnehåll generellt sett domineras av den lokala berggrunden och att det lokala materialet ökar i mängd mot djupet (se t.ex. skärningarna 8, 9 och 12 samt analyserna av moränens fingrusfraktion i tabell 2). I vissa av skärningarna har två moräner med olika bergartsinnehåll påträffats (se skärningarna 12, 13 och 15).

Moränernas lermineralinnehåll har undersökts i tre skärningar inom område III (skärningarna 8, 9 och 12 i fig. 14). Resultatet redovisas i beskrivningen till skärningarna och i tabell 3.

Enligt analyser utförda på prover från bl.a. de beskrivna skärningarna är moränen inom område III kalkfattig i de övre 2–3 metrarna, vilket sannolikt är en följd av urlakning. Brunnsborrningarna inom området visar

nämligen att moränens kalkhalt i allmänhet uppgår till 5–15% på mer än 3 meters djup. Kalkhalten är sannolikt en följd av att moränen innehåller mycket lerskiffer. Även kalkhalten i lerskifferberggrunden varierar nämligen mellan 5–15% och är ibland högre.

Område IV. Större delen av området domineras av lerig sandig-moig morän vars lerhalt oftast understiger 10% (se proverna 17–18 i tabell 1). Inom stora delar av området är lerhalten så låg att moränen har betecknats som sandig-moig (se prov 8). Dessutom förekommer mindre områden med moig och lerig moig morän (se prov 20) samt morängrovlera (prov 26). Moränen skiljer sig genom sin lägre lerhalt från moränen inom område III (se fig. 16). Skillnaden beror främst på att lerskifferberggrunden inom det senare området har krossats till ett finkornigare och lerigare moränmaterial än Kågerödsformationens och gruvlagrens bergarter inom område IV. Det är sannolikt Kågerödsformationens sandstenar som har givit upphov till den grövre sandiga mellanmassan i moränen inom område IV. De små områdena med moig och lerig moig morän ligger oftast i anslutning till kända förekomster av berggrund som består av bl.a. mosten ur gruvlagren. Den moränen har således främst erhållit sin moiga sammansättning genom nedkrossning av mosten.

Moränytorna inom området är oftast blockfattiga men särskilt i norra och mellersta delarna av området förekommer även normalblocktiga ytor. Bedömningen av blockfrekvensen har försvårats av att plockningen av block och sten har varierat i intensitet inom olika områden beroende på hur jorden har brukats (jfr s. 56). Liksom inom övriga delar av kartområdet är blocken i allmänhet små. Stenhalten i moränytorna är ofta tämligen hög och lokalt kan mycket steniga ytor förekomma.

De få skärningar som har kunnat studeras räcker ej för en säker bedömning av block- och stenhalten i moränen. Det förefaller emellertid som om blockhalten i allmänhet är låg-måttlig medan stenhalten är måttlig. De lokala variationerna kan vara stora.

Trots att moränens innehåll av lokala bergarter är stort utgörs block och sten i moränytorna oftast av längre transporterade, kristallina bergarter, främst gnejs. Kågerödsformationens grova och delvis okonsoliderade sandstenar är i allmänhet nedkrossade till fraktioner mindre än sten och syns därför inte så tydligt i moränytorna. Däremot har formationens mörkröda lera här och var satt sin färg på moränen. Även gruvlagrens bergarter har oftast krossats ned till fraktioner mindre än sten, men på moränytorna

kring hållarna av mosten kan förekomma koncentrationer med block och sten av ljus mosten. Inslaget av lokala bergarter syns också tydligt i skärningarna (se skärningarna 16–17 i fig. 14 och på s. 149). Moränens bergartsinnehåll i fingrusfraktionen framgår av proverna i tabell 2 och lermineralinnehållet av proverna i tabell 3. Sannolikt finns en del grövre partiklar från Kågerödsandstenen inräknade i värdena för de kristallina bergarterna, eftersom de båda bergarterna kan vara svåra att skilja åt i finare fraktioner.

Enligt analyser av prover från bl.a. skärningarna 16–17 är moränen kalkfattig till åtminstone 2 meters djup. I fem brunnsborringar har emellertid påträffats moräner på 3–15 meters djup vilka uppvisar kalkhalter varierande från 2–3% till mer än 15%. Den lägre kalkhalten i moränens övre del är sannolikt en följd dels av att den övre moränen inom området nästan helt saknar kalkhaltigt material, dels av urlakning till 2–3 m. Den högre kalkhalten på större djup än 3 m beror sannolikt på att borrningarna där har nått ned i äldre moräner med kalkhaltigt berggrundsmaterial, t.ex. kalkhaltiga lerskiffrar.

Område V. Större delen av området med den ler- och kritrika moränen domineras av moränfinlera och morängrovlera vars kornstorleksfördelning framgår av proverna 29–32 i tabell 1 samt av fig. 16. I Rååns dalgång väster om Tirup (0f) förekommer dessutom en lerig sandig-moig morän, som är stenigare och sannolikt äldre än den ler- och kritrika moränen. Den senare har block- och stenfattiga ytor, som starkt kontrasterar mot de steniga moränytorna norr om den ler- och kritrika moränens gräns (se fig. 20). Även moränens innehåll av block och sten är litet. Block är sällsynta och stenhalten är låg.

Den ler- och kritrika moränens gräns mot moränerna norr därom har dragits där förekomsten av flintor och andra kritbergarter upphör på markytan. Enstaka kritbergarter kan emellertid påträffas även norr om gränsen som utgör en 50–100 m bred övergångszon. Där gränsen är som tydligast, t.ex. norr om Svalöv (0g), utgör den också gränsen mellan moränlera och lerig morän. Längs andra sträckor, t.ex. väster och öster om Tarstadgården (0f), består jordarten på båda sidor om gränsen av lerig sandig-moig morän. Gränsen, som ibland är belägen i en nedförs- och ibland i en uppförsbacke, ligger 60–70 m ö.h., medan den ler- och kritrika moränen når som högst 80–85 m ö.h.

Den ler- och kritrika moränen innehåller endast 30–40% kristallina bergarter, vilket framgår av analyser på prover från skärning 18 (fig. 14 och



Fig. 20. Gränsen mellan stenfattig ler- och kritrik morän och stenig morän 1 km norr om Svalövs kyrka (0f). Foto B. Ringberg 1979.

The northern limit of till rich in clay and chalk 1 km north of Svalöv Church (0f).

s. 150). Övriga bergarter utgörs av paleozoiska kalkstenar och skiffrar, kritkalkstenar, danienkalkstenar, sandstenar m.m. Moränen innehåller, förutom krit- och danienkalkstenar, även rikligt med skrivkrite- och daniénflintor. Dessutom förekommer hela skållor av skrivkrita i moränen. Skållorna kan vara minst 5 m mäktiga och upp till flera tiotal meter breda (Nathorst 1885, s. 60–62 och Ekström 1934, s. 27). En borrhning invid en liten täkt i en av dessa skållor 350 m SSV om Åkernäs (0f) visar att skållan är 1 m mäktig och överlagras av 1.5 m moränlera. Skållan underlagras av mer än 3 m moränlera. Kritskållans mäktigaste del är utbruten och skrivkritan har använts för kalkningsändamål.

Under kartläggningen påträffades en skålla av skrivkrita i moränleran 600 m SSV om Svalövs kyrka (0g). Skållan, som är mer än 1 m mäktig, kan

följas i moränen ca 5 m. Den når upp till 1 m under markytan och dess överyta stupar 15°–20° mot SSV. Skållan, som smalnar av i en spets mot norr, är belägen i en mer än 3 m mäktig moränlera med en struktur (s.k. *fissility*) som kännetecknar morän avlagrad vid botten av aktiv is. Vid avlagringen, från SSV, smetades skrivkritan ut till sin nuvarande form. Skållans stupning avspeglar sannolikt riktning och stupning på skjuvningsplan i isen.

Den ler- och kritrika moränen är oftast brun-brungul eller gråbrun ned till maximalt 3–4 m djup. Det är sannolikt främst luftens oxiderande verkan som har givit moränen den brunaktiga färgen. I markytan har moränen en rödbrun färg och skiljer sig därmed tydligt från den grå-gråbruna skiffer- och urbergsrika moränen norr om den ler- och kritrika moränens gräns.

Den ler- och kritrika moränen har en så hög kalkhalt som 15–25% i sina icke urlakade partier. Den saknar däremot ofta mätbar kalkhalt i övre delen till 1 m djup på grund av urlakning. Den höga kalkhalten i de icke urlakade delarna av moränen är främst en följd av det stora innehållet av olika slags kalkstenar. Moränens lermineralinnehåll framgår av tabell 3 (proverna 29–31).

Den ler- och kritrika moränens höga innehåll av skrivkrita och andra kalkstenar tillfördes av den s. k. lågbaltiska isen, som plockade upp och förde med sig dessa bergarter från ursprungsområdena i olika delar av södra Östersjön. De höga lerinnehållet tillfördes när den lågbaltiska isen från söder förde med sig tidigare avlagrad glacial lera. Leran har nämligen ej påträffats vid borrhningar genom den ler- och kritrika moränen inom område V, som är beläget 45–85 m ö.h. Däremot har mäktiga lager glacial lera påträffats i motsvarande läge under 40 m ö.h. söder om kartområdet (Ringberg 1980, s. 75). Man kan således förmoda att den lågbaltiska isen plockade upp glacial lera från nivåer under 40 m ö.h. Leran transporterades därefter vid isens botten till nivåer högst 85 m ö.h. inom område V där leran avlagrades tillsammans med det övriga moräninnehållet. Som en följd av det stora lerinnehållet vid isens botten kunde den lågbaltiska isen ej transportera ler- och kritrik morän längre än till i höjd med Svalöv. Isens övre del fortsatte emellertid till ca 135 m ö.h. på Söderåsen (fig. 61) och avlagrade moräner med lokalt bergartsinnehåll (se s. 131).

Den ler och kritrika moränens stratigrafiska och tidsmässiga läge diskuteras i kapitlet "Kartområdets senkvartära historia".

Isälvsavlagringar

Isälvsavlagringarna inom kartområdet visar i vilka riktningar landisen dränerades under avsmältningen. På grund av isens komplicerade rörelsemönster under det sista aktiva skedet gick dräneringen i olika riktningar inom olika delar av området. Beskrivningen av isälvsavlagringarna följer en indelning som delvis har gjorts på grundval av dessa riktningar (se fig. 21).

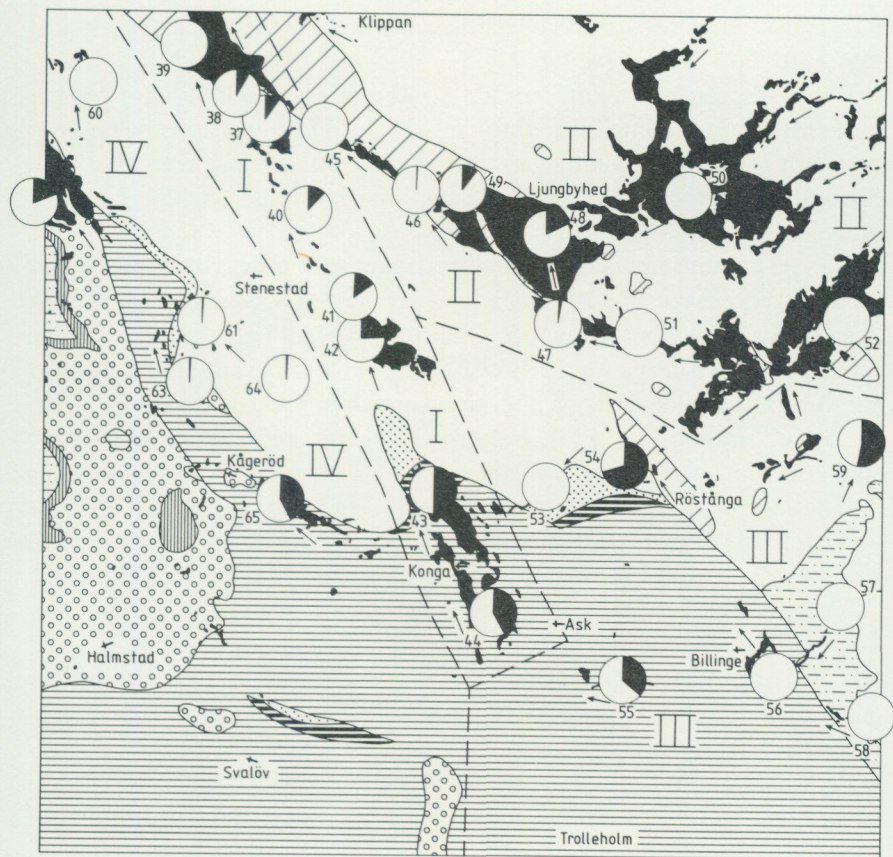
Man kan förmoda att isälvsavlagringarna mellan V. Sönnarö (4g) och Konga (1h) är de äldsta inom kartområdet och de beskrivs därför först (se fig. 21 samt fig. 59). Isälvsavlagringarna inom övriga delområden bildades sannolikt successivt med viss tidsskillnad mellan avlagringarna norr och söder om Söderåsen. Det är således sannolikt att de isälvsavlagringar söder om Söderåsen, som bildades när isen med isrörelse från sydväst avsmälte, är de yngsta inom kartområdet.

I anslutning till isälvsavlagringarna norr om Söderåsen, i Ängelholmsbäckenets innersta del, förekommer utbredda avlagringar av främst sand men även grus och grovmo på nivåerna 25–45 m ö.h., dvs. under högsta kustlinjen. Sedimenten bildades sannolikt något senare än isälvsavlagringarna och utan den nära kontakt med landisen som kännetecknar de senare. I allmänhet underlagras dessa lägre belägna sediment av glacial lera. De beskrivs under rubriken "Svallsediment och andra grovkorniga havssediment" (se s. 95).

Under respektive delområde beskrivs isälvsavlagringarnas utbredning, form, mäktighet, kornstorlekssammansättning, bergartsinnehåll och bildningssätt.

Kartområdets varierande berggrunds- och moränsammansättning avspeglar sig i isälvsavlagringarnas lika varierande innehåll av olika bergarter. På fig. 21 redovisas skifferinnehållet i ett antal isälvsavlagringar inom kartområdet mot bakgrund av en förenklad berggrundskarta (se även tabell 2). Av bergartsinnehållet framgår, förutom avlagringarnas skiftande kvalitet från exploateringssynpunkt, ofta även från vilket håll som bildningarna avlagrades.

Område I. Inom området förekommer isälvsavlagringar i ett stråk över Söderåsen mellan V. Sönnarö (4g) i nordväst och Konga (1h) i sydost (fig. 21). Som ovan nämnts är avlagringarna sannolikt de äldsta inom kartområdet och började avsättas, när de högre belägna partierna av Söderåsen smälte fram. Dräneringsriktningen mot nordväst förefaller ha



Teckenförklaring till berggrundskartan. Se fig 2
 Legend of the bedrock map. See Fig 2

0 1 2 3 4 5 km

Isälvsavlagring och dräneringsriktning
 Glaciofluvial deposit and palaeocurrent direction

0% Skiffer i fingeruset
 Shale in the fine gravel
 75% 25% 50%
 37-65 Nummer enligt tabell 2
 Numbers according to table 2

Fig. 21. Isälvsavlagringarna och deras skifferinnehåll inom kartområdet. Isälvsavlagringarna är uppdelade i olika delområden (I-IV).

The glaciofluvial deposits and their content of shales in the map area.

bestämts dels av den mot nordost vikande isen, utmed vars rand avlagringen skedde, dels av istryck från öster-sydost in mot Söderåsen (fig. 59). Man kan förmoda att avlagringarna mellan Halahus (4g) och Klåveröd (3g) bildades nästan samtidigt och från sydost. Antagandet stöds av att mängden

paleozoisk lerskiffer i isälvsavlagringarna successivt minskar från sydost mot nordväst i stråket (se fig. 21).

Isälvsavlagringarna inom område I (utom avlagringen vid Konga) har beskrivits av Sandgren (1983, område 1–2 i fig. 18). Nedanstående beskrivning och tolkning av bildningarna överensstämmer till större delen med Sandgrens, varför endast enstaka hänvisningar till hans arbete har varit nödvändiga.

Den på Söderåsen belägna delen av stråket med isälvsavlagringar ligger uppe på kanterna av den 70–75 m djupa ravinen vid Klövahallar (4g) och är även i fortsättningen mot sydost, fram till Höjehall (3g), beläget på kanterna av sprickdalarna längs Klövabäckens dräneringsområde. Sannolikt var många av dalgångarna på Söderåsen ej moränfyllda under senare delen av senaste istiden (se s. 120). Isälvsavlagringarna kan således ha bildats i sprickor, som anlagts i isen utmed kanterna på ravinerna och övriga sprickdalar utmed det beskrivna stråket. Däremot låg is i dalgångarna när isälvsavlagringarna bildades, eftersom isälvarna annars hade följt dalgångarnas bottnar och avlagrat sitt material där eller utanför dalarnas mynningar.

Längs det beskrivna stråket med isälvsavlagringar på Söderåsen förekommer betydligt större hålltytor än utmed ravinen sydväst om Skärälid (2i), där isälvsavlagringar saknas. En del av hålltyorna mellan Klövahallar och Höjehall frispolades således sannolikt i samband med att isälvsavlagringarna bildades.

Isälvsavlagringarna på båda sidor om mynningen av ravinen vid Klövahallar bildades i sprickor och tunnlar, när smältvatten från sydost dränerades ned i den uppsprickande isen. Därvid bildades även åsarna på båda sidor om ravinens mynning. Av karttekniska skäl har endast de största av dessa kunnat betecknas med ryggform på kartan. Några av ryggarna, som höjer sig 20–30 m över omgivningen, kan vara s.k. slukåsar, vilka bildats innanför den dämmande isfronten. Även små områden med issjösediment av grovmo kring de frispolade hållarna väster om ravinen tyder på att landisen under sin avsmältning låg an mot Söderåsen från nordost och då tillfälligt kunde dämna upp små issjöar.

Huvuddräneringen av isen gick emellertid sannolikt från Klövahallar i nordvästlig riktning mot Halahus (4g), vilket framgår såväl av att isälvsavlagringarna successivt sjunker åt det hållet som av att en väl markerad, ca 1 km lång brant, en s.k. iskontakt, är belägen i skogsbrynet nordväst om Klövaravinens mynning. Iskontakten är mer än 50 m hög 800 m OSO om Halahus. Isälvsavlagringarnas gräns mot den omgivande moränen är där-

emot ej så skarp och därför sträckvis svårdragen. Gränsen har ofta dragits på grundval av de rundade små block som täcker isälvsavlagringarna.

Under förutsättning att Söderåsens berggrundsytta lutar på samma sätt nordväst om Klövaravins mynning som sydost därom är isälvsavlagringarna nordväst om mynningen minst 50 m mäktiga närmast iskontakten. Sydost om ravinmynningen överstiger mäktigheten sannolikt ej 25–30 m. Avlagringarnas underlag är ej känt.

Enligt de få och små skärningar som har observerats kring Klövaravinen består isälvsavlagringarna där av huvudsakligen småblockigt, stenigt grus. Enligt en 3–4 m djup skärning 500 m nordost om Forsgård (4g) saknar materialet urskiljbar skiktning men har en otydlig imbrikationsstruktur stupande mot söder. Bergartsmaterialet i avlagringarna utgörs främst av kristallina bergarter men även små mängder paleozoisk skiffer och mosten förekommer. Förekomsten av det senare materialet tyder på en lång transport tvärs över Söderåsen (se prov 37 i tabell 2 och i fig. 21).

Nordväst om Halahus och Klintarp (4g) breder det beskrivna stråket av isälvsavlagringar ut sig som mer eller mindre plana bildningar, vars ytor ligger 45–55 m ö.h. och sluttar mot nordväst. Avlagringarna sträcker sig nästan ända fram till Kvidinge på det angränsande kartområdet Helsingborg NO. Där har avlagringarna beskrivits under benämningen Kvidingefältet (Daniel 1980, s. 67–68). Längs Kvidingefältets nordöstra del sträcker sig en 200–300 m bred rygg med en plan överyta, som vid Flohus når sin högsta höjd, 55 m ö.h. Ryggen kan följas från Klintarp till Tomasdal (4g). Såväl ryggen som Kvidingefältets nordöstra del bildades något senare än övriga delar av Kvidingefältet, vilket utgör en distal del av isälvsavlagringarna mellan Klövahallar och Halahus (se Sandgren 1983, fig. 64).

Enligt brunnborrningar inom Kvidingefältet är isälvsavlagringen mer än 50 m mäktig (se borrning 1 på jordartskartan och s. 138) och dess volym har beräknats till mer än 110 miljoner m³ sediment. Eftersom berggrundsytan sänker sig mot nordost (se fig. 12) ökar Kvidingefältets mäktighet i samma riktning. Isälvsavlagringen vilar ofta direkt på berggrunden men kan även underlagras av morän. Längs kanterna överlagras avlagringen ofta av glacial lera samt yngre sand och grovmo. I en sänka, som är belägen 150 m NNO om Flohus (4g), 40–45 m ö.h., överlagras isälvsgrus av glacial och postglacial lera (se s. 99).

Flera stora grustäkter i Kvidingefältet når ned nära grundvattenytan 20–25 m under markytan. Lagerföljderna i dessa övre delar av isälvsavlagringen har därför kunnat följas längs långa skärningar. Under grundvatten-

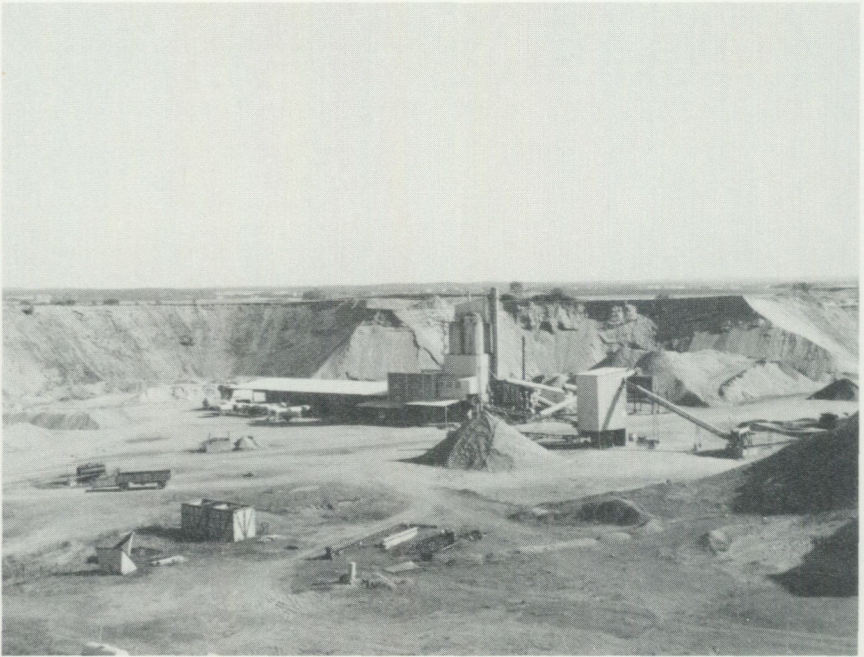


Fig. 22. Isälvsavlagring 1 km nordost om Maglaby (4f). Foto B. Ringberg 1983.
Glaciofluvial deposit 1 km north-east of Maglaby (4f).

ytan är lagerföljderna kända genom borrhningar (se t.ex. borrhning 1 på jordartskartan). Sandgren (1983, s. 22–53) har på grundval av studier i grustäkterna beskrivit Kvidingefältets lagerföljder.

Skärningarna i täkterna mellan Maglaby (4f) och Tomasdal (4g) visar att Kvidingefältet utgör en deltabildning. I ett första skede byggdes deltat ut mot nordväst och norr i en havsvik, som öppnade sig längs en iskant i nordvästlig riktning från iskontakten sydost om Halahus (4g). Denna del av Kvidingefältet kan således betraktas som en subakvatisk fortsättning av de grova supraakvatiska isälvsavlagringarna mellan Klövahallar (4g) och Halahus. De grövsta sedimenten förekommer i skärningen 500 m nordost om Maglaby där en ca 20 m mäktig mellanbädd med lager av stenigt sandigt grus, som stupar ca 25° mot VNV, överlagras av en 8 m mäktig ytbädd av stenigt grus med storskalig trågformad korsskiktning. En iskil har påträffats i ytbäddens överyta och lagerföljden avslutas uppåt av ett högst 1 m mäktigt lager sand med horisontell skiktning. Det senare lagret är sannolikt omlag-



Fig. 23. Isälvsavlagring 750 m väster om Tomasdal (4g). Foto B. Ringberg 1983.
Glaciofluvial deposit 750 m west of Tomasdal (4g).

rat. I tåkten 1 km nordost om Maglaby har även en bottenbädd påträffats under de sammanlagt 20 m mäktiga yt- och mellanbäddarna av grus och sand. Bottenbädden är mer än 3 m mäktig och består av lager av grovmo och mellansand med strömmärken (ripples) omväxlande med skikt av lera och finmo-mjåla. Även i denna tåkt förekommer horisontellt skiktad sand (1.0–1.5 m) överst på den grova ytbädden. Lagren i mellanbädden stupar mot riktningar mellan nordväst och NNO (fig. 22).

Sedimenten i Kvidingefältet avtar i kornstorlek mot nordväst och norr, dvs. i avsättningsriktningen. I sydvästra delen av tåkten 750 m väster om Tomasdal visar skärningarna huvudsakligen plant skiktad grovmo, sand och grusig sand i de lägre bäddarna av den sammanlagt 25 m mäktiga synliga delen av lagerföljden. Ytbädden utgörs av 5–7 m trågformigt, korsskiktat stenigt grus och grusig sand (fig. 23). Borrningar i tåktbotten visar sand och grovmo till mer än 25 meters djup i vad som kan antagas vara den mer än 50 m mäktiga deltabildningens bottenbädd.

Den 200–300 m breda ryggen längs Kvidingefältets nordöstra del mellan Klintarp (4g) och Tomasdal (4g) har sin mest distinkta form 250 m nordost om Flohus (4g), där den höjer sig ca 15 m från sydvästra sidan och ca 25 m från nordöstra sidan. Nordväst om Tomasdal blir ryggen flackare och övergår i mer utbredda avlagringar.

Ryggen bildades i ett senare skede än övriga delar av Kvidingefältet, när havsviken vidgats något och smältvatten från den mot nordost vikande isen länkades mot nordväst på grund av det hinder som Söderåsen utgjorde. Sannolikt byggdes ryggen ut i ett estuarium och bildades successivt från nordväst mot sydost genom uppbyggnaden av en serie deltabildningar. Skärningarna i grustäkterna i ryggen visar nämligen lagerföljder med botten-, mellan- och ytbäddar i huvudsakligen subakvatiskt bildade delta-avlagringar.

Skärningar centralt i ryggen och i dess kanter vid täkter 250 m OSO om Flohus (4g), 250 m VNV om Nybo (4g), 400 m nordost och 500 m ONO om Ängstorp (4g) uppvisar likartade lagerföljder med tre eller fyra enheter (fig. 24). Dessa utgörs av en bottenbädd, vars synliga del består av mer än 3 m plan- eller korsskiktad sand och grovmo. Bottenbädden återfinns i täkternas botten och överlagras diskordant av en 10–15 m mäktig mellanbädd av lager, som består av stenigt grus, sandigt grus och grusig sand. Lagren stupar ca 25° i riktningar som antyder en solfjäderformad spridning av materialet vid en transport från huvudriktningen sydost. I mellanbädden förekommer även bimodal kornstorleksfördelning av sten och grovmo (se fig. 25). Mellanbädden överlagras diskordant av en ytbädd som är 5–13 m mäktig. Ytbädden består av småblockigt stenigt grus som är trågformigt och korsskiktat med 3–4 m djupa och 15–20 m breda tråg. I skärningen 500 m ONO om Ängstorp överlagras ytbädden av mindre än 1 m plant skiktad, grusig sand och sand, som fyller ut mindre sänkor i bädden.

Grustäkterna 300 m norr respektive 550 m OSO om Stättehus (4g) är belägna i den sydostligaste delen av ryggen i Kvidingefältet. I täkten norr om Stättehus utgörs lagerföljden underst av en mer än 13 m mäktig bottenbädd, som består av 10 enheter sediment av sand, grovmo och finmo–mjåla med olika strukturer. Diskordant på bottenbädden vilar en mellanbädd med lager växlande i kornstorlek mellan sand och småblockigt grovt grus. Mellanbädden, som har observerats i norra delen av täkten, är mer än 7 m mäktig. Över botten- och mellanbädden vilar en 8–10 m mäktig ytbädd av småblockigt stenigt grus med lager av sand samt med storskalig, trågformig korsskiktning. Vindslipade stenar har påträffats överst i ytbädden, som i



Fig. 24. Isälvsavlagring 250 m OSO om Flohus (4g). Foto B. Ringberg 1983.
Glaciofluvial deposit 250 m ESE of Flohus (4g).

täktens norra del överlagras av ca 2 m plant skiktad sand. I täkten OSO om Stättehus är mellanbädden 8 m mäktig och sämre sorterad än norr om Stättehus. Ytbädden är 7–8 m mäktig och innehåller grövre material med större block än i täkten norr om Stättehus.

I ryggens distala del finns skärningar i täkten 400–500 m V–VNV om Tomasdal (4g). Skärningarna uppvisar lagerföljder med en ca 15 m mäktig mellanbädd, som består av lager växlande i kornstorlek mellan stenigt grus och sand. Lagren stupar 25°–30° mot nordväst. Diskordant på mellanbädden finns en 5 m mäktig ytbädd av horisontellt lagrat och trågformigt, korsskiktat stenigt grus. Det är sannolikt i en av dessa skärningar, som Johnsson (1982a, s. 199) har funnit vindslipade stenar 25 m ö.h. Enligt Sandgren (1983, s. 41) bör de vindslipade stenarna ha legat i ett lager i mellanbädden i den beskrivna lagerföljden.

I en närliggande skärning har Sandgren (1983, s. 42–44) urskilt tre enheter i lagerföljden. Ovanpå mellanbädden, vars material växlar i korn-



Fig. 25. Bimodal kornstorleksfördelning av sten och grovmo i isälvsavlagring 500 m ONO om Ängstorp (4g). Foto B. Ringberg 1979.

Bimodal distribution of stone and fine sand in a glaciofluvial deposit 500 m ENE of Ängstorp (4g).

storlek mellan sand och sandigt grus, följer en enhet med ökande kornstorlekar uppåt. Trågformigt korsskiktad sand med flera centimetertjocka skikt av lera överlagras av allt grövre material med sten och små block. Enligt Sandgren avlagrades denna enhet ovanpå mellanbädden vid en transport av material längs den dåtida kusten. Överst följer en tredje enhet med 2 m plant skiktad sand i vilken iskilar har påträffats. Under sanden finns vindslipade stenar och block 38 m ö.h. Vindslipningen skedde från

öster (Johnsson 1980, s. 103). Från samma grustäkt har Johnsson (1982a, s. 199) beskrivit en morän bildad vid en framstöt av isen från N 70° O efter bildningen av isälvsavlagringen. Moränen bedömdes vid ett besök som fyllning (se även Sandgren 1983, s. 44). Den av Johnsson nämnda lergyttjan bedömdes vid besöket vara en glacial lera. Enligt Sandgren saknar leran polleninnehåll.

Störningar i sedimenten har däremot konstaterats i östligaste delen av ryggen, i skärningarna 400 m nordost om Ängstorp (4g) och 300 m norr om Stättehus (4g), där vissa lager förefaller ha skjutits ihop från nordost. Störningarna berör ej den översta plant skiktade sanden, som har observerats på den senare lokalen (se s. 68). Sannolikt bildades störningarna vid kanten av en aktiv is längs den nordöstra delen av den beskrivna ryggen. Efter isens avsmältning avlagrades den plant skiktade sanden som ett svallsediment. Såväl Kvidingefältets relation till havsytan som betydelsen av de vindslipade horisonterna diskuteras på s. 94.

På flera ställen i Kvidingefältets lagerföljder har kol och mostenar påträffats, som sannolikt härstammar från områdets jurassiska berggrund. Analyser av bergartsmaterialet i fingrusfraktionen från prover tagna i Kvidingefältets avlagringar redovisas i tabell 2 och i fig. 21. Analyserna visar att provet, som tagits vid Halahus (4g; prov 38 i tabell 2), innehåller 90% kristallina bergarter och 9% paleozoisk skiffer och mosten. Förekomsten av de senare bergarterna tyder på en lång transport tvärs över Söderåsen från trakterna kring Konga (1h). Det andra provet från Kvidingefältet (nr 39 i tabell 2) innehåller 99% kristallina bergarter. Proverna innehåller små mängder material från den jurassiska berggrunden.

Uppe på Söderåsen förekommer endast små och spridda isälvsavlagringar från inre delen av Klövaravinen till Höjehall. Avlagringarna är belägna uppe på sprickdalarnas kanter eller något utanför dalarna. En av dessa avlagringar är Soffebacken (4g; fig. 26), som i sin sydöstra del har flack form, vilken mot nordväst övergår i ryggform. Längs avlagringens kant mot ravinen förekommer små, brant lutande slukåsliknande bildningar.

Ca 400 m väster om Klövamöllan (3g) finns en avlagring med ryggform, som höjer sig 10–15 m över omgivningen. Åsen innehåller småblockigt stenigt grus med ett bergartsinnehåll, som framgår av prov 40 i tabell 2 och på fig. 21. Skifferinnehållet är högre i denna bildning än i avlagringarna vid Klövaravinens mynning.

Vid Dalhem (3g) finns en flackt ryggformad isälvsavlagring, som ligger i



Fig. 26. Isälvsavlagringen vid Soffebacken (4g). Foto B. Ringberg 1981.
Glaciofluvial deposit at Soffebacken (4g).

och längs en sprickdal. Avlagringens läge är således ovanligt. Isälvsavlagringen täcks av stora rundade block som åtminstone delvis kan utgöras av s.k. kärnblock (se s. 49), vilka ej är vanliga på Söderåsen. Ett prov för analys av bergartsinnehållet togs i isälvsavlagringen 400 m väster om Dalhem. Provet innehåller nästan enbart kristallina bergarter och endast små mängder lerskiffer. Det är möjligt att den avlagringen innehåller mindre skiffer på grund av att den är belägen i västra utkanten av det mer skifferrika stråket.

Kring Klåveröd, vid skärningspunkten mellan Klövbäckens, Hallabäckens och Dejebacken-Skärans dräneringsområden, förekommer utbredda isälvsavlagringar med flacka undulerande ytformer 175–185 m ö.h. Öster



Fig. 27. Isälvavlagringen 750 m väster om Klåveröd (3g). Foto B. Ringberg 1977.
The glaciofluvial deposit 750 m west of Klåveröd (3g).

och OSO om Klåverödsgården (2h) utgörs avlagringarna av blockbe-
strödda kullar, som är svåra att avgränsa från den omgivande moränen.
Avlagringarna är sannolikt minst 5–10 m mäktiga och underlagras åtmin-
stone fläckvis av morän. Det småblockiga steniga gruset saknar tydlig struk-
tur (fig. 27) eller har diffust synlig storskalig, kil- och trågformig korskikt-
ning i skärningen 750 m väster om Klåveröd. Imbrikationsstrukturer i det
småblockiga steniga gruset i denna skärning och i en skärning 1.0 km OSO
om Klåverödsgården visar att smältvattnet rann mot norr respektive mot
nordväst på de båda lokalerna (Sandgren 1983, fig. 21). Sandgrens slutsat-
ser stöds av det stora innehållet paleozoisk lerskiffer i gruset väster om
Klåveröd (se prov 42 i tabell 2 och i fig. 21). Skiffern bör nämligen ha

transporterats från området med skifferberggrund söder om Söderåsen.

Sandgren (1983, s. 19–22) anser att Klåverödsavlagringen, som är den högst belägna isälvsavlagringen inom kartområdet, bildades framför och delvis på is, vilken sedan smälte och gav upphov till de oregelbundna formerna. Han anser dessutom att avlagringen i stort sett sluttar från 185 m i nordöst till 175 m i sydväst och att den avlagrats längs den vikande isen i nordost, möjligen med is även på den sydöstra sidan.

Betydelsen av att aktiv is förekom även söder–sydost om Klåverödsavlagringen bör understrykas. Denna is hindrade en dränering mot söder, liksom aktiv is nordost om Klåverödsavlagringen hindrade en dränering mot Dejobäcken–Skärån. Närvaron av aktiv is i söder stöds av de sydliga räfflorna vid Hundseröd (2h; s. 135) och av hållarna öster om Pålstorp (2h). Hållarna frispolades sannolikt av smältvatten från söder–sydost. Möjligen skedde såväl frispolningen som bildningen av de proximala, blockbeströdda, delvis ryggformade isälvsavlagringarna öster och sydost om Klåverödsgården subglacialt, medan avlagringarna väster om gården åtminstone delvis kan ha bildats subakvatiskt i av is uppdämda sjöar.

Den 5–6 km långa och 1.5 km breda Kongaavlagringen är den sydostligaste av isälvsavlagringarna inom område I (se fig. 21). Kongaavlagringens yta är sträckvis plan, sträckvis svagt undulerande och belägen 130–135 m ö.h. Avlagringen begränsas av sluttningar, som är brantast norr om Konga (1h) och sannolikt har bildats i kontakt med is. Nordöstra sidan av avlagringen har terrassformade sluttningar. Ett antal upp till 10 m djupa erosionsrännor löper ut mot bildningens kanter. Sydost om Konga höjer sig avlagringen 10–15 m och nordväst om Konga 20–25 m över omgivningen. Mäktigheten är ej känd men är sannolikt minst lika stor som avlagringens höjd över omgivningen.

Söder om Konga utgörs avlagringens yta av skifferrikt, lerigt stenigt grus, som är svårt att avgränsa mot den leriga moränen. Det är även möjligt att en tunn morän förekommer fläckvis på isälvsavlagringen. Norr om Konga består ytan främst av sand. Endast ett fåtal block har observerats. I en grustäkt vid Lunnanäs (2h) täcks ca 5 m skifferrikt, stenigt sandigt grus av 2–4 m grusig sand. Gruset saknar struktur eller har skikt som stupar mot nordväst. Den överlagrande sanden har omväxlande parallell- och kors-skiktade lager samt, i en del av skärningen, trågformigt korsskiktade lager vars skikt stupar mot VNV. Såväl stenarnas som lagrens stupning i skärningen tyder på en transport mot nordväst.

Kongaavlagringens materialsammansättning i fingrusfraktionen framgår

av proverna 43–44 i tabell 2 och i fig. 21. Bergarts materialet består till 40–50% av lerskiffer. Trots närheten till alunskifferhällar vid Åkarpsmölla (1h) saknas alunskiffer i gruset vid Lunnanäs. Däremot förekommer alunskiffer i isälvsavlagringen 250 m nordost om L. Åkarp (2h).

Genom sitt läge söder om och nedanför Söderåsen ligger Kongaavlagringen ca 50 m lägre än Klåverödsavlagringen. Sannolikt bildades Kongaavlagringen omgärdad av is och något senare än Klåverödsavlagringen. Dräneringen i isen gick då fortfarande mot NV–NNV. Först senare släppte istrycket mot Söderåsen och vissa av isälvsavlagringarna längs Vegeå kunde bildas på lägre nivåer vid en dränering mot nordväst.

Område II. Inom området finns tre stråk av isälvsavlagringar (se fig. 21). Ett stråk är beläget längs Söderåsen i Ängelholmsbäckens innersta del inom en triangel med hörnen i Knutstorp (4g), Ljungbyhed (3h–i) och Tostarp (3h). Ett annat stråk är beläget vid och nordost om Rönne å mellan Spången (3i) och Risebergagården (3j). Isälvsavlagringarna längs dalgången norr om Allarp (2i) över Ljungsgård (2j), Färingtofta (3j) och vidare mot nordost längs Gvarpsbäcken (3j) kan räknas som ett tredje stråk. Till det senare stråket hör även avlagringarna vid och sydväst om Forestad (2j).

Både det första stråket och de sannolikt samtidigt bildade isälvsavlagringarna mellan Skåningstorp (4g) och Borgen (4g) har beskrivits av Sandgren (1983, område 3a–b och 4 i fig. 18). Eftersom nedanstående beskrivning och tolkning till större delen överensstämmer med Sandgrens har endast enstaka hänvisningar till hans arbete varit nödvändiga.

Isälvsavlagringarna mellan Knutstorp (4g) och Nyslätt (3h) utgörs, med undantag av den sydöstligaste delen, av en 100–300 m bred rygg. Ryggen har plan överyta 40–50 m ö.h. Den sydöstligaste delen mellan Bonnarp (3h) och Nyslätt (3h) vidgar sig till en 1 km bred delatya något över 50 m ö.h. Isälvsavlagringarna löper i VNV–OSO och höjer sig 5–15 m över omgivningen. Mellan ryggen och Söderåsens sluttning finns en sänka med glacial lera, grovmo och sand. Utanför ryggen finns vidsträckt avlagringar av sand (se s. 95). Fig. 28 visar en profil tvärs genom isälvsavlagringen vid Bonnarp (3h). Profilen och jordartskartans borrhningar (nr 5–7) antyder att den grovkorniga isälvsavlagringen huvudsakligen är begränsad till området med den morfologiskt framträdande ryggen.

Enligt ett fåtal borrhningar är isälvsavlagringarna mellan Knutstorp och Nyslätt 15–25 m mäktiga och underlagras av morän. Skärningar i täkter

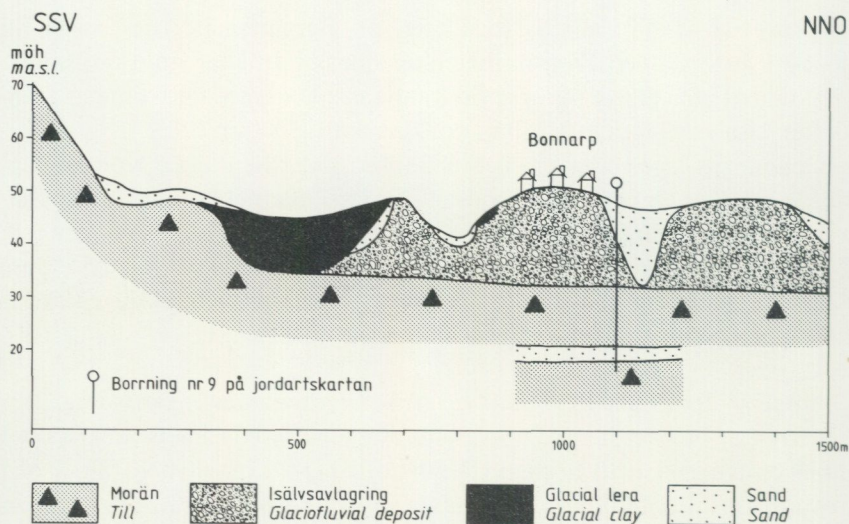


Fig. 28. Profil genom isälvsavlagringen vid Bonnarp (3h). Efter Sandgren (1983, fig. 67).
 Profile through the glaciofluvial deposit at Bonnarp (3h). After Sandgren (1983, Fig. 67).

visar att ryggens övre del består av grovt material. I en skärning 800 m nordväst om Hörshus (4g; fig. 29) utgörs ryggens övre 10–15 m av lager av diffust horisontellt skiktat stenigt grus, som omväxlar med lager av grusig sand. Lagren följer norra sluttningen konformt utan synliga förkastningar eller andra störningar. Längs samma sluttning överlagras ryggens grus av parallellskiktad sand, vars mäktighet minskar mot ryggens topp. Sand återfinns även i grunda sänkor på toppen. I en annan skärning, 400 m NNV om Hörshus (fig. 30), utgörs övre delen till 3–4 m djup av en horisontellt skiktad ytbädd av stenigt grus. Ytbädden överlagrar en mellanbädd av skiktat grus och sand. I en tredje skärning, 1200 m sydost om Granlunda (4h), har tre enheter kunnat urskiljas. I ryggens övre del syns en mer än 4 m mäktig enhet av otydligt, horisontellt eller eventuellt trågformigt, korsskiktat stenigt grus. Enheten överlagras konformt av en 15–20 cm mäktig enhet bestående av omväxlande skikt av lera och finmo–mjäla. Denna enhet, som kilar ut mot ryggens topp, är sträckvis borteroderad och kan ingå som omlagrade delar i den tredje och överlagrande enheten. Den senare utgörs av trågformigt korsskiktade lager av sand och grusig sand.

Sandgren (1983, s. 58–59, fig. 72) anser att isälvsavlagringarna mellan Knutstorp och Nyslätt har bildats som en serie överlappande åsdeltan i ett



Fig. 29. Isälvsavlagring 800 m nordväst om Hörshus (4g). Foto B. Ringberg 1977.
Glaciofluvial deposit 800 m north-west of Hörshus (4g).

estuarium som successivt förflyttades mot sydost. Ryggens avvikande riktning (NV-SO) i förhållande till den allmänna isavsmältningsriktningen mot nordost kan förklaras med de lokala topografiska förhållandena utmed Söderåsen, som således sannolikt avlänkat såväl isrörelsen som smältvattnet mot nordväst.

Avlagringen vid Tostarp (3h-i) är belägen längs Söderåsens sluttning 40–85 m ö.h. I den övre södra delen av avlagringen finns flera hålor och en sluten ränna. Den delen av avlagringen är blockbeströdd och innehåller, enligt en mindre ytlig skärning, ett grovt blockigt, stenigt grus. Isälvsavlagringens norra del är terrasserad. Terrasser förekommer på nivåerna 50–55 m ö.h., 55–60 m ö.h. och 65–70 m ö.h. I ytan består terrasserna av grus och sand medan mäktigheten, liksom inom övriga delar av avlagringen, är okänd.

Håligheterna i avlagringens övre del tyder på att isälvsavlagringen bildades på is, som sedan smälte och gav upphov till hålor och rännor. Terras-



Fig. 30. Isälvsavlagring 400 m NNV om Hörshus (4g). Foto B. Ringberg 1977.

Glaciofluvial deposit 400 m NNW of Hörshus (4g).

serna bildades sannolikt senare än övriga delar av avlagringen och på successivt lägre nivåer. Hela Tostarpsavlagringen får anses utgöra västligaste delen av stråket mellan Allarp (2i) och Ljungsgård (3j).

Såväl isälvsavlagringen mellan Knutstorp och Nyslätt som avlagringen vid Tostarp innehåller 95–100% kristallina bergarter (se proverna 45–47 i tabell 2 och i fig. 21). Skifferinnehållet är litet, vilket skiljer avlagringarna från Ljungbyhedsavlagringen, som har ett högt innehåll av lerskiffer. Enligt Sandgren (1983, fig. 77d) bildades de förra avlagringarna längs Söderåsens norra sida och längs en mot nordost vikande isrand mellan Tostarp, Nyslätt och Skåningstorp (4g).

Mellan Skåningstorp och Borgen (4g) höjer sig ett pärlband av isälvsav-

lagringar ur den omgivande glaciala leran. Nio kullar kan urskiljas i ett 1.5 km långt öst-västligt stråk. Avståndet mellan de olika kullarna varierar mellan 150 m och 200 m. Kullarna höjer sig 10–25 m över den intilliggande Rönne å. Enligt en ytlig skärning i kullen 450 m öster om Skåningstorp utgörs materialet i kullarna av stenigt grus.

Åskullarna i den subakvatiskt bildade åsen kan utgöra årsavlagringar, vilka avsattes successivt under en avsmältning mot öster. Det skulle innebära en recessionshastighet av 166 m/år. Stråkets öst-västliga riktning avviker 45° från isens nordostliga isrörelseriktning. Avvikelsen kan ha orsakats genom inverkan av den lokala berggrundstopografin eller av Söderåsens riktning.

De utbredda isälvsavlagringarna öster om Skärån mellan Ljungbyhed och Brandsberga (3i) har omväxlande plana och undulerande ytor som når mellan 45 m och något över 50 m ö.h. Flera mindre platåer når över 50 m ö.h. I centrala delen av avlagringarna förefaller mäktigheten kunna variera mellan 20 m och 30 m. Uppgifterna från närliggande brunnsborringar varierar starkt men sannolikt överlagras 5–10 m skifferrikt stenigt grus upp till 20 m mäktig sand. Särskilt söder om Ljungbyhed är gruset lerigt som en följd av ett stort innehåll av lerskiffer. Genom att lerskiffern har vittrat är isälvsavlagringarnas yta ofta moränlik till sin sammansättning. Likheten med morän förstärks av att block är vanliga i markytan på avlagringarnas sydöstra del vid Brandsberga.

Två skärningar i isälvsavlagringarna mellan Ljungbyhed och Brandsberga var tillgängliga under kartläggningen. Den ena skärningen påträffades vid grävning för en husgrund i Ljungbyhed, 600 m NNV om Bökstorp (3i; 45–50 m ö.h.) och den andra i en grustäkt vid allmänna vägen 1.0 km NNO om Nyslätt (3h; 40–45 m ö.h.). I den förra skärningen, som var 1.5 m djup, observerades stenigt grus med enstaka små block. Materialet är rikt på lerskiffer (prov 48 i tabell 2 och i fig. 21) och saknar synlig struktur eller har en diffus skiktning nästan ända upp till markytan. Skikten stupar 15° mot nordväst. I den andra skärningen överlagras en mer än 1 m mäktig mellanbädd av stenigt grus av en ca 0.5 m mäktig ytbädd, som är något stenigare än mellanbädden. Ytbädden överlagras av 1.5 m grovmo med upp till 0.5 m mäktiga "flottar" av stenigt grus. I grovmon förekommer lager av korsskiktad sand med mellanliggande skikt av finmo-mjåla. Mellanbäddens lager stupar 15° mot nordväst och den tunna ytbädden har horisontell skiktning. Gruset innehåller måttligt med lerskiffer, nämligen 4% i fingrus- och 10% i grovgrusfraktionen.

Isälvsavlagringarna vid Ljungbyhed bildades sannolikt när den mot nordost vikande isen frilade dalgången mellan Brandsberga och Röstånga (2i). Från dalgångens mynning vid Brandsberga kunde smältvatten dräneras mot nordväst och norr med innehåll av lerskiffer från området söder om Röstånga, där landisen eroderade i berggrunden av silurisk lerskiffer. Inom området vid och söder om Ljungbyhed fanns då kvarlämnad dödis. Isälvens material avsattes på eller omkring dödisen, som efterlämnade hålor i isälvsavlagringarna när den smälte. Liksom Bonnarps sjöns sänka utgör sannolikt torvsänkorna sydväst om Ljungbyhed spår efter bortsmält dödis. Förekomsten av de åsliknande bildningarna vid Högakull (3i) ger anledning förmoda att Ljungbyhedsavlagringarna fick tillskott av smältvatten även från nordost. Avlagringarna vid och öster om Spången vid Rönne ås dalgång bildades däremot sannolikt senare, när denna dalgång frilades från is. De beskrivna avlagringarnas relation till högsta kustlinjens nivå diskuteras på s. 94.

Det andra större stråket av isälvsavlagringar inom område II, vid och nordost om Rönne å mellan Spången (3i) och Risebergagården (3j), utgörs dels av en centralt belägen mer eller mindre sammanhängande ås mellan Högakull (3i) i sydväst och Svarvareboden (4j) i nordost, dels av utbredda, undulerande avlagringar 45–65 m ö.h.

Mellan Högakull och Gundetorp (4j) är åsen uppdelad på flera 5–15 m höga och 50–100 m breda ryggar, som ofta gränsar till sänkor med små sjöar eller kärr. Omkring ryggarna utbreder sig undulerande isälvsavlagringar. Åsen, som är belägen 45–55 m ö.h. dvs. just under eller i nivå med högsta kustlinjen (se s. 93), har sannolikt bildats under isen (subglacialt). De omgivande sänkorna är spår efter dödis på eller kring vilken övriga isälvsavlagringar bildades.

Mellan Gundetorp och Svarvareboden är åsen mera sammanhängande, 5–10 m hög och 50–100 m bred. Den är omgiven av morän eller av sänkor med kärr. Den är sträckvis rikligt beströdd med block. Åsen, som är belägen 65–100 m ö.h., dvs. över högsta kustlinjen, bildades sannolikt subglacialt.

De utbredda isälvsavlagringarna utanför åsstråket kan indelas i två områden. Det ena området utgörs av de starkt undulerande grövre avlagringarna öster om en linje genom Risebergagården (3j), Ingelstorp (3j) och Vieröd (4j). Enligt ytobservationer och ett fåtal mindre skärningar utgörs dessa avlagringar huvudsakligen av stenigt grus. De undulerande, oroliga formerna med rikligt förekommande små torvfyllda sänkor bildades sannolikt

genom att isälvsgrus avlagrades på och i dödis, som sedan smälte. Avlagringarnas mäktighet är ej känd men utgör högst 15 m, oftast mindre. Öster om Vieröd sticker moränhöjder upp ur isälvsavlagringarna och det är sannolikt att de senare kan underlagras av såväl morän som berg.

Övriga delar av de utbredda isälvsavlagringarna har jämnare undulande former och mindre plattaer, som når 45–55 m ö.h. Bildningarna öster om Spången (3i), norr om Riseberga (3i) samt norr om Sorrödssjöarna (4i) är exempel på sådana bildningar, som i ytan består av sand. Dessa bildningar är i allmänhet 5–15 m mäktiga och kan underlagras av glacial lera, morän eller berg. En skärning i en täkt invid och väster om Bandsjön (3i) uppvisar överst ca 1.5 m omväxlande lager av horisontellt skiktat grus och korsskiktad sand. Därunder förekommer ca 2 m sand med omväxlande horisontellt och korsskiktade lager. Underst utgörs lagerföljden av mer än 2 m mer eller mindre horisontellt skiktad mellansand och grovmo. En boll av glacial lera påträffades i denna del av lagerföljden och antyder att glacial lera kan förekomma *in situ* under den synliga delen av lagerföljden. I en annan täkt 700 m sydväst om Värgapet (4i) observerades mer än 3 meter stenigt grus med otydlig horisontell skiktning och enstaka sandlager. I en tredje täkt 500 m nordväst om Vieröd (4j) vilar ca 3 m grovmo med ripple-skiktning på ett mer än 1 m varvigt sediment bestående av omväxlande skikt av grovmo, finmo–mjåla och lera. Enligt uppgift har lagerföljden överlagrats av 5–6 m stenigt grus. Flera årsvarv kunde observeras i det varviga sedimentet och i årsvarven förekommer omväxlande skikt av grovmo och finmo–mjåla, som sannolikt utgör s.k. dygnsvarv (se fig. 31). Antalet uppmätta dygnsvarv i de olika årsvarven utgör 40–50 st. Man kan således förmoda att landisens intensiva smältperiod under sommaren varade just 40–50 dygn (Ringberg 1984).

De få skärningarna i de utbredda isälvsavlagringarna nordost om Rönne å visar tillsammans med avlagringarnas ytformer att, medan bildningarna öster om linjen Risebergagården–Ingelstorp–Vieröd sannolikt i stor utsträckning bildades på dödis, så bildades de övriga avlagringarna sannolikt i öppna vattenytor i dödisen. Avlagringarnas höjd, 45–55 m ö.h., tyder på att havsytans nivå (se s. 93) påverkade vattennivån i dödisen.

De beskrivna utbredda isälvsavlagringarna innehåller liksom åsen huvudsakligen kristallina bergarter (se prov 50 i tabell 2 och i fig. 21).

Det tredje större stråket av isälvsavlagringar inom område II längs dalgången norr om Allarp (2i) över Ljungsgård (2j), Färingtofta (3j) och vidare mot nordost längs Guvarpsbäcken (3j) utgörs även det av ett åsstråk

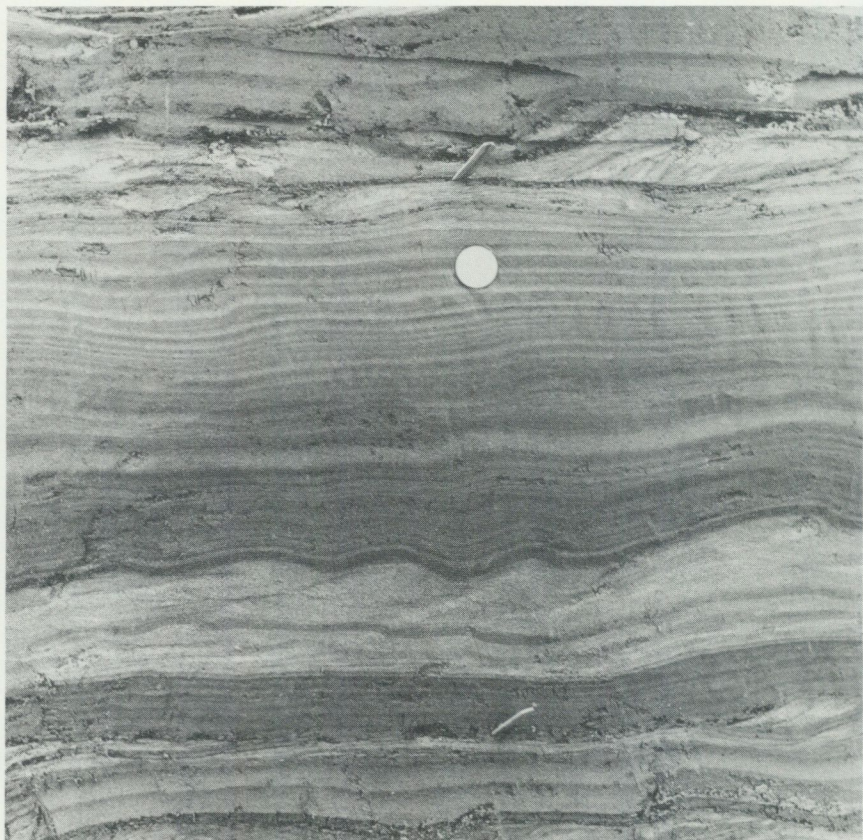


Fig. 31. Dygnsvarv i ett årsvarv i en isälvsavlagring 500 m nordväst om Vieröd (4j). Stickorna är instuckna vid vinterskikten av lera. Foto B. Ringberg 1981.

Day-varves in a proximal varve in a glaciofluvial deposit 500 m north-west of Vieröd (4j). The sticks are placed at the winter layers of clay.

med omkringliggande utbredda undulerande avlagringar. Till det tredje stråket hör även avlagringarna vid och sydväst om Forestad (2j).

I dalgången norr om Allarp finns en vindlande, 5–10 m hög och 30–100 m bred ås, som har varit sammanhängande nästan ända till Ljungsgård. Längs de sträckor, som nu saknar ryggbeteckning, är åsen exploaterad. Nordost om Forestad (2j) är åsen ej sammanhängande och uppdelas norr om Färingtofta i ett stort antal ryggar av vilka endast de tydligaste har erhållit ryggbeteckning. Åsen omges främst av utbredda grusavlagringar men även av torvfyllda sänkor. Den innehåller huvudsakligen stenigt grus.

De utbredda isälvsavlagringarna längs åsen i dalgången mellan Allarp och Ljungsgård har undulerande ytor, som är belägna 45–55 m ö.h., dvs. ungefär i nivå med högsta kustlinjen. Avlagringarna utgörs enligt ytobservationer av stenigt grus. Deras mäktighet är ej känd, men vid tåkten 400 m nordväst om Ljungsgård syns mer än 3–4 m mäktigt stenigt grus, vilket har en skiktning som konformt följer den undulerande markytan. Avlagringarnas underlag är okänt.

Även avlagringarna vid Forestad utgörs i stor utsträckning av grus och är högst 10–15 m mäktiga. Enligt borrhningar kan grusig sand förekomma under gruset. Borrhningarna visar också att avlagringarna kan vila direkt på berg, men de kan sannolikt även underlagras av morän. Sydväst om Dammsgården (2j) utgörs markytan främst av sand, varför man kan förmoda att avlagringarna som helhet är finkornigare än avlagringarna vid Forestad. En skärning 900 m sydväst om Dammsgården uppvisar nedanstående lagerföljd.

0 –0.7 m Sandigt grus, mer eller mindre horisontellt skiktat
 0.7–3.0 m+ Omväxlande lager av horisontellt skiktat grus och ställvis trågformigt korsskiktad sand med skikt som stupar mot sydväst.
 De olika lagren är 0.1–0.5 m mäktiga

Medan de hittills beskrivna, utbredda avlagringarna i dalgångarna väster och sydväst om Rönne å sannolikt avlagrades kring dödis och i nivå med högsta kustlinjen, så tyder de oroliga formerna nordost om Forestad på att avlagringarna där i stor utsträckning även bildades på dödis 50–75 m ö.h. Detta framgår även av skärningar i avlagringarna, som kan uppvisa s.k. kollapsstrukturer (se fig. 32). Enligt ytobservationer utgörs avlagringarna mellan Forestad och Färingtofta samt längre mot nordost huvudsakligen av grus och kan vara blockbestrodda. Isälvsavlagringarnas mäktighet förefaller kunna variera avsevärt men är sannolikt ej mer än 10–20 m. De mäktigaste avlagringarna är belägna 400 m norr om Färingtofta kyrka, där en kame-liknande bildning med plan yta når 65 m ö.h. En skärning i bildningen visar en ca 4 m mäktig ytbädd av horisontellt lagrat stenigt grus, som överlagras en mer än 8 m mäktig mellanbädd av grus-, sand- och molager, vilka stupar ca 25° mot sydväst. Underst i skärningen har även observerats en mer än 2 m mäktig bottenbädd av ripple-skiktad grovmo.

Bergarts materialet i isälvsavlagringarna i det tredje beskrivna stråket inom område II består nästan uteslutande av kristallina bergarter (se proverna 51–52 i tabell 2 och i fig. 21).



Fig. 32. Kollapsstruktur i en isälvsavlagring 650 m SSO om Djurröd (3j). Foto B. Ringberg 1977.

Collapse structure in a glaciofluvial deposit 650 m SSE of Djurröd (3j).

Område III. Inom området finns ett antal relativt små isälvsavlagringar, vilka kan indelas i fyra mer eller mindre sammanhängande stråk (se fig. 21). Det första stråket är beläget från Gillastig (2h) i väster över Nackarp (2i) och Långaröd (2i) till Anderstorp (2j) i öster. Till det andra stråket hör avlagringarna mellan Hjortshaga (1i) i väster över Nya Värslätt (1i) och Billinge (1j) till S. Hultarp (1j) i öster. Det tredje stråket är beläget mellan Rönne Mölla (0j) och kartbladsgränsen 500 m öster om Vittseröd (0j). Till det fjärde och minsta stråket hör avlagringarna längs Rönne å vid Hallarehus (2j) och 1 km NNV om Anderstorp.

Det förstnämnda stråkets västligaste del utgörs av en 2 km lång, 50–100 m bred och 5–10 m hög ås, som är belägen i en smal dalgång vid Gillastig.

Åsen, som är exploaterad till större delen, är belägen 115–135 m ö.h. längs nordvästra kanten av drumlinen vid Blinkarp (2i; se s. 45). Åsen har samma riktning som drumlinen, dvs. nordost-sydväst. Därmed avviker dess riktning något från den yngsta isrörelseriktningen, som registrerats till N 60° O på en håll 400 m nordost om Blinkarp (se lokal 22 på s. 137). Åsens avvikande riktning är sannolikt en följd av att den avlagrande isälven följde en spricka eller tunnel, som bildades i isen utmed den nordostligt löpande dalgången. Enligt några raserade skärningar innehåller åsen huvudsakligen småblockigt stenigt grus. Bergartssammansättningen i gruset utgörs till nära 100% av kristallina bergarter (se prov 53 i tabell 2 och i fig. 21).

I Nackarpsdalen, 300 m väster om Nackarp (2i), 1 km NNV om Röstånga kyrka (2i) och 500 m väster om Härsnäs (2i), förekommer isälvsavlagringar av sand och grus som flacka dalfyllnader 55–60 m ö.h. Avlagringarna bildades sannolikt när isen avsmält så långt att dalgången mellan Röstånga och Brandsberga (3i) blottades. Därvid kunde smältvatten dräneras mot nordväst. De beskrivna isälvsavlagringarna bildades således ungefär samtidigt som avlagringen vid och söder om Ljungbyhed (se s. 79). Liksom den senare avlagringen kännetecknas även de förra avlagringarna ofta av lerighet på grund av ett stort innehåll av silurisk lerskiffer (se prov 54 i tabell 2 och i fig. 21). Lerskifferinnehållet är sannolikt en följd av isens erosion i skifferområdet söder om Röstånga. Avlagringarnas mäktighet är känd endast i Nackarpsdalen och kan där uppgå till 4–5 m (se borring 14 på jordartskartan och s. 140). Dock förekommer sannolikt även betydligt större mäktigheter.

Isälvsavlagringarna vid Långaröd, Bjäragården (2j) och Anderstorp utgörs huvudsakligen av bildningar med flackt undulerande ytor, belägna i en dalgång eller sänka 50–60 m ö.h. Enligt observationer i markytan och i ytliga skärningar består bildningarna vid Långaröd av sandigt grus, medan övriga avlagringar utgörs av sand och grovmo. Avlagringarnas mäktighet är ej känd. Ca 400 m söder om Anderstorp finns en ca 1 km lång, 30–50 m bred och 2–5 m hög ås i nästan öst-västlig riktning. Enligt raserade skärningar utgörs materialet i åsen av dåligt sorterat, stenigt grus.

Det andra stråket av isälvsavlagringar inom område III utgörs, mellan Hjortshaga (1i) och Nya Värslätt (1i), av en vindlande, 40–60 m bred och 5–10 m hög ås som är utsträckt i öst-västlig riktning. Åsen saknar skärningar men innehåller sannolikt småblockigt stenigt grus. Ca 500 m norr om Hjortshaga finns en 10–15 m hög kulle med branta sidor mot ett kärr öster om kullen. Avlagringen, som sannolikt är en s.k. kamebildning, innehåller

enligt en ytlig skärning sand i norra delen medan ytobservationer visar att bildningens södra del består av grus. Kame-bildningens yta når ca 130 m ö.h. En annan kame-bildning 750 m väster om Nya Värslätt har en relativt plan överyta 125–130 m ö.h. Skärningar i bildningen visar att den innehåller nästan horisontella lager av stenigt grus och sand. Gruset innehåller mycket lerskifferstenar som har en tydlig imbrikation mot öster. Det grövsta materialet är beläget närmast åsen i södra delen av bildningen, som sannolikt tillkom i relativt grunt vatten omgivet av dödis. Det skifferrika grusets sammansättning framgår av prov 55 i tabell 2 och i fig. 21.

Mellan Billinge (1i) och Rönne å utgörs stråkets fortsättning dels av dalfyllnader med mer eller mindre flacka ryggformer, dels av åsar som höjer sig 5–10 m över omgivningen. Åsarnas riktning i NV–NNV är sannolikt en följd av istrycket från sydost under isavsmältningen. Åsen längs västra dalsidan av Rönne å, 1 km söder om Brostugan (1j), bildades subglacialt, medan is fortfarande fanns kvar i dalgången. Enligt en skärning 300 m norr om Gunnaröd (1j) innehåller åsen småblockigt stenigt grus. Skiffer saknas nästan helt i materialet (se prov 56 i tabell 2) trots att åsen norr om Gunnaröd är belägen inom området med berggrund av silurisk lerskiffer (se fig. 2). Detta tyder på att åsmaterialet undergått en längre transport från nordost eller öster.

Mellan Bögerup (1j) och S. Hultarp (1j) fortsätter stråket mot nordost som en ganska sammanhängande, 5–10 m hög och 30–50 m bred ås. En skärning genom åsen 250 m norr om Bögerup visar att åsen innehåller horisontellt liggande, omväxlande lager av sand och stenigt grus (fig. 33). Bergartsmaterialet i åsen utgörs främst av kristallina bergarter (se prov 57 i tabell 2 och i fig. 21).

Det tredje stråket med isälvsavlagringar inom område III har ryggform större delen av sträckan mellan Rönneå (0j) och kartbladsgränsen vid Vittseröd (0j) i öster. Vissa partier, t.ex. vid Rönneå, är skarpt getryggsformade. De åsformade partierna höjer sig 5–10 m över omgivningen. Åsen innehåller nästan uteslutande kristallina bergarter (se prov 58 i tabell 2 och i fig. 21). Liksom isälvsavlagringarna inom föregående stråk böjer åsen av från en ONO-lig riktning till en nordvästlig riktning längs Rönne ås dalgång. Detta är sannolikt ett resultat av istryck från sydostlig riktning under isavsmältningen. Se fig. 59.

Det fjärde stråket med isälvsavlagringar inom område III bildades extramarginalt när isavsmältningen nådde så långt att Rönne ås dalgång frilades från is. Dräneringen gick därefter mot nordost längs dalgången dvs. i



Fig. 33. Skärning i en ås 250 m norr om Bögerup (1j). Foto B. Ringberg 1980.
Section in an esker 250 m north of Bögerup (1j).

motsatt riktning mot dräneringen i landisen. Därvid bildades de båda avlagringarna vid Hallarehus (2j) och 1 km sydväst om Annarp (2j). Båda avlagringarna höjer sig ca 10 m över omgivningen men deras mäktigheter är i allmänhet mindre. Deras södra delar är blockbeströdda. Enligt observationer vid markytan består avlagringarna av grus. Man kan förmoda att de bildades under ett snabbt, tappningsliknande förlopp och att deras nästan plana ytor byggdes upp till i närheten av högsta kustlinjen, 50–55 m ö.h. Det stora innehållet av lerskiffer i gruset vid Hallarehus (se prov 59 i tabell 2 och i fig. 21) stöder antagandet om en transport från sydväst längs Rönne ås dalgång.

Område IV. Området tillhör Vege ås dräneringsområde (se fig. 21) och huvuddelen av isälvsavlagringarna där bildades när isen, som rörde sig från sydväst (se fig. 61) började avsmälta. Därvid kunde en dränering ske mot nordväst längs den vikande iskanten. Vissa av isälvsavlagringarna längs Söderåsens sydvästra sluttning bildades med stöd av is från sydväst. Även avlagringarnas innehåll av bergarter antyder att de har transporterats från sydost längs Söderåsens sida. Områdets avlagringar är, med undantag av Vramsdeltat (se nedan), sannolikt de yngsta inom kartområdet. Vramsdeltats avlagringar bildades under ett avsmältningsskede innan den yngsta isen från sydväst nådde fram till Söderåsen.

Till område IV har även räknats isälvsavlagringarna kring Maglabykärr (4f) trots att dessa är belägna uppe på Söderåsen i utkanten av Vege ås dräneringsområde. Det är emellertid möjligt att avlagringarna vid Maglabykärr markerar inledningen av avsmältningen sydväst om Söderåsen. Isälvsavlagringarna breder ut sig med flacka eller småkulliga former. Vissa av avlagringarna är beströdda med block och enligt ett fåtal skärningar utgörs det högst 5 m mäktiga materialet av stenigt grus. Avlagringarnas bergartsinnehåll framgår av prov 60 i tabell 2.

De största sammanhängande isälvsavlagringarna inom område IV är belägna norr om S. Vram (3f). Ett stort sand- och grusdelta, Vramsdeltat, ligger där Vege ås och Hallabäckens dalgångar vidgar sig och mynnar mot nordväst i Ängelholmsslättens sydligaste flik. Inom kartområdet är de sammanhängande delarna av deltat belägna 40–55 m ö.h. Avlagringarnas plana eller svagt undulerande ytor sluttar mot nordväst och sträcker sig till ca 30 m ö.h., där de upphör vid N. Vram inom det angränsande kartområdet Helsingborg SV (SGU Ae 16). Skärningar saknas men enligt kartläggningen består Vramsdeltats yta av grus, som ofta är lerigt på grund av innehåll av lerskiffer. De sydostligaste delarna av deltat, väster och söder om Båv (3f), är beströdda med block. De blockiga avlagringarna utgör sannolikt de proximala delarna av Vramsdeltat. Längst mot sydost finns en liten ryggformad avlagring belägen 1 km sydost om Båv. De högre belägna (90–125 m ö.h.) avlagringarna nordväst och sydost om Killehus (3f) är delvis terrassformade. De bildades sannolikt när iskanten började smälta längs Söderåsens sydvästra sluttning och förefaller ha haft stöd av isen.

Vramsdeltats sedimentmäktigheter är ej kända inom kartområdet men däremot väster därom inne på kartområdet Helsingborg SV. Där varierar mäktigheten starkt och är som störst, 20–30 m, i deltats centrala del. Lagerföljderna består dock inte enbart av sand- och gruslager, utan är



Fig. 34. Isälvsavlagring 600 m NNO om Hallagården (3f). Foto B. Ringberg 1976.
Glaciofluvial deposit 600 m NNE of Hallagården (3f).

uppdelade i 2 à 3 olika enheter som mellanlagras av morän. Norr om S. Vram finns ett dagbrott som är beläget endast 400 m väster om kartbladsgränsen, 1 km VNV om Åvarp (3f). I den 150 m långa skärningen är det översta grus- och sandlagret 3–7 m mäktigt och det är sannolikt dessa mäktigheter man får räkna med även inne på kartområdet Helsingborg SO. Under grus- och sandlagret finns en högst 3 m mäktig glacial lera som i sin tur underlagras av två moräner med mellanliggande sediment till en sammanlagd mäktighet av ca 7 m. Det översta moränlagret utgörs av två ablationsmoräner med en mellanliggande bottenmorän, vilken bildades vid en nordostlig isrörelse. Den understa moränen är en bottenmorän bildad vid en isrörelse från norr. Överst i lagerföljden, dvs. i ytan på deltats grus, finns ett ca 1 m mäktigt lager, vilket har tolkats som en omlagrad morän. Till skillnad från underliggande grus och sand, som innehåller 10–30% lerskiffer (se fig. 21), innehåller den omlagrade moränen endast 5% lerskiffer och dessutom en viss procent krit- och danienbergarter, som ej förekommer i övriga lager (Adriellsson m.fl. 1981, s 74–75 och fig. 8–10).

Den omlagrade moränen kan betyda att stora delar av Vramsdelat var moräntäckt och att denna morän bildades av is från sydväst, dvs. av samma

is som avlagrade den översta moränen sydost om deltat och som räfflade hållarna från sydväst (se fig. 61). Det skulle innebära att åtminstone delar av deltat, kanske hela, kan korreleras med de sub- och intermoräna sedimenten på moränlokalerna 14 och 17 (se s. 148 och s. 150).

Det finns ingenting som tyder på att även övriga isälvsavlagringar inom område IV överskreds av en senare is. Däremot var vissa av dem uppdämda av is från sydväst, när de bildades. Det gäller t.ex. de nu nästan helt exploaterade isälvsavlagringarna vid Stubbaröd (3f). Avlagringarna är belägna 75–100 m ö.h. och hade terrassform eller flack rygiform. Avlagringarna utgörs av ett högst 15 m mäktigt stenigt grus, som i vissa delar är extremt blockigt (se fig. 34). I skärningen 600 m NNO om Hallagården (3f) överlagras ca 3 m blockigt grus ett stenigt grus. Avlagringen är där sammanlagt 6–7 m mäktig och underlagras av lerig sandig-moig morän. Ca 50 m söder om skärningen överlagras det blockiga gruset av stenigt grus, som saknar synlig skiktning i den översta delen till 2 m djup men som därunder är korsskiktat. Avlagringen innehåller nästan enbart kristallina bergarter (se prov 61 i fig. 21).

I avlagringen 500 m sydost om Bauseröd (3f) har nedanstående skärning observerats.

- | | |
|------------|---|
| 0 –3.0 m | Småblockigt stenigt grus, utan synlig skiktning |
| 3.0–4.0 m | Sand, korsskiktad |
| 4.0–4.6 m | Omväxlande lager av grovmo och finmo-mjåla |
| 4.6–5.0 m+ | Stenigt grus, utan synlig skiktning |

Skärningens undre del var raserad och kunde ej studeras. I täktbotten, 6.5 m under markytan, påträffades en kalkhaltig, lerig sandig – moig morän (se s. 53). Gruset består nästan uteslutande av kristallina bergarter (se prov 62 i tabell 2 och i fig. 21) och härstammar från Söderåsen. Transporten skedde sannolikt längs kanten av Hallabäckens dalgång förbi Orröd (2g).

Mellan Bauseröd och Kågeröd (2g) finns ett stråk med små isälvsavlagringar som är belägna 50–75 m ö.h. Dessa avlagringar bildades i en uppsprickande is något senare och på en lägre nivå än avlagringarna vid Stubbaröd under den allmänna dräneringen mot nordväst. Avlagringarna har i allmänhet flacka former och ligger uppe på båda sidor om Vege ås dalgång, vilket tyder på att dalgången var fylld med is, då de bildades. Isälvsavlagringarna består av grus eller sand och är oftast mindre än 5 m mäktiga. Bergartssammansättningen i avlagringen 300 m sydväst om Abulabo (2f) framgår av prov 63 i tabell 2 och i fig. 21. Omedelbart nordväst om



Fig. 35. Isälvsvlagring vid Ylmesåkra (2g). Foto B. Ringberg 1976.

Glaciofluvial deposit at Ylmesåkra (2g).

Kågeröd är avlagringarna väster om Vege å skifferrikare och lerigare än avlagringarna öster om ån.

Även isälvsvlagringarna längs Snattabäckens och Vege ås sidor mellan Kågeröd och Kolaryd (1h) har utbredda flacka, lätt undulerande former, 70–100 m ö.h. Avlagringarna är leriga i ytan på grund av ett stort skifferinnehåll och har därför varit svåra att skilja från omgivande leriga morän vid kartläggningen. En täkt vid Ylmesåkra (2g) visar att isälvsvlagringarna består av 4–5 m horisontellt och korsskiktat sandigt grus, som nedåt övergår i sand (se fig. 35). Skiktningen når på vissa ställen upp i avlagringens yta, men oftast utgörs ytan av ett 0.5–1.0 m mäktigt lager oskiktat grus. Sedimentens sammanlagda mäktighet överstiger i allmänhet ej 10 m. Vid Ylmesåkra gård underlagras isälvsvlagringen av 3.5 m morän (se kartans

mäktighetsuppgift). Förutom en hög procent lerskiffer innehåller avlagringarna också 10–15 procent alunskiffer (se prov 65 i tabell 2). Liksom skiktstupningen antyder alunskifferinnehållet en transport från OSO–O. Den närmast belägna kända alunskifferberggrunden öster om avlagringarna finns vid Åkarpmsölla (1h).

Glaciala finkorniga sediment

Glaciala finkorniga sediment förekommer främst norr om Söderåsen i Ängelholmsbäckens innersta del väster och nordväst om Ljungbyhed (3h). Där avlagrades sedimenten i en vik av ishavet till en nivå av 45–50 m ö.h. Sedimenten utgörs av glacial lera som nedåt ofta övergår i lerig mo. Glacial finmo i dagen förekommer endast i liten omfattning. Leran är maximalt 15–20 m mäktig i de centrala delarna av bäckenet (se borring 2 på jordartskartan) och tunnare ut mot bäckenets kanter. Leran överlagras morän eller isälvsavlagringar och kan överlagras av svallsediment och andra grovkorniga havssediment (se borringarna 2, 5–6, 8 och 10). Lokalt har även glacial lera påträffats mellan två moräner (se borring 13). Den glaciala leran går främst i dagen utmed Klövabäckens, Längstebäckens och Rönne ås dalgångar samt utmed moränen sydväst om St. Björket (4h). Där leran går i dagen är den gråbrun närmast markytan.

Den glaciala leran har påträffats i skärningar på isälvsavlagringar 150 m NNO om Flohus (4g) och 1200 m sydost om Granlunda (4h). På dessa lokalerna är leran ej mer än ca 1 m mäktig och täcks av yngre avlagringar (se fig. 37). Vid den senare lokalen kunde ett par varv observeras i den tunna leran. I den enda större skärningen inom kartområdet, 250 m sydost om Lugnet (3–4i), uppmättes nedanstående lagerföljd, 40–45 m ö.h.

- 0 –0.8 m Grusig sand, horisontellt skiktad
- 0.8–2.8 m Omväxlande lager av korsskiktad sand och horisontellt skiktat grus
- 2.8–4.5 m+ Glacial finlera

Leran fortsätter till mer än 9.5 meters djup (Tullström 1954, s. 35). Kontakten mellan leran och sanden är skarp och i leran finns små hålor, vilka sannolikt utgör s.k. kolkbäcken. De senare antyder, liksom den skarpa kontakten, att leran eroderades vid avsättningen av den överlagrande sanden. Leran är överst (till 0.6 m djup) brungrå och därunder grå. Den är ej varvig men innehåller enstaka skikt av mo och mjåla. Till 2 m djup är

leran uppsprucken i små bitar, vilket kan vara resultatet av tjälning. En iskil har observerats i överlagrande sand (se fig. 36). Lerans kornstorlekssammansättning, kalkhalt och lermineralinnehåll framgår av proverna 37–38 i tabell 1 och 3.

I allmänhet är den glaciala leran en finlera med 30–50% ler, men lokalt förekommer upp till 70% ler. Grovlera förekommer men har liten utbredning. Leran är kalkfattig vid Lugnet och har vid Flohus en kalkhalt av 9%.

Leran vid Flohus har genomgått pollen- och diatoméanalys. Diatoméer (kiselalger) saknas helt och pollen förekommer sparsamt. Leran har även genomgått foraminiferanalys, som visar att kvartära foraminiferer saknas (se s. 102).

I en lertäkt 800 m NNV om Klippans kyrka (5g), 1.5 km norr om kartområdets gräns, har den glaciala leran undersökts av Hansen (1940, s. 350–351), Tullström (1954, s. 33–35), Daniel (1980, s. 80–82) och Sandgren (1983, s. 79–91). I de båda senare arbetena redovisas bl.a. detaljerade lermineralogiska undersökningar. Dessa kan antas gälla även för den glaciala leran inom angränsande delar av detta kartområde. Sandgren redovisar dessutom paleomagnetiska undersökningar (se s. 130) och diatoméanalyser. Diatoméer saknas med undantag av ett litet fragment, vilket visar att diatoméer kan ha funnits men i så fall har upplösts av sekundära processer.

Daniel (1980, s. 82 och tabell 3) har gjort en sammanställning av några geotekniska data för leran i Klippan–Kvidingeområdet. Det är sedan länge känt att de glaciala lerorna inom Ängelholmsbäckenet är starkt överkonsoliderade och generellt sett utgör ett gott underlag för bebyggelse m.m. Det är ej klarlagt vad som är anledningen till överkonsolideringen, men det är sannolikt att en kemisk process kombinerad med den kraftiga grundvattensänkningen under postglacial tid har varit bidragande orsaker.

Högsta kustlinjen

På norra sidan av Söderåsen har den marina högsta kustlinjen (HK) bestämts genom avvägning av överytorna på ett antal, solfjäderformat bildade deltan. Deltabildningarna är belägna längs en sträcka av 2 km från Klövahallar (4g) mot sydost. En av bildningarna är belägen 600 m VNV om Skogshyddan (4g). Huvuddelen av deltabildningarna utgörs av sand och grovmo, som kan vara upp till 12 m mäktig och som vilar på glacial lera. De små konformiga deltabildningarna bildades sannolikt av mindre smältvattnenflöden som rann nedför Söderåsens sluttning. Den underliggande leran

bildades tidigare och samtidigt med närliggande isälvsavlagringar. Delta-bildningarnas övre gräns och kontakt med moränen är belägen 55–56 m ö.h. och representerar högsta kustlinjen inom området (Sandgren 1983, s. 76). Nivån överensstämmer med de värden för marina gränsen som har erhållits på det närliggande kartområdet Helsingborg NO (Tullström 1954, s. 43–47 och Daniel 1980, s. 97–99).

Enligt Sandgren (1983, s. 76–78) bildades HK vid en transgression. Han anser att isälvsavlagringarna längs norra sidan av Söderåsen byggdes ut från nordväst mot sydost, medan ishavets yta successivt steg från ca 43 m till 51–53 m ö.h. Högsta kustlinjens nivå uppnåddes när isen hade avsmält från området. Sandgren anser dessutom att de vindslipade stenarna och blocken på nivåer 25 m och 38 m ö.h. vid skärningarna 400–500 m V–VNV om Tomasdal (4g; se s. 69) kan ha bildats under subaerila förhållanden på ett av följande två sätt. Antingen tillkom vindslipningen under en regressionsfas omedelbart efter isavsmältningen, en regressionsfas som följdes av en transgression till HK, eller också vindslipades stenarna som ett resultat av mindre fluktuationer av vattenytan under den slutliga regressionen från HK. Vattenståndsförändringarna under isavsmältningen norr om Söderåsen diskuteras på s. 129 ff. vid redovisningen av hela deglaciationsförloppet under senare delen av senaste istiden.

Någon avvägning av HK har ej gjorts i samband med kartläggningen och nedan angivna nivåer är tagna direkt från topografiska kartan. På flera platser norr om Söderåsen har observerats frisköljda moränytter och strandhaksliknande bildningar 50–55 m ö.h. Som framgår av jordartskartan sträcker sig också svallsediment bestående av grus, sand och grovmo upp till denna nivå. Dessutom mynnar några rännor, som är nedskurna i morän, ca 55 m ö.h. Rännorna är belägna inom ett 400 m brett område, 1 km nordväst om Humleryd (4f). De är 100–400 m långa, 2–5 m djupa och nedskurna nästan vinkelrätt mot nivåkurvorna. Rännorna är vidast och grundast i sina övre delar vid 70–80 m ö.h. samt smalnar och blir djupare i sina nedre delar. Tre av de 7–8 rännorna når ned till ca 55 m ö.h. medan de övriga upphör på en något högre nivå. Sannolikt bildades rännorna vid och under iskanten nära högsta kustlinjen

På flera nivåer i Söderåsens sydvästra sluttningar förekommer rännor liknande dem ovan beskrivna. I närheten av Kågeröd (2g) finns både enskilda rännor och system av rännor, som börjar 100–110 m ö.h. och upphör 85–95 m ö.h. Bl.a. förekommer system av rännor 700 m nordost om Kråkebacken (2g) samt 300 m sydväst och 400 m söder om Byröd (2g).

Rännorna är 5–10 m breda och 1–4 m djupa. Rännornas längd är ungefär densamma som på norra sidan av Söderåsen. Längre mot nordväst förekommer rännorna på allt lägre nivåer, nämligen 65–85 m ö.h. 500 m sydost och 800 m NNV om Bauseröd (3f). Rännornas nedre delar är där belägna 65–75 m ö.h. Längs en 1.5 km lång sträcka från Skoghus (4f) mot sydost finns flera system av rännor. Dessa börjar 80–115 m ö.h. och upphör 40–50 m ö.h. De tydligaste rännorna är belägna längs enskilda bilvägen vid och nordost om Skoghus. Utanför en av rännornas mynning, 150 m söder om Skoghus, finns en liten konformig isälvsavlagring.

Rännorna på sydvästra sidan av Söderåsen är liksom de på den norra sidan sannolikt bildade som slukrännor vid och något under iskanten. Med undantag av rännorna sydost om Skoghus kan de som är belägna på åsens södra sida ej sättas i samband med strandliknande bildningar. Sydost om Skoghus upphör, som tidigare nämnts, rännorna 40–50 m ö.h. På båda sidor om skjutbanan sydost om Skoghus finns en strandhaksliknande bildning med underliggande abrasionsterrass. Strandhaket är beläget ca 45 m ö.h. Längs isälvsavlagringen 1.0 km sydost om Brantastig (3f) finns två strandhaksliknande bildningar. Den ena är belägen 45–50 m ö.h. och den andra något under 45 m ö.h. Några högre belägna strandmärken har ej observerats inom kartområdet söder om Söderåsen.

Väster om kartområdet har högsta kustlinjen fastställts till 55–57 m ö.h. (Adriellsson m.fl. 1981, s. 86–88), dvs. till samma nivå som inom området norr om Söderåsen. Anledningen till att strandliknande bildningar, som är högre belägna än ca 45 m ö.h., ej har påträffats inom kartområdet söder om Söderåsen kan vara att strandmärkena är så otydligt utformade att de ej har observerats. Det är emellertid också möjligt att en lägre HK utformades söder om Söderåsen på grund av att den yngre isen, med ostlig-sydostlig rörelse, söder om åsen kvarlåg längre än isen norr därom (se fig. 59). Det kan även tänkas att denna kustlinje överskreds av den yngsta isen från sydväst (se fig. 61) och att den kustlinje, som bildades då den yngsta isen avsmälte, är belägen på en lägre nivå och skall sökas väster om detta kartområde.

Postglaciala minerogena sediment

Svallsediment och andra grovkorniga havssediment

Norr om Söderåsen påträffas svallsediment och andra grovkorniga havssediment främst under högsta kustlinjen (HK), dvs. under 55–56 m ö.h. Dessutom förekommer sedimenten under HK i Rønne ås dalgång väster

om Djupadalsmölla (2j) samt i dalgången mellan Allarp (2i) och Härsnäs (2i). Över HK påträffas sedimenten främst söder om Söderåsen och i anslutning till fornsjöar. Dessa kan ofta spåras genom förekomster av finkorniga sjösediment.

Norr om Söderåsen vilar svallsedimenten och de andra grovkorniga havssedimenten på morän, isälvsavlagringar och glaciala finkorniga sediment, medan svallsedimenten söder om Söderåsen främst överlagrar morän, men i mindre omfattning kan de även överlagra finkorniga sjösediment.

Svallsedimenten och de andra grovkorniga havssedimenten består främst av sand, men även grus och grovmo förekommer. Sedimentens mäktighet norr om Söderåsen kan centralt i Ängelholmsbäckens innersta del uppgå till 6 m (se borringarna 2-3, 5-6 och 8 på jordartskartan), och sedimenten tunnare ut mot morän, isälvsavlagringar och glacial lera i bäckenets kanter (se fig. 28). Några mäktighetsuppgifter föreligger ej från dalgångarna väster om Djupadalsmölla och väster-nordväst om Härsnäs. Uppstickande hållar och morän i dalgångarna antyder emellertid att sedimenten där sannolikt ej är mer än ca 5 m mäktiga. Från svallsedimenten söder om Söderåsen föreligger ett fåtal mäktighetsuppgifter, vilka tyder på att sand- och grovmosedimenten där oftast är 1-3 m mäktiga.

Söder om Söderåsen svallades sand och grovmo sannolikt fram ur moränen, som omger de f.d. sjöarna. En mindre del av sedimenten kan också ha bildats i issjöar. Norr om Söderåsen däremot bildades sedimenten dels som svallsediment utmed den dåvarande ishavskusten, dels extramarginalt av smältvatten från kvarliggande dödis inom och omkring kartområdet. Skärningar i och längs isälvsavlagringarna på Söderåsens norra sida visar att horisontellt skiktad svallsand, som är 1-3 m mäktig, kan förekomma på isälvsavlagringarna (se s. 68 och 71). I skärningar utanför isälvsavlagringarna har de grovkorniga sedimenten en uppbyggnad som antyder att de bildades som deltaavlagringar på grunt vatten eller som sandurliknande bildningar, dvs. subaerilt i nivå med och något över den successivt sjunkande havsytan.

I en skärning 200 m väster om Knutstorp (4g) har sedimenten deltaliknande karaktär med yt-, mellan- och bottenbädd.

- 0 -0.5 m Grusig sand, oskiktad
- 0.5-3.0 m Sand, korsskiktad med 1.0-1.5 m mäktiga bankar
- 3.0-4.0 m+ Grovmo med tunna skikt av finmo-mjåla och lera samt ripple-skiktning



Fig. 36. Iskäl i korskiktad sand 250 m sydost om Lugnet (3-4i). Foto B. Ringberg 1981.
Ice-wedge in sand 250 m south-east of Lugnet (3-4i).

Sedimentens plana yta når 30-35 m ö.h. Två iskäl har påträffats i skärningen. De når ned till 2.5 m under markytan.

En annan skärning 250 m sydost om Lugnet (3-4i) har beskrivits på s. 92. De horisontellt och korskiktat lagrade sedimenten har strukturer som antyder att de avlagrades i en sandliknande miljö ca 45 m ö.h. (se fig. 36).

Man kan således förmoda att en stor del av de postglaciala grovkorniga sedimenten på den glaciala leran norr om Söderåsen bildades på grunt vatten eller subaerilt i närheten av en successivt sjunkande havsytta.

Finkorniga sjösediment

Finkorniga sjösediment, dvs. finmo, grov- och finlera samt gyttjelera och lergyttja, förekommer i begränsad omfattning i dagen. Främst uppträder de i flacka, grunda bäcken söder om Söderåsen medan de inom övriga delar av kartområdet oftast täcks av postglaciala organogena avlagringar såsom gyttja och torv. Den största koncentrationen av finkorniga sjösediment förekommer längs och söder om den ler- och kritrika moränens gräns. Det är sannolikt att sedimenten där bildades i bäcken som delvis dämades upp av is med stort lerinnehåll. De finkorniga sjösedimenten i dessa bäcken kan därför ha bildats både av smältvatten från isen och av omlagrat material från bäckar och sjöstränder (se även Ekström 1934, s. 54).

Den postglaciala finmon förekommer endast i liten utsträckning och har sannolikt en ringa mäktighet. Liksom den glaciala finmon är den postglaciala ofta lerig (se prov 39 i tabell 1).

Den postglaciala leran kan lokalt överlagras av tunna grovkorniga sediment (sand och grovmo) och underlagras ofta av sand och lerig sand med skikt av finmo-mjåla. De senare sedimenten vilar ofta direkt på morän. Glacial lera underlagras relativt sällan den postglaciala men det förekommer bl.a. i Baremosse (1f; se s. 107) och i ett litet bäcken 150 m NNO om Flohus (4g; se nedan).

Den postglaciala leran utgörs av grovlera (proverna 40–41 i tabell 1) eller finlera (proverna 42–43 i tabell 1). Lerornas, gyttjelerans och lergyttjans sammanlagda mäktighet varierar oftast mellan 1 m och 3 m samt överstiger sällan 5 m.

Den postglaciala leran är brungul i ytliga, vittrade lager och därunder grå. Den är oftast oskiktad eller otydligt skiktad i övre delen. Endast ett fåtal analyser av ovittrad postglacial lera föreligger men man kan antaga att kalkhalten i leran varierar med kalkhalten i kartområdets moräner.

Gyttjelera och lergyttja, som har samma beteckning på jordartskartan, har ej lika stor utbredning i ytan som den postglaciala leran. Gyttjeleran kan dock ofta förekomma som ett tunt lager (högst 0.5 m) på den postglaciala leran. Sannolikt har en del av förekomsterna av gyttjelera och lergyttja tidigare täckts av kärrtorv, som numera är uppodlad eller borttagen. I torvmarkernas lagerföljder förekommer ofta postglacial lera, gyttjelera och lergyttja under gyttja och torv. Jordarternas kornstorleksfördelning framgår av proverna 44–45 i tabell 1.

I det lilla bäckenet 150 m NNO om Flohus (4g) uppmättes nedanstående lagerföljd (se fig. 37).



Fig. 37. Lagerföljd i finkorniga sjösediment 150 m NNO om Flohus (4g). Spaden står i glacial lera. Foto B. Ringberg 1981.

Section in lacustrine sediments 150 m NNO of Flohus (4g).

0	-0.25 m	Mörk matjord eller torv
0.25-0.65 m		Grå gyttjeler
0.65-1.55 m		Gröngrå lergyttja med tunna moskikt och lager av kvistar vid 1.00 m och 1.12 m
1.55-2.20 m		Sand med skikt av finmo-mjåla och lera. Växtrester synliga till 1.67 m
2.20-2.90 m		Grå glacial grovlera med skikt av grovmo och sand
2.90-4.20 m		Grå glacial finlera med enstaka stenar
4.40 m+		Isälvsavlagring, stenigt grus

Markytan är belägen 40–45 m ö.h., dvs. drygt 10 m under högsta kustlinjen. Lagerföljden har genomgått pollen- och diatoméanalys och resultaten av analyserna redovisas här av Ann-Marie Robertsson (mikropaleontologiska laboratoriet vid SGU).

Resultaten redovisas som ett summadiagram (se fig. 38), där andelen träd-, busk- och örtpollen har beräknats i förhållande till hela antalet räknade pollenkorn, som på varje provnivå är ca 500.

I hela diagrammet är andelen örtpollen mycket stor, ca 50%, vilket visar att vegetationen var öppen. Glesa björkskogar existerade under de klimatiskt gynnsamma interstadialperioderna Bölling (BÖ) och Alleröd (AL; jfr Berglund 1971 och 1979). Ett lager med kvistar i leryttjan har daterats till 11.465 ± 120 B.P. (St 8114, löslig fraktion) och 11.405 ± 280 B.P. (St 8115, olöslig fraktion). Åldern visar att lagret bildades under Alleröd. Under de kallare stadialskedena äldre Dryas (DR 2) och yngre Dryas (DR 3) försköts vegetationszonerna, så att områden som under Alleröd var täckta av björskog delvis ersattes av s.k. parkundra med glesa trädbestånd och buskar samt örter. I de seneglaciala Flohussedimenten har bland buskpollenet noterats vide (*Salix*) och dvärgbjörk (*Betula nana*). En (*Juniperus*) finns bara representerad med låga värden. Bland örter dominerar pollen av halvgräs (Cyperaceae) bl.a. starr, gräs (Gramineae) samt gråbo och malört (*Artemisia*). Gråbo och malört når tillsammans med syra (*Rumex*) och ruta (*Thalictrum*) de högsta värdena under äldsta Dryas (DR 1), Bölling och äldre Dryas.

I bassängen där sedimenten bildades fanns inte någon rik flora av vattenväxter. Däremot var produktionen av grönalger (*Pediastrum*) riklig under hela den seneglaciala tiden med maxima under slutet av äldre Dryas och början av yngre Dryas.

De minerogena sedimenten mellan 3.25 m och 1.95 m har också pollenanalyserats, dock mer översiktligt varför resultatet ej redovisats i fig. 38. Proverna visade sig ha låga frekvenser av pollen. Bland kvartära typer har bland träd mest noterats tall (*Pinus*) samt enstaka björk. Busk- och örtpollen är representerade av vide, gräs, halvgräs samt gråbo och malört.

Förutom pollen som härrör från den omgivande vegetationen förekommer i hela lagerföljden omlagrade äldre prekvartära pollenkorn och sporer i sedimenten.

Översiktliga diatoméanalyser gav följande resultat. Ler- och sandlagren mellan 3.25 m och 1.95 m innehåller inga diatoméer. Eftersom kalkhalten i leran är omkring 10% (se s. 93) kan eventuella diatoméer ha upplösts av

FLOHUS

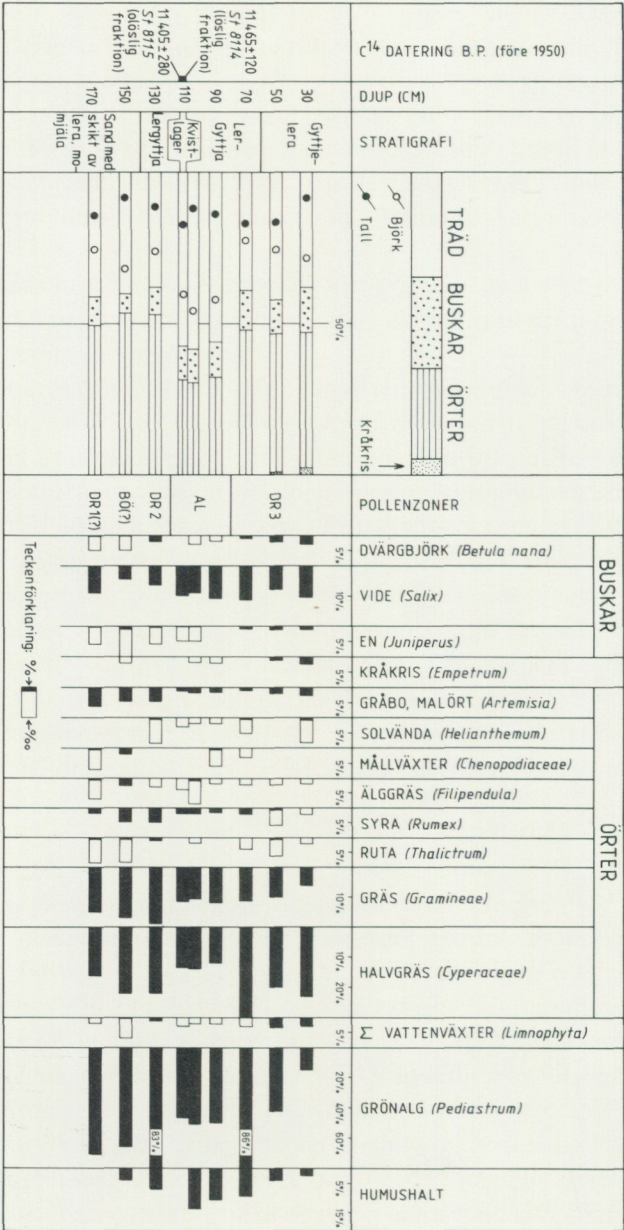


Fig. 38. Pollendiagram från lagerföljden 150 m NNO om Flohus (4g). Se fig. 37. Pollen diagram from the sequence 150 m NNE of Flohus (4g). See Fig. 37.

Analys: Rajko Savić och Ann-Maree Robertsson 1981

sekundära processer. På 1.70 m djup i lagerföljden noterades enstaka skal av släktet *Fragilaria*. Mellan 1.50 m och 0.30 m förekommer en alkalifil till indifferent sötvattensflora ($\text{pH} \geq 7$) främst representerad av släktena *Fragilaria*, *Cymbella*, *Caloneis*, *Navicula* och *Pinnularia*. Sedimenten är avsatta på ganska grunt vatten, eftersom inga planktonformer noterats. I provet från 0.90 m fanns skal av en terrestrisk art (*Pinnularia borealis*) tillsammans med arter av ovannämnda släkten. Foraminiferanalyser av ler- och sandlagren mellan 2.15 m och 3.25 m visar att kvartära foraminiferer saknas (analyserna har utförts av F. Klingberg, SGU). På 3.0 m djup har några prekvartära foraminiferer påträffats. Kvartära foraminiferer saknas sannolikt på grund av utsötning genom smältvatten från landisen.

Älv- och svämsediment

Svämsediment förekommer främst utmed de nutida åarna Rönne å och Vege å samt utmed dessa åars biflöden. Som framgår av jordartskartan är utbredningen av svämsediment i övrigt relativt begränsad.

Utmed Rönne å och Vege å bildar sedimenten i allmänhet tydligt urskiljbara plan och har därmed kunnat avgränsas mot intilliggande jordarter (se fig. 39). Gränsdragningen mellan svämsediment och sjösediment har dock vållat problem, där dalgångarna vidgar sig och övergår i grunda sjöbäcken, vilket är särskilt vanligt i det flacka landskapet söder om Söderåsen.

Svämsedimenten utmed kartområdets bäckar förekommer som smala stråk i trånga grunda dalfåror. Bäckarna har ofta fördjupats, rätats och sträckvis lagts i kulvertledning. Av den anledningen är det ofta svårt att avgöra vad som är primära svämsediment och vad som är schaktmassor från grävningsarbeten i vattendragen.

Mäktigheten av svämsedimenten är känd endast från ett fåtal punkter inom kartområdet. Sannolikt är den oftast 1–5 m men kan lokalt vara större.

Grov- och finkorniga svämsediment kan förekomma i snabb växellagring såväl horisontellt som vertikalt. De grövre svämsedimenten i dagen består i allmänhet av grovmo och mellansand med varierande inslag av ler (proverna 46–47 i tabell 1) men kan även bestå av sand. Under de övre lagren förekommer även sandigt grus. Utmed Skärån (2h-i) och Klövbäcken (4g) förekommer stenigt grus där vattendragen rinner genom Söderåsens raviner. De finkorniga svämsedimenten utgörs av mo, mjåla och lera med växlande lerhalt och varierande organiskt innehåll (proverna 48–49 i tabell



Fig. 39. Svämsediment utmed Rönne å SSV om Natthall (2j). Foto B. Ringberg 1977.
Fluvial sediments in the river valley of Rönne å, SSW of Natthall (2j).

1). Det organiska materialet förekommer normalt jämnt och fint fördelat i svämsedimenten. Synliga skikt med organiskt material har dock observerats särskilt i de grövre sedimenten.

Postglaciala organogena avlagringar

De postglaciala organogena avlagringarna utgörs av mossetorv och kärrtorv. Gyttja har ej påträffats vid markytan, men förekommer ofta under torv, eftersom många torvmarker är igenvuxna sjöar. Torvmarkerna har sin största utbredning nordost om Söderåsen. Utbredningen är något mindre uppe på åsen och minst söder om denna, där torvmarkerna har ringa utbredning beroende på att exploatering och uppodling skett i större utsträckning än inom övriga delar av kartområdet.

Huvuddelen av kartområdets torvmarker är torrlagda genom utdikning eller påverkade genom dränering, torvbrytning, utfyllnad samt avfallsdeponering. Mycket få torvmarker är helt opåverkade av människans verksamhet. Detta har medfört att vissa torvmarker som tidigare utgjort mossar nu har måst kartläggas som kärr på grund av att mossetorven utbrutits och mossevegetationen ersatts av kärrvegetation. Baremosse (Barmossen, 1f) och Rävlinge mosse (1h) är exempel på sådana torvmarker. I andra fall förekommer tillräckliga rester av mossetorv och mossevegetation, för att torvmarkerna fortfarande skall kunna gälla som mossar. Rönneholms mosse (0j) och Gillastigs mosse (2h) är exempel på mossar av den typen. Även kärren har i stor utsträckning mist sin tidigare karaktär och planterats med skog eller i mindre omfattning uppodlats.

De flesta mossarna har ett mer eller mindre väl utvecklat mosseplan vars avgränsning mot fast mark varierar från en vattenfylld kärllagg till en skogbevuxen mosserand. Oftast är mosseplanet inte särskilt högt, vilket delvis beror på att de flesta mossarna är utdikade. På mossarna finns vanligen ett mer eller mindre glest bestånd av tall, enstaka björkar och granar. Helt trädlösa mossar är sällsynta inom området.

Kärren utgörs vanligen av lövkärr, al- eller björkkärr. På Söderåsen och nordost därom har kärren ibland ett mycket begränsat vitmosstäck i de centrala delarna. Längs Söderåsens sydvästra sluttning har påträffats små rikkärr, som sannolikt bildats genom påverkan från närliggande kalkhaltiga moräner (se s. 53). Små översilningskärr, som har bildats av framläcande grundvatten, förekommer inom kartområdet bl.a. längs Rönne ås dalgång mellan Billinge (1j) och Torraröd (2j). I anslutning till ett översilningskärr 1.1 km VSV om Trolleholm (0h-i) har kalktuff bildats av framläcande kalkhaltigt vatten.

Torvmäktigheten har bestämts i flera av kartområdets mossar och kärr. De uppmätta mäktigheterna, vilka markerats på jordartskartan, varierar mellan 1.5 m och 8 m. Lokalt förekommer emellertid större mäktigheter. I Traneröds mosse (3h), som torde vara en av landets djupaste mossar, har på en punkt uppmätts ett djup på 18 m varav 10 m vitmosstorv och 1 m kärrtorv (se fig. 40 efter Liedberg och Thelaus 1979). I mossarna består i allmänhet endast torvens undre del (1–2 m) av kärrtorv. Ibland saknas gyttja och lera under kärrtorven men oftast förekommer gyttja, som kan vara upp till 4 m mäktig och som underlagras av gyttjelera, lera och finmo-mjåla till en sammanlagd mäktighet av maximalt 7 m. Några av

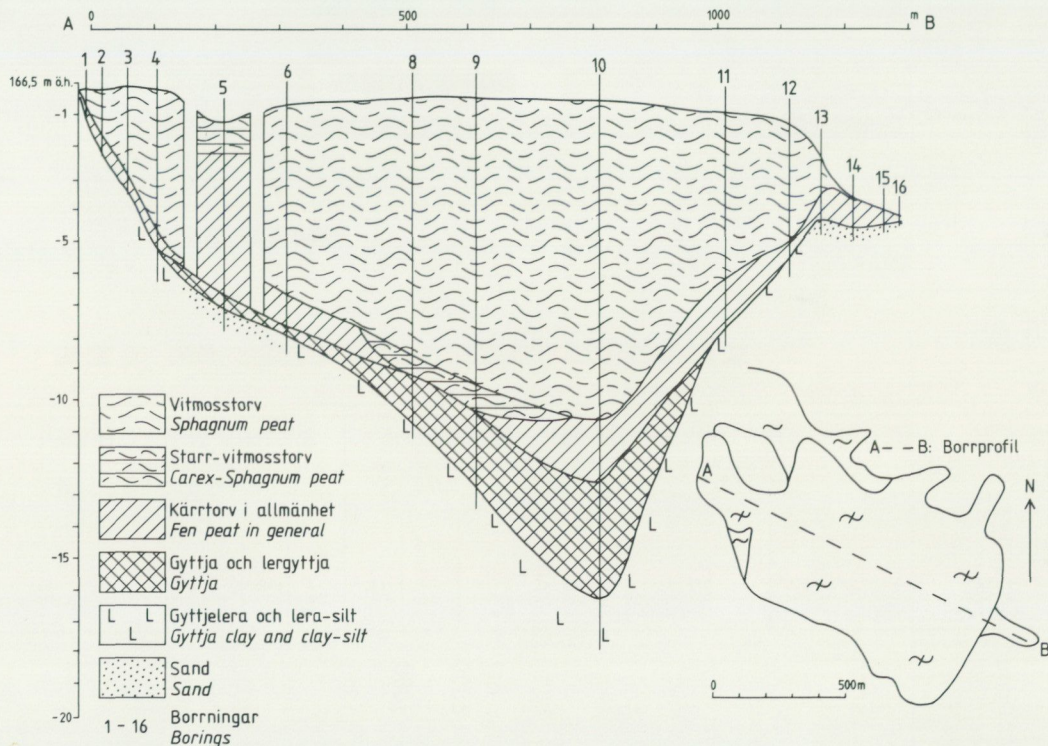


Fig. 40. Profil genom Traneröds mosse (3h; efter Liedberg och Thelaus 1979).

Profile through Traneröds mosse (3h; after Liedberg and Thelaus 1979).

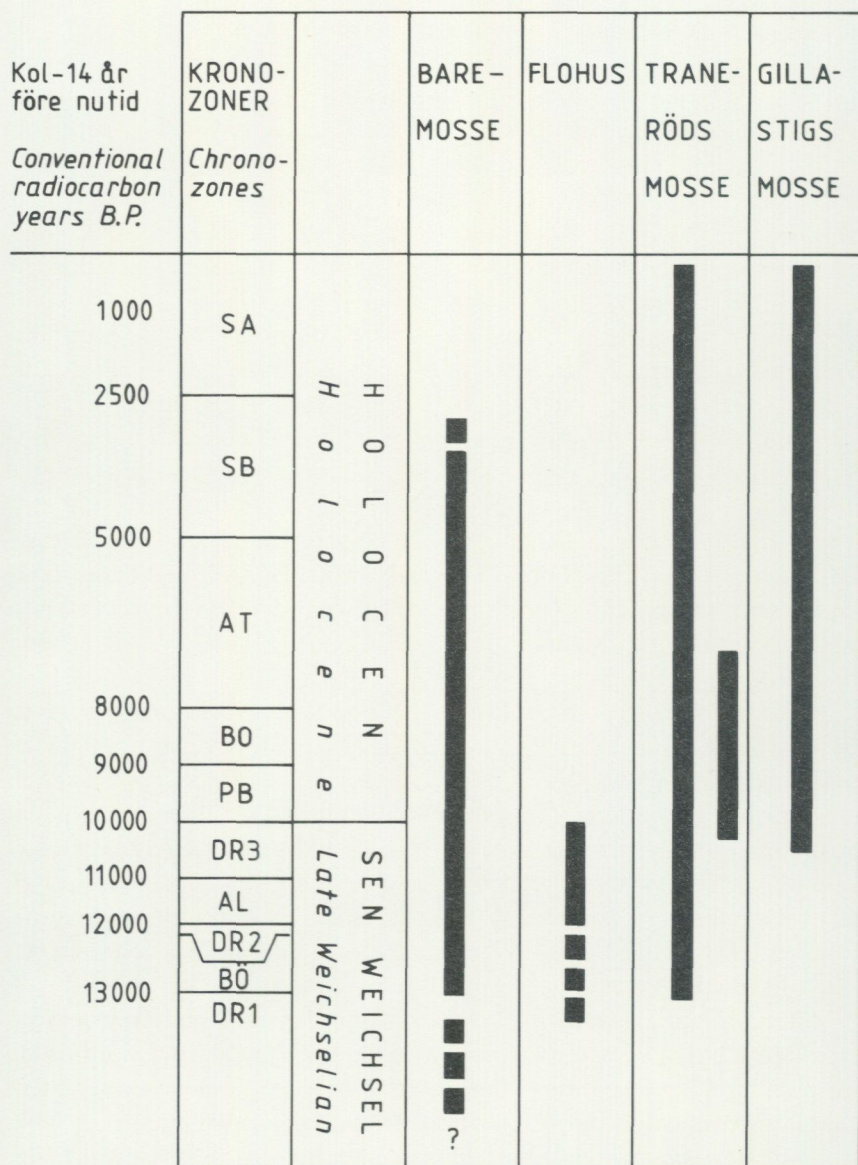


Fig. 41. Översikt över mikrofossilanalyserade lagerföljder i kartområdets mossar och sjösediment.

Outline of microfossil analysed sequences in bogs and lacustrine sediments of the map area.

mossarnas lagerföljder framgår av pollendiagrammen (fig. 42–45 och 47–48).

Undersökningar av lagerföljder i kartområdets mossar har tidigare utförts av bl.a. Ekström (1934), T. Nilsson (1935) samt Liedberg och Theläus (1979). I samband med denna kartläggning undersöktes lagerföljder i Baremossen (1f), Gillastigs mosse (2h) och Traneröds mosse (Traneröds mossen, 3h). Se fig. 41. Pollenanalytiska undersökningar utfördes vid mikropaleontologiska laboratoriet, SGU, och resultaten redovisas nedan av A.-M. Robertsson.

Baremossen är belägen 70 m ö.h., 2 km öster om Halmstad kyrka (1f). Mossen är en igenväxningstorvmark, som uppkommit genom uppgrävning och igenväxning av ett sjöbäcken. Vid torvtäkt har huvuddelen av vitmosstorven utbrutits och något mosseplan finns inte längre i Baremossen. Rena mossepartier är sällsynta och i stället dominerar varierande kärrvegetation.

Pollenanalytiska undersökningar har tidigare utförts på lagerföljder i Baremossen av bl.a. Ekström (1934) och Nilsson (1935). Enligt deras resultat finns där en fullständig lagerföljd, med sediment avsatta från det att isen lämnade området och fram till nutid (jfr Ekström 1934 fig. 16 och Nilsson 1935, Tafel VII, diagram 11 och 14).

I samband med jordartskartläggningen uppborrades och provtogs en ca 10 m mäktig lagerföljd för pollenanalys. Borrningens läge framgår av jordartskartans mäktighetsuppgift. Lagerföljden omfattar uppifrån 2 m torv och ren gyttja, ca 4 m gyttjiga minerogena sediment, med nedåt avtagande organiskt innehåll (lergyttja–gyttjelera–lera med tunna skikt av växtrester). Den understa delen på 4 m utgörs av 1.0 m lera med sliror av mo och två tunna sandskikt, 1.0 m varviga sediment (lerig silt och finlera), 1.5 m finlera med störda varv av lerig silt samt 0.5 m växellagrande lera och sand. I botten finns morän.

Materialet anrikades först på vanligt sätt enligt fluorvätesyra-acetolysmetoderna. I de minerogena sedimenten mellan 3 m och 10 m djup visade sig pollenfrekvenserna vara låga. Därför preparerades dessa sediment enligt en sedimentations- och separationsmetod (Påsse 1976).

Resultaten av pollenanalyserna presenteras i tre olika diagram (fig. 42–44), som konstruerats på skilda sätt beroende på innehållet av pollen, sporer och övriga identifierade mikrofosil (bl.a. omlagrade prekvartära).

I den understa delen av provserien (7–10 m djup), som består av finkorniga sediment, har ett 10-tal analyser utförts. Därvid noterades alla palyno-

morfer, dvs. pollen och sporer av såväl kvartära som prekvartära typer, *Pediastrum* (grönalger), Leiosphaerider (Leio), dinoflagellater (Dino) och acritarker (Acri). Resultaten har sammanställts i två olika diagram med olika konstruktionssätt (fig. 42 A och B). För närmare beskrivning av diagramkonstruktionen jfr Miller 1977.

I diagram A utgörs bassumman för varje spektrum av antalet räknade palynomorfer. Gruppen Varia innehåller oidentifierade pollen och sporer, vilka kan vara av såväl kvartärt som prekvartärt ursprung. Bassumman i diagram B utgörs av antalet räknade pollen och sporer (såväl kvartära som prekvartära typer) på varje nivå. Av båda diagrammen framgår att gruppen prekvartära pollen dominerar i den understa delen av lagerföljden (10.0–8.1 m). Andelen kvartära pollentyper och prekvartära sporer är vardera ungefär lika stor. Däremot förekommer kvartära sportyper, *Pediastrum* och gruppen Leio/Dino/Acri i ganska små mängder. I moränen (9.95 m) noterades en något större andel *Pediastrum*.

Frekvensen kvartära pollentyper, som emellertid även kan innehålla en viss del prekvartärt pollen, ökar uppåt i de varviga sedimenten (7.9–7.4 m). Inslaget prekvartära typer är emellertid fortfarande ca 50%. De kvartära pollen och sporer, som noterats, är till största delen omlagrade ur äldre sediment av interstadialt och/eller interglacialt ursprung. Andelen primärt pollen, dvs. sådant som skulle kunna härröra från vegetation, som existerat samtidigt med att sedimenten bildades, är troligen ganska liten.

Av resultaten framgår att de minerogena sedimenten i den undre delen av lagerföljden i Baremosse har ett ganska enhetligt innehåll av palynomorfer. De ostört varviga sedimenten (7–8 m) uppvisar en något mindre andel prekvartära pollen än underlagrande sediment (mellan 8 och 10 m djup). Detta innebär att hela understa delen (7–10 m djup) av lagerföljden kan anses vara avlagrad direkt av den smältande landisen.

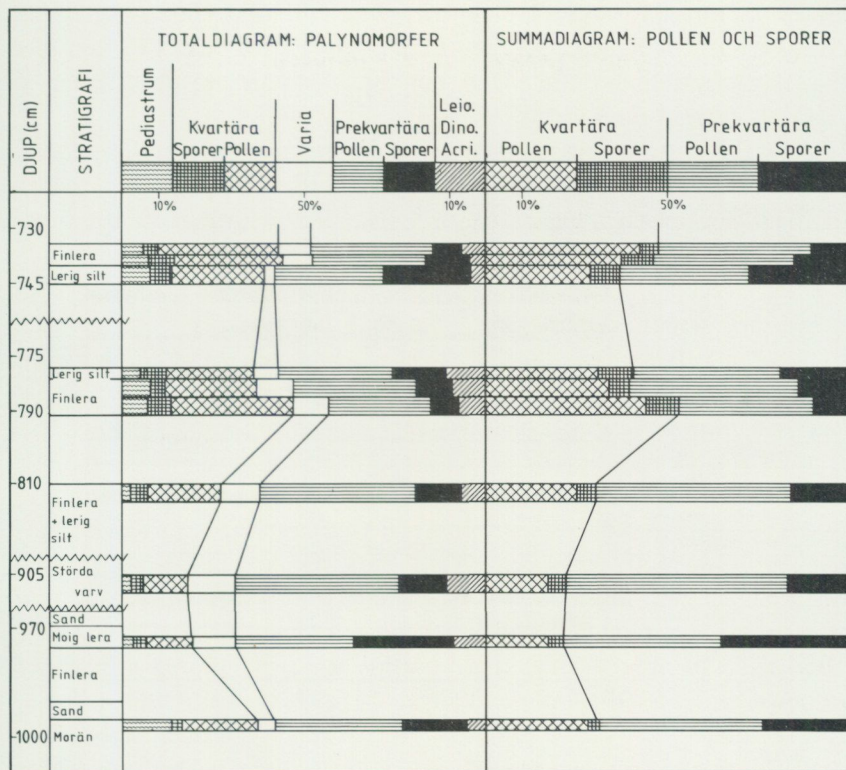
Resultaten av de analyser som omfattar senglacial tid (senare delen av sen Weichsel-tid, fig. 41) finns redovisade i fig. 43. Diagrammet består av en totalpollendel och av särkurvor för pollen av buskar, vissa örter och vattenväxter. Dessutom finns frekvenserna för *Pediastrum* och omlagrade prekvartära palynomorfer presenterade.

I leran mellan 6.5 m och 6.0 m utgör andelen trädpollen över 70%, därav är ca 50% tall och 15–20% björk. Frekvensen busk- och örtpollen är ganska konstant (ca 5% respektive 20–25%). I sedimentet förekommer rikligt med omlagrade prekvartära mikrofossil, representerade av pollen, sporer, dinoflagellater och acritarker. Den stora mängden tallpollen är troligen till

BAREMOSSE

A

B



Analys: A.-M. Robertsson 1982

Fig. 42. Diagram över palynomorfer i understa minerogena sedimenten i Baremossen (1f).
Diagram of the palynomorphs in the lowest minerogenic sediments of Baremossen (1f).

största delen omlagrad. Den ganska ringa mängden *Pediastrum* visar att den organiska produktionen inte var så stor i sedimentationsbäckenet under stadialperioden äldsta Dryas (DR 1). Alternativt var sedimentationshastigheten hög. Mellan 6.0 m och 4.0 m finns enstaka tunna skikt av växtrester i lera.

Ovanför 5.5 m ökar andelen busk- och örtpollen, samtidigt som frekvensen tallpollen och omlagrade palynomorfer minskar. *Pediastrum* ökar från 30% till 75% och pollen av vattenväxter (särskilt *Potamogeton*) börjar uppträda. Pollenfloras sammansättning visar att vegetationen bestod mest av buskar och örter. Under därpå följande interstadialperiod Bölling

(BÖ)–Alleröd (AL) skedde en klimatförbättring, som resulterade i att den organiska produktionen i sjöbäcken ökade (bl.a. *Pediastrum*) och att vattenväxter (Limnophyta) förekom. Landvegetationen förändrades på så sätt att björk spred sig i området och bildade skog. Pionjärfloran bestående av ljuskrävande, konkurrenssvaga örter och buskar fanns kvar, men deras utbredning minskade. Hedvegetation med framför allt kråkris utbildades, vilket indikerar sur jordmån. Försämrat klimat under stadialperioderna (äldre Dryas–DR 2 och yngre Dryas–DR 3) gjorde att vegetationszonerna försköts söderut. Björkskogarnas utbredning minskade, och i stället kom ris, gräs och örter att dominera den tundraliknande vegetationen.

Trädpollendiagram för den holocena (postglacial tid, se fig. 54) delen av lagerföljden redovisas i fig. 44. En kraftig klimatförbättring började för ca 10 000 år sedan. Skogar började utbreda sig, först björk sedan tall under preboreal tid (PB). C^{14} -datering av gyttjan mellan 2.2 m och 2.3 m gav resultatet $9\,900 \pm 215$ år före nutid. Under den fortsatta klimatförbättringen invandrade hassel och sedan al. I pollendiagrammet stiger frekvenserna för dessa trädslag kring 2.2 m respektive 2.0 m. Alens invandring har daterats till $8\,585 \pm 200$ år före nutid.

Under det holocena klimatoptimet (värmetiden) invandrade ädla lövträd, först ek och alm, sedan lind och ask. Frekvensen lindpollen ökar kring 1.75 m och datering av gyttjan gav åldern $6\,875 \pm 95$ år. Så småningom började klimatet försämrats liksom även jordmånen. Detta återspeglas i en minskning av den ädla lövskogen, först almen, men sedan även lind och ask. Dateringen av torven mellan 70 cm och 80 cm visar att den bildades för ca 3 700 år sedan, under början av subboreal tid (SB). Den allra yngsta delen av holocen, när bok och avenbok spred sig i Skåne, finns inte representerad i borrhärnan från Baremosse, på grund av att lagerföljdens översta del borttagits vid torvtäkt.

I Gillastigs mosse (2h), som är belägen 110 m ö.h., 2 km norr om Konga kyrka (1h), uppborrhades och provtogs en ca 4 m mäktig lagerföljd i centrala delen av torvmarken. Borrningens läge framgår av jordartskartans mäktighetsuppgift. Även denna mosse är en igenväxningstorvmark, uppkommen genom uppgrundning och igenväxning av ett sjöbäcken. Mossen är nu till stor del exploaterad samt skogbevuxen.

Resultaten av den pollenanalytiska undersökningen finns redovisade i fig. 45. I pollendiagrammet redovisas också C^{14} -dateringar.

Det första trädslag som invandrade i området var björk (*Betula*), vars pollen visar mycket höga värden i understa delen av lagerföljden. Mo- och

BAREMOSSE – Holocen

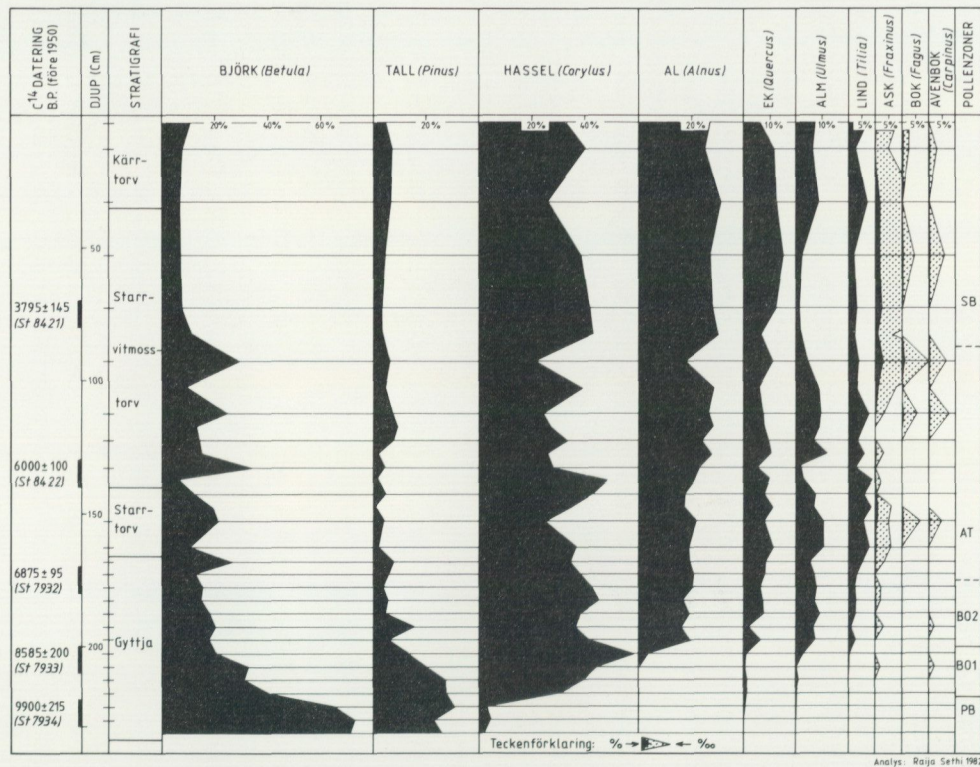


Fig. 44. Trädpollendiagram från den postglaciala delen av lagerföljden i Baremossen (1f).
Tree-pollen diagram from the Post-Glacial part of the sequence in Baremossen (1f).

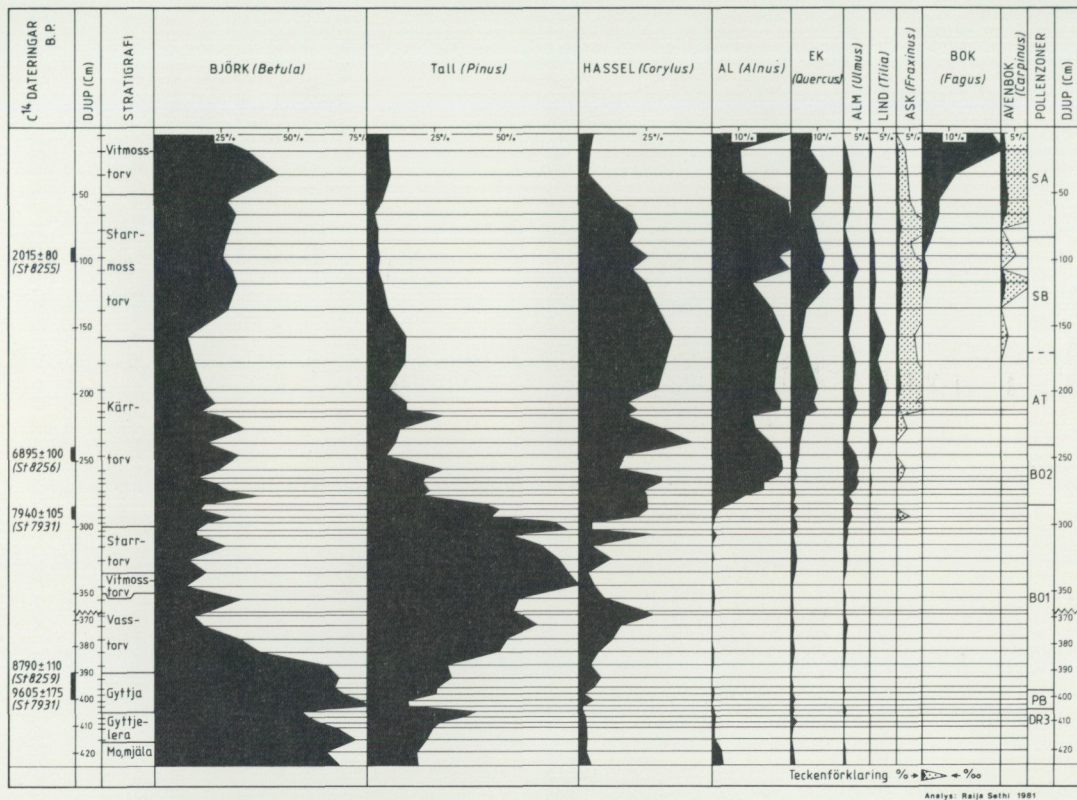


Fig. 45. Trädpollendiagram från lagerföljden i Gillastigs mosse (2h).

Tree-pollen diagram from the sequence in Gillastigs mosse (2h).



Fig. 46. Traneröds mosse (3h) från söder. Foto B. Ringberg 1981.

Traneröds mosse (3h) from the south.

mjälalagret samt gyttjeleran avsattes under senglacial tid dvs. för mer än 10 000 år sedan (se schemat i fig. 54). När klimatet förbättrades under preboreal tid (PB) hade björkskogarna sin största utbredning, vilket framgår av maximum för björkpollen i diagrammet (4.05–4.00 m). Under holocen (se fig. 54) var vegetationsutvecklingen likartad den som beskrivits för Baremosse (s. 111). I Gillastigs mosse har den översta torven bildats under de senaste 2000 åren. Då invandrade bok (*Fagus*) och avenbok (*Carpinus*) till området. Detta skedde under slutet av subboreal (SB) och början av subatlantisk tid (SA).

Traneröds mosse (3h) är belägen på Söderåsen, 170 m ö.h., 5 km öster om Stenestad (3g). Den är den enda större mossen inom kartområdet med en växtlighet, som är i stort sett opåverkad av mänskliga ingrepp. Mossen är koncentrisk, välvd och har ett skoglöst mosseplan (fig. 46). Vegetationen domineras av ristuvor, medan höljorna är få och små. Mossen är en igenväxningstorvmark. Den är 18 m djup och bildad över ett korsande spricksystem i berggrunden.

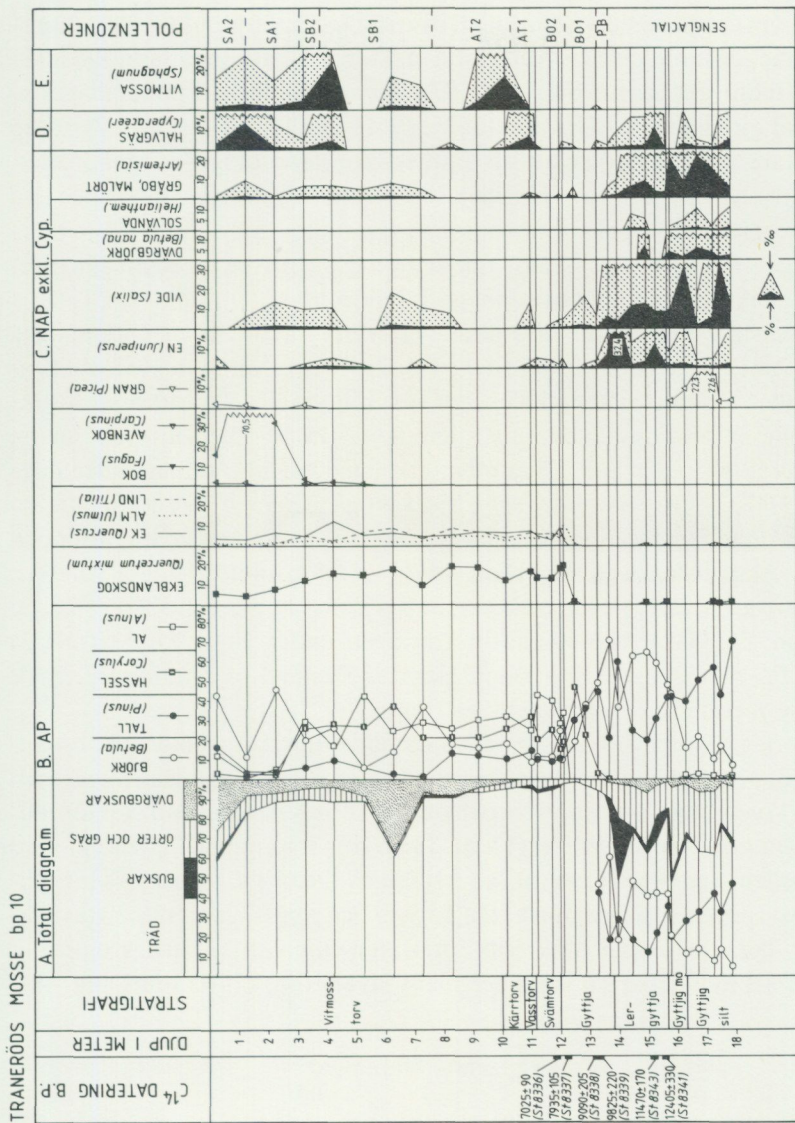


Fig. 47. Pollendiagram från lagerföljden i Traneröds mosse (3h; efter Liedberg och Thelaus 1979).
 Pollen diagram from the sequence in Traneröds mosse (3h; after Liedberg and Thelaus 1979).

Traneröds mosse har undersökts med avseende på torvstratigrafi och utvecklingshistoria av Liedberg och Thelaus (1979). Pollenanalyser av den cirka 18 m djupa lagerföljden ger en översiktlig uppfattning av vegetationsutvecklingen inom området efter istidens slut. C^{14} -dateringar av pollenanalytiska lednivåer har utförts (vid SGU). Zonindelningen av pollendiagrammen har gjorts enligt T. Nilsson (1935, 1961). Mellan 12 m och 13.7 m djup har tätare pollenanalyser utförts (vid mikropaleontologiska laboratoriet, SGU) för framtagande av de nivåer, där invandringen av hassel, al och lind finns registrerade i pollenfloras sammansättning. Med hjälp av de båda pollendiagrammen (fig. 47–48) kan den skogshistoriska utvecklingen mycket översiktligt sammanfattas enligt följande.

De första växterna som invandrade efter isens avsmältning under äldsta Dryas var örter, ris och buskar (dvärgbjörk, viden). När klimatet förbättrades under Bölling-interstadialen (BÖ) spred sig även trädformig björk. Datering av björkpollenkurvas stigning vid 15.60–15.65 m djup gav en ålder av $12\ 405 \pm 330$ B.P. Efter ett intervall med kallare klimat under äldre Dryas (DR 2), utbildades troligen björkskogar under Alleröd-interstadialen och dominerade vegetationen i området tillsammans med en, örter och dvärgbuskar. Åldern på leryttjan (15.20–15.26 m), bildad under Alleröd, är $11\ 470 \pm 170$ B.P. (löslig fraktion, St 8343) och $11\ 345 \pm 295$ B.P. (olöslig fraktion, St 8342). När klimatförsämringen under yngre Dryas (DR 3) inträdde, blev skogsvegetationen glesare. Bestånd av trädformig björk växlade med inslag av buskar och örter.

En kraftig klimatförbättring ägde rum under början av holocen (postglacial) tid, och under en övergångsperiod tycks fortfarande ljuskrävande och inte så konkurrenskraftiga örter och buskar (t.ex. enen) ha haft stor utbredning. Datering av leryttjan (13.90–13.96 m), som innehåller rikligt med buskpollen, ger en ålder av $10\ 405 \pm 100$ B.P. De olika trädslagens invandring återspeglas i diagrammet från 13.9 m och uppåt. Vegetationsutvecklingen liknar den som beskrivits för Baremosse och Gillastigs mosse. I Traneröds mosse har hasselns och alens invandring C^{14} -daterats (fig. 48).

Periglaciala bildningar

Under senglacial tid, då klimatet var arktiskt-subarktiskt, omvandlades det ur landisen framsmälta landskapet genom frostvittring, jordflytning, vindslipning m.fl. processer, vilka kunde verka i en terräng som var helt eller delvis fri från buskar, träd och andra växter, en s.k. tundra. Inom kartområ-

TRANERÖDS MOSSE - Trädpollendiagram för början av Holocen

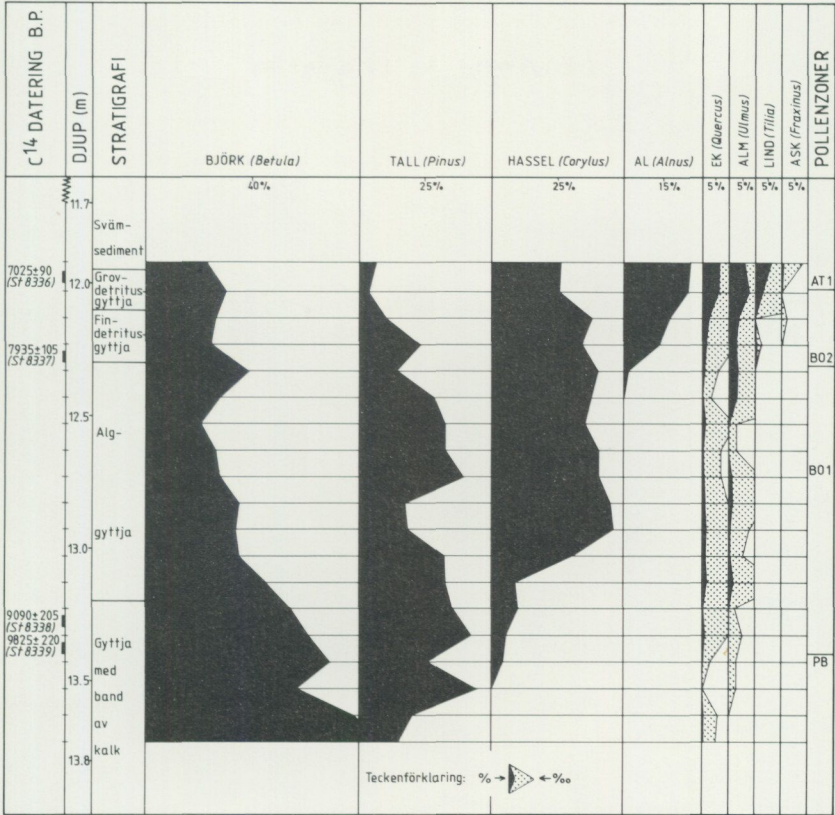


Fig. 48. Trädpollendiagram från början av postglacial tid för lagerföljden i Traneröds mosse (3h).

Tree-pollen diagram from the beginning of Holocen in the sequence of Traneröds mosse (3h).

det har påträffats många olika periglaciala bildningar och former, vilka i stor utsträckning bildades omedelbart efter landisens avsmältning.

De mest iögonfallande periglaciala bildningarna inom kartområdet är de välutvecklade talusbranterna längs Söderåsens raviner. Rasmaterialet, vars utbredning framgår av jordartskartan, utgör främst resultatet av kraftig frostvittring just efter isens avsmältning då temperaturen varierade kraftigt mellan plus- och minusgrader. Materialet består av finare fraktioner i övre delen av rasbranterna och blockstorleken ökar successivt längre ned. Rasbranternas utseende framgår av fig. 4 och fig. 49.



Fig. 49. Talus vid Skäralid (2-3i). Foto B. Ringberg 1981.

Talus at Skäralid (2-3i).

Längs ravinerna förekommer även torbildningar, som kan vara pelarformade (fig. 50). Torbildningarna på Söderåsen har sannolikt bildats genom en kombination av processer som verkat under olika tider. Den kraftigt tektoniserade och förklyftade gnejsen kan ha utsatts för kemisk djupvitrering under främst tertiär tid (se s. 33). Därvid kan pelarformade, ovittrade kärnor ha bildats omgivna av vittrat material. Kärnorna skyddades sannolikt av det senare materialet under nedisningarna och preparerades fram genom frostvitrering under perioder just före och efter nedisningarna, senast i seneglacial tid (Lundberg 1983). De flesta pelarformade torbildningarna har observerats längs ravinen vid Klövahallar (3-4g) men även isolerat t.ex. i Skorstensdalen, 400 m öster om Pålstorp (2h).

Längs Söderåsens ravinkanter har även observerats halvcirkelformade, hängande urgröpningar, s. k. snödrenvischer (Rapp 1982, s. 133). Nischerna kan vara upp till 150 m breda men är oftast 20-50 m breda och



Fig. 50. Pelarformad torbildning i gnejs 600 m norr om Klövamöllan (3-4g). Foto B. Ringberg 1981.

Tor of gneiss 600 m north of Klövamöllan (3-4g).

lika långa (Rapp 1984). Formerna, som första gången uppmärksammades av Mattsson (1962, s. 187) vid Klövahallar, anses ha bildats av snölegor, vilka avlagrades av östliga och västliga vindar under tider med tundraklimat. Avlagringen skedde tvärs vindriktningen längs ravinernas kanter. Små ändmoräner har påträffats nedanför vissa av snödrevnischerna (Rapp 1984). En av ändmoränerna är belägen 300 m söder om Lierna (2h). Den är några meter hög och 100 m lång (fig. 51).

Vid Odensjön (2i) finns flera snödrevnischer och Rapp anser att vissa av dem är äldre än den senaste nedisningen. Han tänker sig dessutom att en nischglaciär under flera olika perioder bildades i Odensjöns gryta. Det är



Fig. 51. Moränrygg nedanför snödrevnisch 300 m söder om Lierna (2h). Foto A. Rapp 1982.
Moraine ridge below a nivation hollow 300 m south of Lierna (2h).

således "rimligt att tänka sig en hel serie tundrapperioder med nivation, dvs. före och efter varje täckande nedisning. Odensjön och de andra systerdalarna har sannolikt fyllts av drivsnö och därav bildad glaciäris i tundratiden före varje nedisning. Lokalgliaciärerna har varit små och svagt aktiva endast i de djupa dalarna. En glaciäris bör vara ca 30 m tjock innan den börjar glida. Genom att de tre systerdalarna var fyllda av is och kompakt snö, skyddades de från total destruktions under den stora inlandsisens framstöt. Troligen har förloppet upprepats före och efter varje nedisning i kvartärtiden." (Rapp 1982, s. 138).

Tanken, att Söderåsens raviner var fyllda av inestängd och mekaniskt närmast "död" is, varöver mobil inlandsis rörde sig, har tidigare framförts av Mattson (1961, s. 215), som anser att Skäralidravinen utsatts för mycket liten erosion av inlandsisen. Det kan tillfogas att isälvsavlagringarna längs Klövaravinen förekommer uppe på ravinens kanter och att några större isälvsavlagringar, som skulle tyda på glaciofluvial utrensning av ravinerna, ej har iakttagits utanför ravinernas mynningar. Ravinerna var således sannolikt fyllda med tämligen ren is som låg kvar, medan Söderåsens isälvsavlagringar bildades. Varför morän och andra glaciala jordarter



Fig. 52. Morän i berggrundspricka i gnejs vid Åstorp på Söderåsens nordvästligaste del. Sprickans kanter är belägna ovanför blocken respektive bilen. Foto B. Ringberg 1970.

Till in a fissure valley in gneiss at Åstorp in the most north-westerly part of the Söderåsen ridge. The edges of the valley are visible at the car respectively at the boulders.

endast avlagrades i vissa av Söderåsens sprickdalar och håligheter (se fig. 52) har ej kunnat klarläggas under kartläggningen.

Förutom de ovan beskrivna periglaciala bildningarna och formerna förekommer på Söderåsen dessutom flera andra, vilka har beskrivits i den här citerade litteraturen.

Även inom kartområdet utanför Söderåsen förekommer periglaciala bildningar och former som beskrivits av olika författare. Till dessa hör de periglaciala dalarna vid och söder om Kågeröd (2g) samt Tirupsdalen (0f) med bidalar. De periglaciala dalarnas form har uppkommit genom jordflytning och erosion av snösmältvatten då marken var perenn tjälad. Under sommaren, då snön smälte och översta delen av marken töade upp, kunde inte erosionen gå på djupet utan skedde som sideoerosion. Ibland eroderades dalarnas solsidor kraftigare beroende på att marken där töade upp fortare. Solsidorna, dvs. de norra och östra sidorna, kan därför vara brantare och ha djupare liggande dalbottnar. Dalgångarna har således en asymmetrisk form. Det senare gäller särskilt dalgångarna i Kågerödsområdet (Johnsson 1961, s. 162 ff. och 1982b, s. 102).

De stora dalgångarna, dvs. Tirups- och Kågerödsdalarna, fick sannolikt en del av sina större former redan genom glaciofluvial erosion av landisens smältvatten. Erosionen ägde rum när Örby-Ryafältet och Vramsdelat avlagrades. Dessa bildningar är belägna vid dalgångarnas mynningar (Adriellsson m.fl. 1981, s. 66–69 och s. 74–76). De yngsta isälvsavlagringarna längs Kågerödsdalen, nordväst om samhället, är belägna uppe längs dalens kanter. Man kan således förmoda att is från den yngsta, sydvästliga isrörelsen låg kvar i Kågerödsdalen då isälvsavlagringarna bildades och att dalens form ej påverkades i större utsträckning av smältvatten vid den slutliga avsmältningen.

Från kartområdet norr om Söderåsen föreligger åtskilliga observationer av periglaciala bildningar. Vid V. Sönnarslöv (4g), Ljungbyhed (3h–i) och Sorrödssjöarna (4i) har Svensson (1975, s. 195–196) observerat nät av iskilspolygoner på isälvsavlagringarna. Polygonerna syns tydligt på flygbilder tagna under torrperioder. Inom samma område har fossila iskilar observerats i många täkter (Svensson 1975, fig. 2; Johnsson 1980, s. 103 och 1982b, s. 101–102). Se även fig. 36.

På isälvsavlagringen 200 m väster om p. 42,21, som är belägen vid bron över Rönne å nära Forestad (2j), har ett litet område med stenringar observerats. Polygonmarken utgörs av runda stenar och små block, som sannolikt vilar på ett underlag av lerig, kaolinrik morän. Stenarna och blocken är hopade i oregelbundna, ett par meter stora rutor. Sannolikt bildades stenringarna under senglacial tid samtidigt med övriga beskrivna periglaciala bildningar.

Under senglacial tid skedde vindslipning av de från landisen frilagda, vegetationsfattiga ytorna i landskapet. Nathorst och hans medarbetare (1885, s. 49) uppmärksammade att block på moränytter och håll av Höör-sandsten vid Vitseröd (0j) företer en polering som "erinrar om den af vinden förorsakade poleringen av bergarter i flygsandtrakter, men som företeelsen här kan iakttagas på krossgrusmarker, är det troligt, att dess orsak här är någon annan." Johnsson (1982c, s. 147–149) redovisar ett antal lokaler med vindslipning på hållar av sandsten vid bl.a. Vitseröd-Rugerup (1j), N. Hultarp (1–2j) och Röstånga (2i). Medelvindriktningen på de olika lokalerna var från N 80° O och Johnsson antar att snökristaller var det slipande mediet.

Vindslipning på hållar av gnejs har observerats vid stenbrottet i Skärålid, 700 m öster om Knallarehyttan (3i). Vindslipningen åstadkom en tydlig räffling från S 80° O (fig. 53).



Fig. 53. Vindslipade hållar av gnejs 700 m öster om Knallarehyttan (3i). Pennornas spetsar ligger i vindslipningsriktningen från S 80° O. Foto B. Ringberg 1981.

Wind polished outcrop of gneiss 700 m east of Knallarehyttan (3i). The points of the pencils are lying against the direction of the wind, S 80° E.

Vittringsjord

Vittringsjord förekommer inom kartområdet främst på silurisk lerskiffer och har kartlagts inom områden där denna går i dagen. Den största utbredningen har jordarten inom det triangulära området med hörnpunkter i Ask (1i), Röstånga (2i) och Gunnaröd (0j). Jordarten är i allmänhet en finlera (se prov 50–51 i tabell 1) som är högst 1–2 m mäktig och som ofta överlagras av mindre än 0.5 m morän. I skärningar ger vittringsleran ett homogent intryck (fig. 5) och vid gränsen till skiffern kan övergångsformer förekomma mellan homogen lera och lerskiffer med tydlig struktur. Enstaka urbergsfragment har påträffats i leran som åtminstone delvis även kan vara en lokalmorän av deformationstyp. Leran är i allmänhet grå–gråbrun. Den är brunast närmast markytan och har ungefär samma färg som lerskiffern.

I en bäckskärning 300 m VSV om Risagården (1g), där vittringsleran är 2

m mäktig, togs prov av lera och underliggande siluriska lerskiffer för röntgendiffraktionsanalys av lerminalinnehållet. Analyserna, som utförts av A.M. Brusewitz (SGU), visar att leran kan vara en vittringsprodukt av lerskiffern där sannolikt de järnrikare partierna av illiten vittrat och bildat blandskikt av klorit och illit medan en del skikt har gått över till vermikulit (se prov 50 i tabell 3). Vittringen har förmodligen ägt rum under sentertiär-kvartär tid.

De flesta av de morfologiskt framträdande diabasgångarna (se kartan) har en vittrad, brunaktig yta. I skärningar har klotvittring observerats. I Tirupsdalen (0f) är vissa av de morfologiskt framträdande diabasgångarna vittrade till 2–3 m djup. En borrhning i diabasgången 550 m norr om Storegård (0f) uppvisade diabas som vittrat till sand ned till 2.5 m djup. Sannolikt har dessa diabaser till stor del vittrat under sen- och postglacial tid. Det är svårt att tänka sig hur vittringsjorden på diabasen skulle ha kunnat motstå den glaciofluviala erosionen under tidigare skeden av sen Weichsel (se s. 122).

Slutligen kan nämnas att basalttuffen vid Djupadalsmölla (2j) är vittrad till 0.5–1.0 m djup.

Källor

Ett mindre antal källor har markerats på jordartskartan. Av dessa finns fyra i moränsluttningarna längs dalgången vid Duveke (1f) och fem på norra sidan av Söderåsen, varav två i morän nära Krika skog (4g) och tre i isälvsavlagringarna vid Klövahallar (4g). På Söderåsens södra sluttning finns en källa i morän 500 m öster om Pettersminne (2f) och en källa i en isälvsavlagring 750 m nordväst om Båv (3f). En källa med kalkhaltigt vatten 1.1 km VSV om Trolleholm (0i) har givit upphov till ett översilningskärr och en kalktuffbildning (se s. 104). I moränsluttningen längs Rönne å, 1.5 km nordväst om N. Hultarp (1j), har en källa på samma sätt givit upphov till ett översilningskärr. Längs Rönne ås dalgång mellan Billinge (1j) och Torraröd (2j) förekommer flera översilningskärr orsakade av på bred front framläckande grundvatten. De flesta källorna i morän rinner sannolikt upp i anslutning till kontaktzonen mellan berg och morän.

Kartområdets senkvartära utveckling

Detta kapitel utgör en sammanfattning av kartområdets senkvartära historia så som denna framträder i tidigare kapitel, där även de flesta litteraturhänvisningarna finns.

I Skåne har jordarter äldre än från den senaste istiden (Weichsel) endast påträffats i Alnarpssänkan och vid Stenberget på Romeleåsen. I Alnarps-sänkan förekommer två undre moräner, som anses ha bildats under den näst senaste istiden (Saale). Den ena av moränerna kan ha bildats under en ännu äldre istid (Elster). I Alnarpssänkan förekommer även sediment som antas ha avlagrats under den näst senaste interglacialsneden (Holstein) eller under en varm isfri period (interstadial) under Saaleistiden. Dessutom förekommer sediment som anses representera ett kalltempererat interstadialt skede under mellersta till senare delen av den senaste istiden. De senare sedimenten har en ålder av 27 500–21 500 år och anses ha avlagrats av den s.k. Alnarpsfloden. Alnarpssänkans lagerföljder, som endast är kända genom borrhningar, har daterats med hjälp av mikrofossilanalyser och kol-14-dateringar (Miller 1977). I ett stenbrott vid Stenberget har torv och andra jordarter från den senaste interglacialsneden (Eem) påträffats under täckande jordarter, som bildades under den senaste istiden (Berglund och Lagerlund 1981). Morän bildad under tidigare eller mellersta delen av senaste istiden har, enligt de båda undersökningarna, ej påträffats i Alnarpssänkan eller vid Stenberget. Det är sannolikt att Skåne nedisades först under senare delen av senaste istiden, eller efter 21 500 år före nutid. Jordarterna inom kartområdet har således sannolikt huvudsakligen bildats efter denna tidpunkt.

Den äldre uppfattningen om Skånes senkvartära utvecklingshistoria har under det senaste decenniet utsatts för kritik (Lagerlund 1977). En ny glaciationsmodell för det sydvästra nedisningsområdet under Weichselistiden presenterades av Lagerlund 1980 och har även redovisats i senare arbeten (Berglund och Lagerlund 1981, Lagerlund 1983). Lagerlunds modell har emellertid ej varit användbar under kartläggningsarbetet i västra Skåne och går ej heller att anpassa till resultaten av de senaste litostratigrafiska undersökningarna i sydvästra Skåne (Ringberg m.fl. 1984). Det är därför nödvändigt att tillämpa en modell som bättre överensstämmer med resultatet av kartläggningen och tillhörande stratigrafiska arbeten. Under arbetets gång har det vuxit fram en uppfattning som i stora drag överensstämmer med uppfattningen om utvecklingen under sen Weichsel (se fig. 54) i Danmark (Houmark-Nielsen 1981).

Den uppfattning som framläggs här grundar sig främst på studier av lagerföljder i skärningar och observationer av räfflor inom kartområdet. Ett arbete om det glaciala händelseförloppet i sydligaste Sverige under Weichselistiden kommer att presenteras senare (Ringberg in prep.).

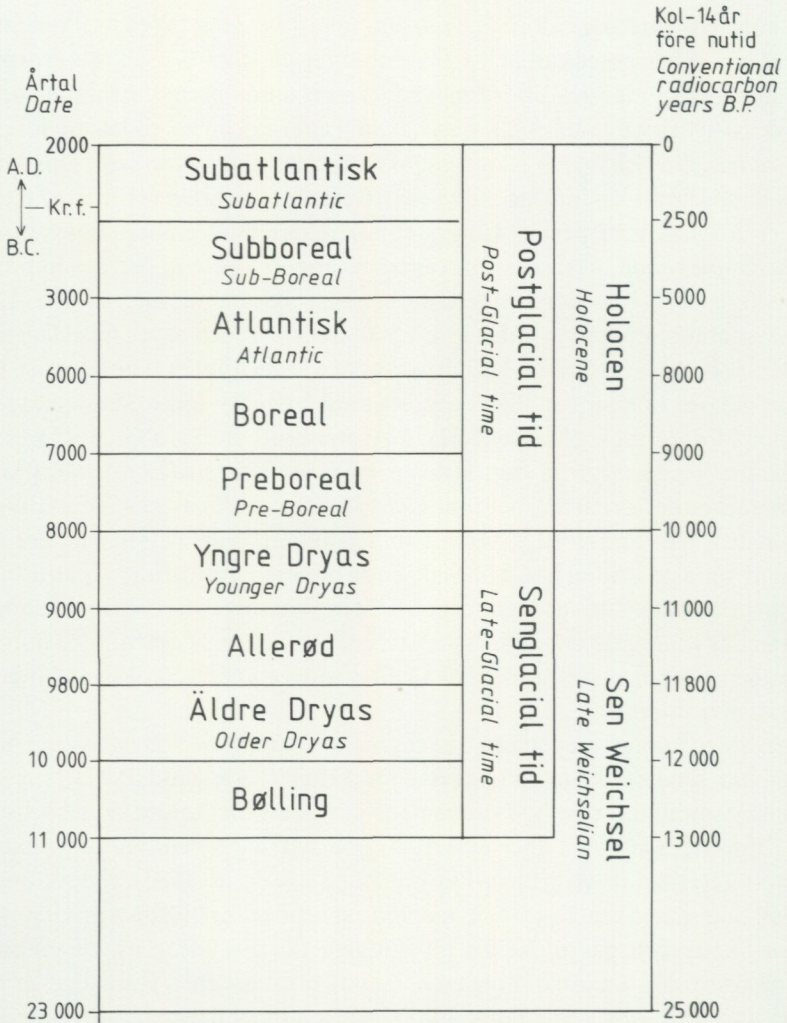


Fig. 54. Kronologiskt schema över senkvartär tid (efter Mangerud m. fl. 1974 och 1978).
Chronological scheme of Late-Quaternary time (according to Mangerud et al. 1974 and 1978).

I Danmark är den äldsta kända moränen från Weichselistiden bildad av en is, som rörde sig från norr, den Norska isen (Houmark-Nielsen 1981, s. 68). Den undre moränen vid stenbrottet i Åstorp (fig. 52), på Söderåsens nordvästligaste del, har sannolikt avlagrats under samma skede. Moränen, som innehåller skal av mollusker (Mörner 1969, s. 41), har bildats vid en

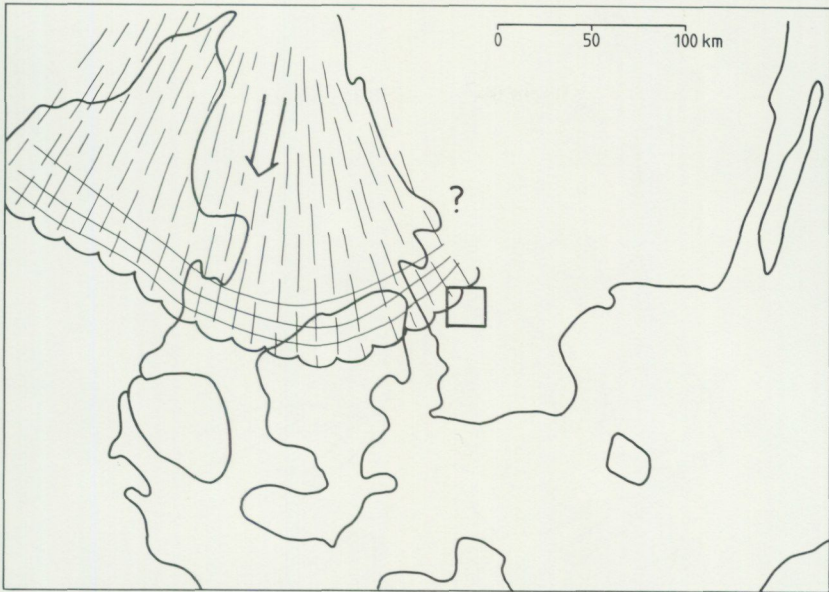


Fig. 55. Isframstöt från norr i Skåne och Danmark efter 21.500 år före nutid. Kartområdet är beläget inom kvadraten.

Glacial advance from north in Skåne and Denmark after 21.500 years B.P. The map area is situated inside the square.

isframstöt från Kattegattsområdet i norr. Även den undre moränen vid Forsmöllan (4h; s. 143) kan ha bildats av den Norska isen. Isens kända utbredning framgår av fig. 55. Det är sannolikt att den Norska isens framstöt ägde rum efter 21 500 år före nutid (se ovan).

Vid den Norska isens avsmältning avsattes isälvsavlagringar och issjösediment. Därefter följde en isrörelse från öster eller sydost. Denna is benämns i Danmark den Gammalbaltiska isen och dess moräner innehåller relativt mycket paleozoisk kalksten, som har sitt ursprung vid och söder om Öland i Östersjösänkan. Den undre moränen vid Knallarehyttan (3i) avlagrades sannolikt från SSO av samma is (se s. 55) och norr om Söderåsen bildades de kalkstensrika undre moränerna, som påträffats i tre borrhningar (se s. 37; se även Daniel 1980, s. 102). I sydvästra Skåne avlagrades de stora skrivkriteskällorna vid Kvarnby utanför Malmö (se Ringberg 1980, s. 133 och Ringberg m.fl. 1984, fig. 13) vid samma isframstöt, vars kända utbredning framgår av fig. 56.

Under en ny isavsmältning avlagrades smältvattenssediment såväl i Dan-

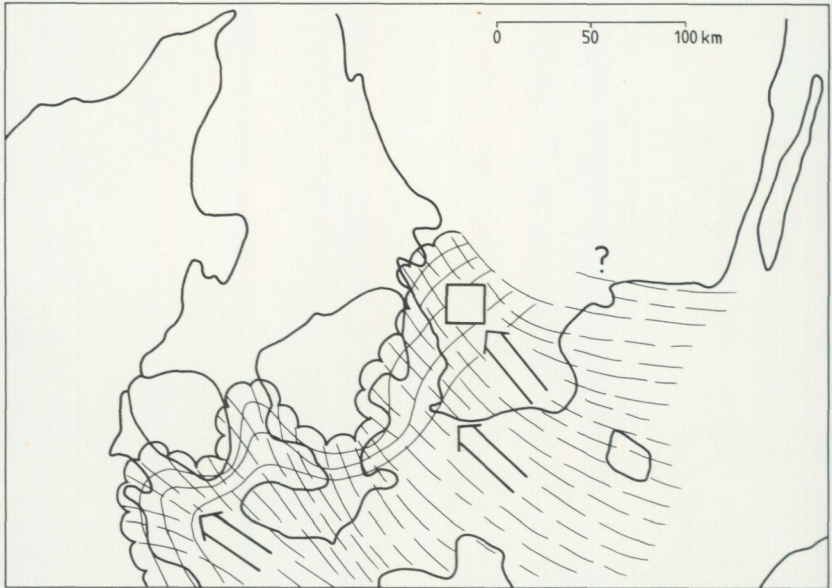


Fig. 56. Isframstöt från riktningar varierande mellan söder och öster i Skåne och Danmark. *Glacial advance from directions varying between south and east in Skåne and Denmark.*

mark (Houmark-Nielsen 1981, fig. 7) som i Skåne, bl.a. vid Kvarnby och inom kartområdet norr om Söderåsen. Där överlagras baltisk morän i borringarna av sediment samt av moränerna med innehåll av enbart kristallina bergarter. De senare moränerna bildades under en efterföljande isframstöt från nordost.

Den nordostliga isströmmen kallas i Danmark Huvudframstöten och har kunnat spåras över större delen av Danmark öster om huvuduppehållslinjen på Jylland (Houmark-Nielsen 1981, fig. 10). Inom kartområdet bildade denna isström moränerna (se t.ex. skärningarna 3–6 och 11–12 i fig. 14) samt drumliner och räfflor med nordostlig riktning (fig. 10). Den nordostliga isens utbredning framgår av fig. 57.

Den nordostliga isströmmen avsmälte från hela Danmark och det förefaller som om denna avsmältning även nådde kartområdet. Det submoräna gruset under moränerna, avlagrade från öster-sydost vid Storegård (1j; s. 141) och Sonarpsängar (1h; s. 146), tillhör möjligen detta avsmältningsskede, som ej finns registrerat vid Kvarnby.

I Danmark kallas nästa isframstöt den Östjylländska framstöten

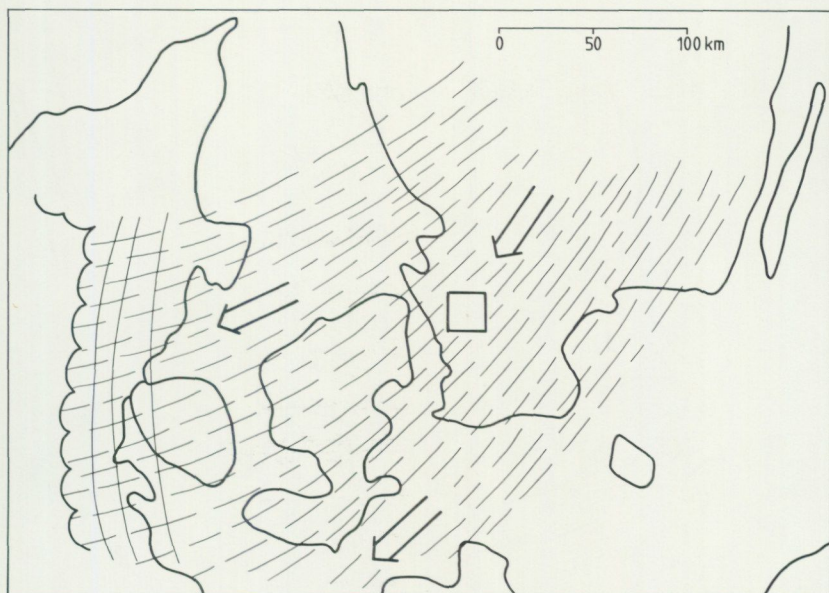


Fig. 57. Isframstöt från nordost i Skåne och Danmark.
Glacial advance from north-east in Skåne and Denmark.

(Houmark-Nielsen 1981, fig. 11). Under detta skede bildades de ONO-liga, östliga och OSO-liga räfflorna på och söder om Söderåsen (fig. 10 och s. 35). Som ovan nämnts kan ett avsmältningsskede efter isframstöten från nordost ha föregått denna vridning av isrörelsen till den OSO-liga riktningen. Söder om Söderåsen vred isrörelsen sannolikt ytterligare till en mera sydostlig riktning och moränerna i skärningarna 1, 10, 13 (undre moränen), 15 (undre moränen) och 17 (undre moränen) bildades. (Lokaler-nas lägen framgår av fig. 14.) Isframstötens utbredning framgår av fig. 58. När denna is började avsmälta öppnade sig ett isfritt område mellan is med nordostlig rörelse och is med östlig-sydostlig rörelse (Mörner 1969, pl. 2). Denna första öppning är antydd i fig. 58. När Söderåsen började smälta fram, var isen söder om åsen mest aktiv. De äldre isälvsavlagringarna uppe på åsen bildades från sydost mot nordväst (fig. 59 och s. 62).

Under detta skede steg havsytan kraftigt. Transgressionen har registrerats i Vendsyssel på norra Jylland (Strand Petersen 1983). Vendsyssel är beläget ca 20 mil nordväst om kartområdet och neotektoniska rörelser är sannolika i området, som ligger längs Fennoskandiska randzonen.

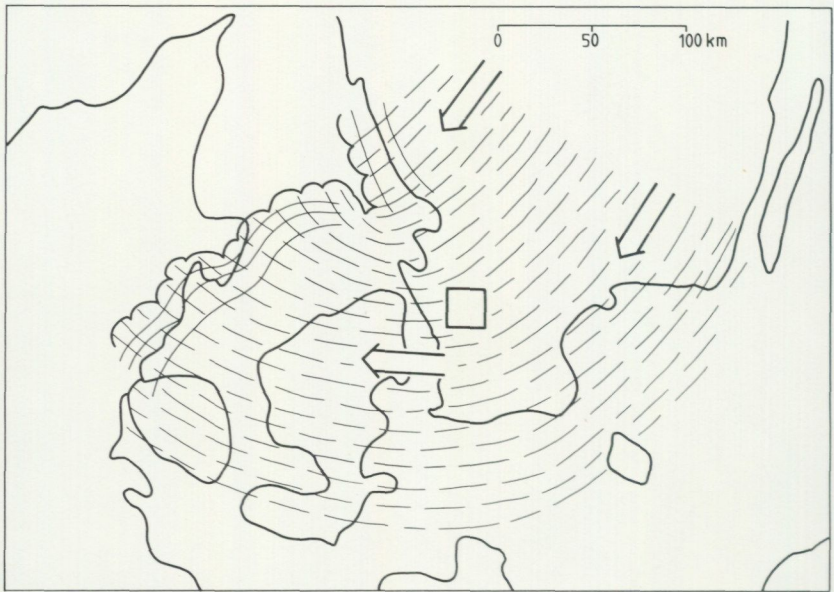


Fig. 58. Isframstöt från öster i Skåne och Danmark.
Glacial advance from east in Skåne and Denmark.

Under förutsättning att neotektoniska rörelser ej spelat en avgörande roll efter deglaciationen kan Strand Petersens kurva anpassas till kartområdet (fig. 62). Transgressionen nådde sitt maximum sannolikt ca 13 500 år före nutid. Högsta kustlinjen (HK) utbildades då vid ca 56 m ö.h. norr om Söderåsen. Kustlinjen bildades där efter en transgression från ca 43 m till 56 m ö.h. (Sandgren 1983, s. 77). Med stöd av paleomagnetiska bestämningar har Sandgren (1983, s. 91) antagit att den glaciala leran vid Klippan bildades vid något tidsavsnitt mellan 13 880 och 13 500 år före nutid. Bestämningen är visserligen osäker men motsäger ej att transgressionerna i Vendssyssel och norr om Söderåsen kan vara samtida.

Under transgressionsskedet låg sannolikt is kvar söder om Söderåsen (se fig. 59), där endast otydliga strandmärken finns utformade (45–50 m ö.h., se s. 95). Under avsmältningen av den isen avlagrades delar av Vramsdeltat (s. 88) samt de intermoräna sedimenten vid skärningarna 14–15 och 17 (se s. 148 och s. 150). Under samma avsmältningsskede bildades sannolikt HK sydost om Lund vid ca 45 m ö.h. (Ringberg 1980, s. 76 och s. 115). Skedet är daterat genom mammutbeten vid Lockarp till 13 200–13 300 år före nutid

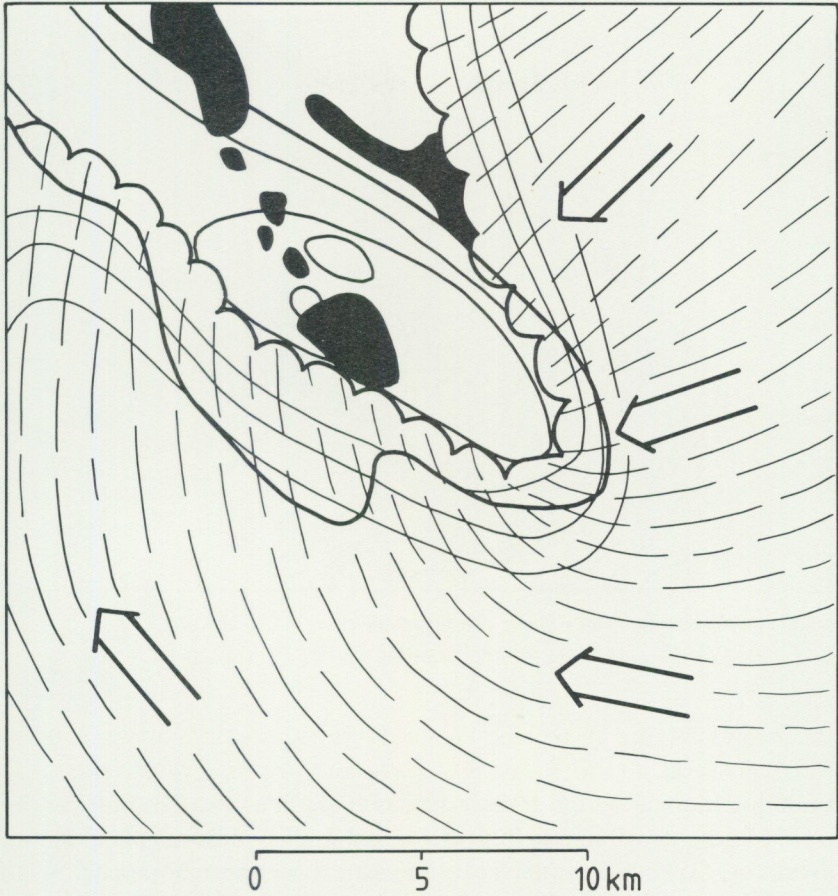


Fig. 59. Söderåsen smälter fram ur isen. De svarta ytorna är isälvsavlagringar.
The deglaciation of the Söderåsen ridge. Black = glaciofluvial deposits.

(Berglund m.fl. 1976, s. 183) och enligt kurvan på fig. 62 hade då regressio-
 nen pågått en tid.

Efter detta avsmältningsskede gjorde inlandsisen en sista framstöt från
 söder och sköt från Öresund lobformigt in över västra Skåne. Därvid
 bildades den ler- och kritrika moränen inom kartområdet (s. 59) och isen
 fortsatte över gränsen för denna morän upp till ca 135 m ö.h. på Söderåsens
 sydvästra sida. I Danmark kallas isframstöten Baelthavframstöten
 (Houmark-Nielsen 1981, fig. 12) och i Sverige, den lågbaltiska isen. Isens

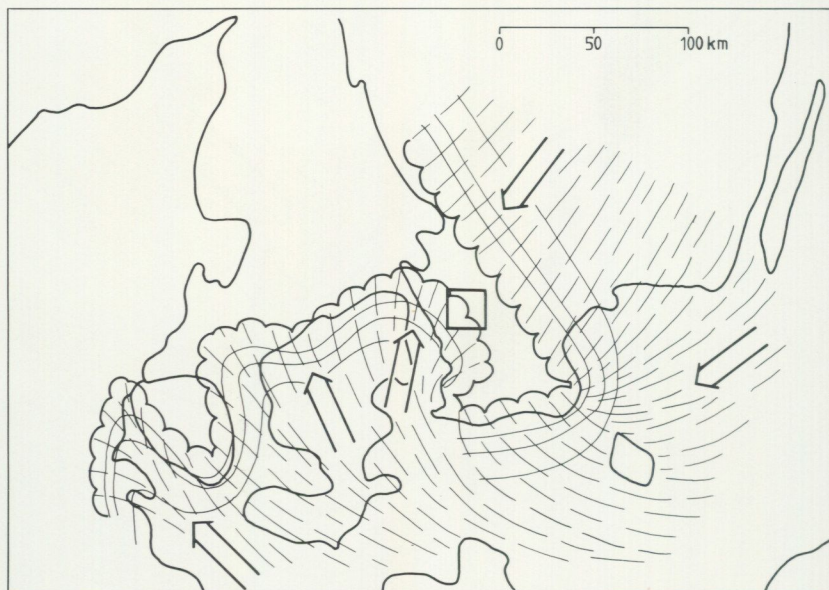


Fig. 60. Isframstöt från söder i Skåne och Danmark efter 13.200 år före nutid.
Glacial advance from south in Skåne and Denmark after 13.200 years B.P.

utbredning framgår av fig. 60 och dess kända gräns inom kartområdet av fig. 61. Vid denna isframstöt bildades de sydvästliga räfflorna på lokalerna 1–6 (s. 134–135) och moränen i skärningarna 8, 13 (övre moränen), 14–18 (övre moränerna) och möjligen också 12 (övre moränen). Lokalernas lägen framgår av fig. 14. Se s. 146–151. Det är således sannolikt att den lågbaltiska isen nådde norr om den ler- och kritrika moränens gräns och därvid bildade moräner med lokalt bergartsinnehåll. Under den lågbaltiska isens framstöt (efter 13 200 år före nutid) fortsatte regressionen av havsytan (fig. 62). Under den fortsatta regressionen bildades de grovkorniga havssedimenten på successivt allt lägre nivåer norr om Söderåsen (s. 95).

Främst under tiden närmast efter deglaciationen för ca 13 500 år sedan bildades de periglaciala bildningar som har beskrivits på s. 115–122. I kapitlen "Finkorniga sjösediment" och "Postglaciala organogena avlagringar" redovisas vegetationsutvecklingen från deglaciationen fram till nutid (se s. 98–102 och s. 103–115).

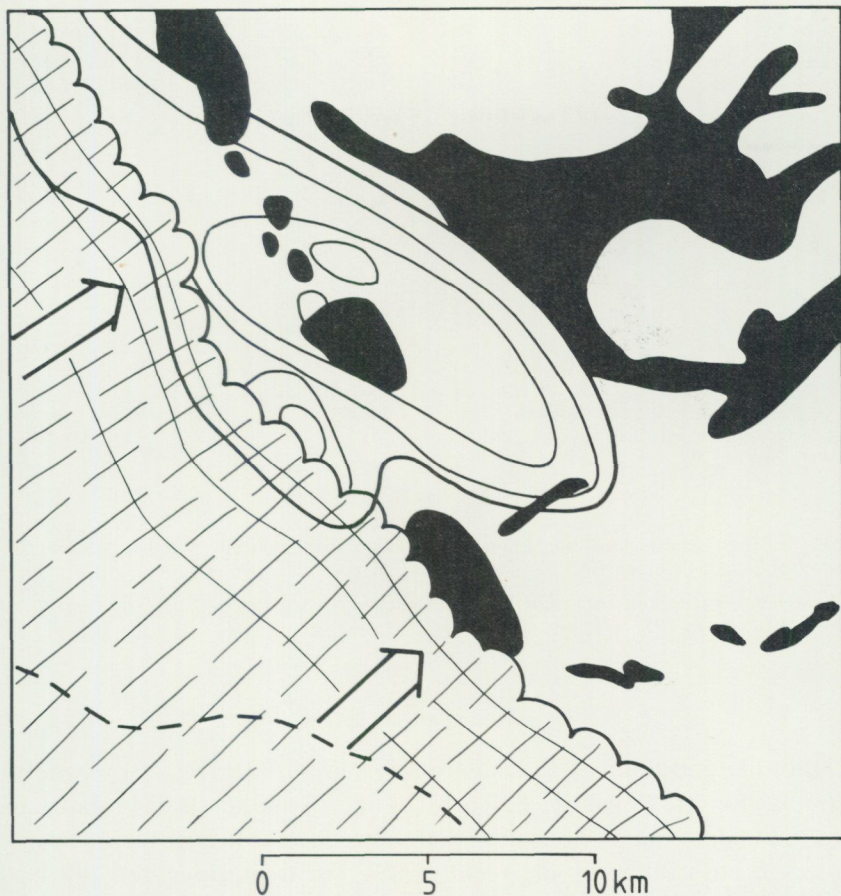


Fig. 61. Isframstöt från sydväst inom kartområdet efter 13.200 år före nutid. De svarta ytorna är isälvsavlagringar. Den streckade linjen markerar nordlig gräns för den ler- och kritrika moränen.

Glacial advance from the south-west in the map area after 13.200 years B. P. Black = glaciofluvial deposits. Dotted line = northern limit of till, rich in clay and chalk.

Sammanställningar och tabeller

Som komplement till lägesangivelserna anges ekonomiskt kartblad med siffra och bokstav inom parentes enligt den bladindelning, som framgår av yttre ramen på jordartskartan.

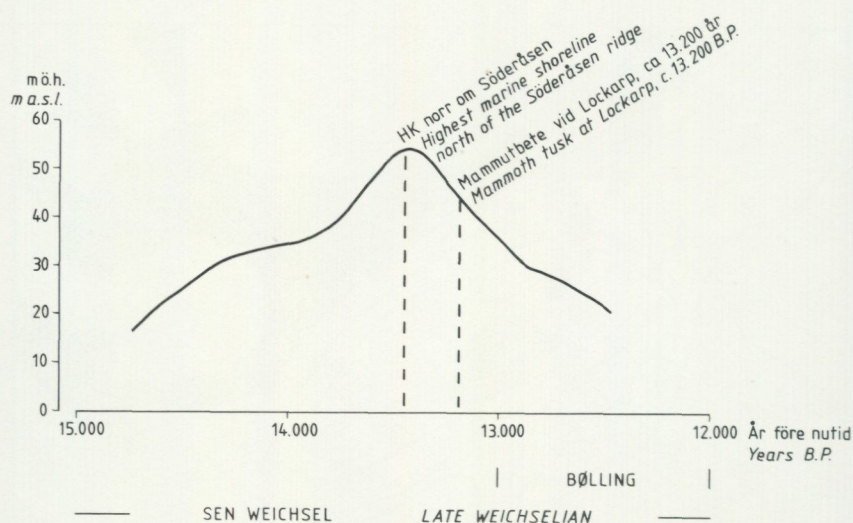


Fig. 62. Högsta marina kustlinjen inom kartområdet under deglaciationen. Kurvan är anpassad efter Strand Petersen 1983.

The highest marine shore line within the map area during the deglaciation. The curve is adapted to Strand Petersen 1983.

Beskrivning av räffelokaler

Räfflor har påträffats på 26 lokaler inom kartområdet (fig. 10). Av dessa har alla utom tre (lokalerna 6, 9 och 21 i fig. 10) markerats på jordartskartan. Iakttagelserna på dessa tre lokaler gjordes när kartan var tryckt.

1. Vid ett stenbrott i gnejs 900 m SSV om triangelpunkten 149,4 på Grävningabacken (4f) har fyra hållar med räfflor påträffats. På tre av hållarna observerades system av fint inristade räfflor i S 40°–50° V. Räfflorna är belägna på hälltytor, som stupar svagt mot sydost samt på toppytor. Hälltytor har mikrostötsidor mot sydväst och läsidor mot nordost. På den fjärde hållen finns grova räfflor i S 85° O på en läsida. På toppytan och på en hälltyta med svag stupning mot väster finns yngre räfflor i S 45° V.

2. Vid ett stenbrott i gnejs 650 m sydost om Killehus (3f) har räfflor påträffats på en håll av diabas (fig. 11). På en läsida, som stupar svagt mot ONO, finns grova räfflor i N 80° O, O–V och S 80° O. På toppytorna och på en svag sluttning mot sydväst finns finare inristade räfflor i S 45° V. De senare räfflorna är yngst.

3. På en håll av diabas 600 m VSV om Mosshult (4f) finns två system av

räfflor. På en läsida, som stupar svagt mot nordost, finns räfflor i N 80°–85° O. På hällens toppyta och på en mot nordväst stupande yta finns ett fint inristat räffelsystem i S 50° V. Det senare systemet är yngst.

4. Ca 350 m OSO om Möllarp (2g) finns en flat diabashäll med sidor som stupar svagt mot nordost och sydväst. På hällsidan, som stupar 10°–15° mot nordost, finns ett system av räfflor i S 80°–85° O. Längst ned på hällsidan finns två grova räfflor i N 60° O och N 65° O samt tre räfflor i N 35° O. Dessa lägre belägna räfflor är sannolikt äldst. På hällens toppyta och på en yta, som stupar 20° mot sydväst, dominerar ett räffelsystem i S 25° V, som är yngst på hällen.

5. Vid ett stenbrott i gnejs 550 m öster om Hallahuset (1g–h) har fyra hållar med räfflor påträffats. Två av hållarna har stötsidor mot NO–ONO samt något avslipade läsidor mot SV–VSV. På hållsidor, som stupar svagt mot norr, ONO och sydost, finns räfflor i N 60°–65° O, N 70° O, N 85° O och O–V samt färre och delvis otydliga räfflor i N 40°–50° O. De senare når ej så högt upp på hållarna som de ONO-liga och är sannolikt äldst. På en toppyta finns ett fint inristat räffelsystem i S 50°–55° V, som sannolikt är yngst.

6. På en håll av Hardebergasandsten 350 m nordost om Hundseröd (2h) har ytterst fint inristade räfflor i S 10° V och S 40° V observerats. Den kvartsitiska och breccierade sandstenen har parabelriss i samma riktningar samt mikrostötsidor mot SSV och läsidor mot norr. Dessutom förekommer parabelriss i riktningarna N 15° O, O–V och S 15° O. Parabelrissen i sydliga riktningar är dominerande till antalet. Räfflorna är ej markerade på jordartskartan.

7. Ca 1350 m ONO om Byröd (2g) finns en grov, tydlig räffla och några otydliga räfflor i N 55° O på en liten håll av en basisk bergart. Hällytan stupar 15°–20° mot NNV.

8. Vid allmänna vägens västra sida 150 m sydväst om Matsbo (2g) finns en liten gnejshäll. På hällytan, som stupar 20° mot öster, observerades ytterst fint inristade räfflor i N 70° O på två röda fältspatytter i gnejsen. Hällens toppyta kunde ej framgrävas.

9. På två små gnejshällar utmed körvägen 700 m öster om Oregården (3g) har två system av räfflor påträffats. De båda hållarna stupar svagt mot söder respektive nordost. Räffelsystemen har riktningarna N 60° O och N 70°–75° O. Systemens inbördes åldersförhållande kunde ej bestämmas. Räfflorna är ej markerade på jordartskartan.

10. På en liten gnejshäll vid vägkanten 1150 m VSV om Åkerslätt (4f) har observerats ett ytterst fint inristat räffelsystem i N 45°–50° O. Räfflorna

förekommer på fältspatsliror och gnejshällen sluttar svagt mot nordost.

11. Enstaka grova räfflor i N 65° O har påträffats på en häll av diabas 350 m sydväst om Nybohus (4i). Hällen har läsida mot sydväst.

12. På en häll av amfibolit, vid väggkanten 400 m nordost om Svarvareboden (4j) har enstaka grova räfflor i N 55° O observerats. På hällen, som stupar svagt mot nordost, har även påträffats ett finare inristat räffelsystem i N 40°–45° O. Åldersrelationen mellan de olika räffelriktningarna har ej kunnat avgöras.

13. Grova räfflor i N 60°–65° O har observerats på en häll av en basisk bergart 850 m VSV om Riseberga kyrka (3i).

14. Ca 400 m SSV om Kättaryd (3i) finns ett fint inristat räffelsystem i N 30°–40° O på en gnejshäll, som stupar ca 15° mot nordväst. Enstaka, grövre räfflor i N 50° O är sannolikt äldre. Hällen har en mikroläsida mot SSV.

15. Invid ett litet stenbrott 550 m väster om Risebergagården (3j) har räfflor i N 60° O respektive N 40° O observerats på två olika hällar.

16. Ca 650 m nordost om Skoghuset (3j) har grova räfflor i riktningar mellan N 40° O och N 60° O observerats på en hällsida, som stupar brant mot NNV. Hällen, som består av gnejs, har tydlig stötsida mot ONO och läsida åt motsatt håll. Räfflor har ej påträffats på hällens toppyta.

17. Vid ett stenbrott i gnejs 450 m SSO om Massahuset (3i) har svagt och fint inristade räfflor i N 70°–75° O påträffats på en liten toppyta. Hällen har stötsida mot öster.

18. Vid kanten av ett stenbrott i gnejs 700 m nordost om Rallate (2i) har ett system av fint inristade räfflor i N 65° O påträffats på en flat, svagt sluttande yta.

19. Ca 550 m O–ONO om Rallate (2i) har räfflor observerats på en gnejshäll vid enskilda bilvägens södra sida. Räfflorna utgörs av ett fint inristat system i N 70° O, som finns på både toppytan och stötsidan mot N 70° O.

20. Ca 650 m O–OSO om Rallate (2i) har fint inristade räfflor i N 70° O observerats på tre hällar av gnejs. Hällarna är belägna vid kanten av ett stenbrott. Räfflorna finns bl.a. på en flat toppyta.

21. På den pelformigt förklyftade basalhällen 250 m söder om Rallate (2i) finns grova räfflor i S 65°–70° O på en liten toppyta och på en yta som stupar ca 45° mot söder. På en annan liten hällyta, som stupar ca 30° mot sydost, förekommer något otydliga räfflor i S 20° O, S 30° O, S 40° O och S 60° O. De senare är grövst och sannolikt äldst. Räfflorna i S 20° O är högst belägna, finast inristade och eventuellt yngst. Räfflorna är ej markerade på

jordartskartan. Hällen kan ha varit täckt av moränlera och lokalen är sannolikt den som beskrivits av Nathorst (1885, s. 66 och s. 84–85).

22. På en häll av Hardebergasandsten 350 m sydost om triangelpunkten 167,40 och 400 m nordost om Blinkarp (2i) har fint inristade räfflor i N 60° O påträffats. Den kvartsitiska och breccierade sandstenen har mikrostötsidor mot N 60° O och mikroläsider åt motsatt håll. Räfflorna finns på en yta som i stort sluttar ca 10° mot ONO.

23. Ca 350 m SSV om Jällatorpet (2j) finns grova räfflor i N 60°–65° O på en liten basalhäll. Den synliga delen av hällen stupar 12° mot ONO. Hällytan har en mikrostötsida mot N 60° O och en mikroläsida åt motsatt håll. Räfflor i N 25°–30° O förefaller yngre än de förra men är orienterade i körvägens riktning och sannolikt orsakade av jordbruksredskap.

24. På en liten häll vid ett stenbrott i Höörsandsten 950 m sydväst om Nyhem (1j) har fint inristade räfflor i N 70° O observerats på en plan toppyta. Parabelriss förekommer och är orienterade i samma riktning som räfflorna.

25. Vid ett stenbrott i Höörsandsten 500 m ONO om Kråkebo (1j) har räfflor observerats på tre hällar. På två hälltytor, som stupar svagt mot NNV respektive öster, har räfflor och parabelriss i N 50°–65° O påträffats. På en tredje häll finns räfflor i N 50° O och N 65°–75° O på en nästan plan toppyta. De senare räfflorna förekommer rikligast på toppytan och är sannolikt yngst.

26. Ca 900 m VSV om Hassleborg (0j) har grova räfflor i N 70° O observerats på en diabashäll, som har en tydlig stötsida mot N 70° O och läsida åt motsatt håll.

Mäktighetsuppgifter

Enklare lagerföljder redovisas direkt på jordartskartan med mäktighetsuppgifter i meter. Uppgifterna har erhållits dels genom borrhningar med skruvprovtagare och med olika provtagare för organogena avlagringar, dels ur borrhprotokoll från SGU:s brunnsarkiv i Lund. Brunnsarkivets borrhningar, som främst utgörs av stötborrhningar men även av spolborrhningar och tryckluftsborrhningar, har utnyttjats för redovisning av moränlagerföljder och mäktiga lagerföljder. Tillförlitligheten av borresultaten från brunnsborrhningarna varierar och lagerföljderna måste tolkas med försiktighet.

Särskilt mäktiga och varierande eller på annat sätt intressanta lagerfölj-

der från brunnborrningar inom kartområdet har numrerats på jordartskartan. De numrerade borrningarna (15 st.) redovisas nedan.

Den som önskar mer information om de redovisade brunnborrningarna och om andra borrningar inom kartområdet kan vända sig till SGU:s brunnarsarkiv i Lund.

Förteckning över numrerade borrningar på jordartskartan

Borrningarna har erhållits från SGU:s brunnarsarkiv i Lund. Texten till mäktighetsuppgifterna är hämtad direkt ur Brunnsarkivets protokoll över respektive borrning. Borrningarna fortsätter i allmänhet ned i berggrunden, men de delar av protokollen som berör berggrunden har utelämnats här. Den vid borrningarna tillämpade tekniken redovisas i föregående kapitel.

1. 175 m SSV om Flohus (4g)
 - 0 –10.0 m Stenig grusig sand
 - 10.0–39.5 m Grovmoig mellansand
 - 39.5–40.5 m Grovmoig sand
 - 40.5–42.5 m Grovmoig mellansand
 - 42.5–47.5 m Grovmoig sand
 - 47.5–48.5 m Fingrusig grovmoig sand
 - 48.5–49.0 m+ Grovmoig mellansand
2. 600 m NO om V. Sönnarlövs kyrka (4g)
 - 0 – 3.0 m Lerig moig sand
 - 3.0–21.0 m Sedimentär lera
 - 21.0–25.0 m Lerig mo
 - 25.0–29.0 m Fingrusig sandig mo
 - 29.0–30.0 m Mo
 - 30.0–35.0 m Sand, fingrusig på 30 m
 - 35.0–40.0 m Sandig mo
 - 40.0–49.0 m Grovmoig mellansand
 - 49.0–52.0 m Lerig mo
 - 52.0 m+ Lersten med lerjärnsten, Rät-lias.
3. 1.0 km SV om Kroken (4g)
 - 0 – 1.5 m Grusig sand
 - 1.5–11.0 m Sandig moig morän
 - 11.0–29.5 m Grovmoig sand, fingrusig på 25–26 m
 - 29.5 m+ Röd gnejs

4. 250 m VSV om Kroken (4g)
 - 0 – 2.5 m Mellansand
 - 2.5– 5.5 m Grusig sand
 - 5.5–20.5 m Lerig mo
 - 20.5–27.0 m Grovmo och mellansand, kol på 22 m
 - 27.0–31.0 m Något lerig mo
 - 31.0–35.0 m Grovmo och sand, kol
 - 35.0–40.0 m Sand, nederst grusig, kol
 - 40.0–48.0 m Moränlera
 - 48.0 m+ Lera – lersten med mjälasten, Rät-lias
5. Gillberga (4g)
 - 0 – 6.0 m Grovmoig sand, svagt lerig på 3.5–6 m
 - 6.0–11.0 m Sedimentär styv lera
 - 11.0–24.0 m Lerig mo
 - 24.0–28.0 m Moränlera
 - 28.0–31.0 m Lerig mo
 - 31.0–35.0 m Lerig morän
 - 35.0 m+ Sandsten, Rät-lias
6. 850 m OSO om Gillberga (4g)
 - 0 – 4.0 m Grovmoig sand
 - 4.0– 9.0 m Sedimentär styv lera
 - 9.0–25.0 m Moränlera
 - 25.0 m+ Lersten, Rät-lias
7. 850 m SO om Gillberga (4g)
 - 0 – 4.8 m Fingrusig sand
 - 4.8– 8.0 m Mellansand
 - 8.0–13.0 m Grovsandig mellansand
 - 13.0–20.0 m Lerig morän
 - 20.0–29.5 m Mellansand
 - 29.5 m+ Lersten, Rät-lias
8. Ågård (4h)
 - 0 – 2.0 m Grovmoig mellansand
 - 2.0– 3.5 m Sedimentär lera
 - 3.5– 7.5 m Lerig morän
 - 7.5– 8.0 m Mellansand
 - 8.0–12.0 m Lerig morän

- 12.0–14.0 m Stenig grusig sand
14.0–15.5 m Grovmoig mellansand
15.5 m+ Röd gnejs, något kaolinvittråd på 15.5–17 m
9. I Bonnarp (3h), 300 m Ö om Bonnarpssjöns östra strand
0 – 1.8 m Brunn
1.8– 7.0 m Sand
7.0–14.0 m Mellansandig grovmo
14.0–26.0 m Lerig morän
26.0–28.0 m Grovsandig mellansand
28.0–30.0 m+ Lerig morän
10. Värgapet (4i)
0 – 7.5 m Brunn
7.5–10.0 m Sedimentär styv lera
10.0–23.0 m Moränlera eller lerig morän
23.0 m+ Kaolin
11. Vid Jordberga, 600 m OSO om Östergård (3f)
0 – 4.4 m Brunn
4.4–25.0 m Lerig morän, mycket sten- och blockrik
25.0 m+ Lerskiffer
12. Finnstorp (2g)
0 – 8.7 m Brunn
8.7–30.0 m "Lera, sten och block", sannolikt morän
30.0–46.0 m "Grus, grov, små lerränder"
46.0–47.0 m+ "Lera", sannolikt moränlera
13. Härsnäs (2i)
0 – 1.0 m Sandig moig morän
1.0– 8.8 m Moränlera och lerig morän
8.8–10.3 m Sedimentär lera
10.3–13.5 m Moränlera
13.5 m+ Grovmosten, något kol, Rät-lias
14. I Nackarpsdalen, 750 m NV om Röstånga kyrka (2i)
0 – 0.2 m Matjord
0.2– 2.0 m "Sand, grågul, lerblandad", sannolikt isälvs-material
2.0– 4.2 m "Sand och grus, något lerblandat", sannolikt isälvs-material

- 4.2– 4.5 m "Sten", sannolikt isälvsmaterial
- 4.5–10.5 m "Lera, gråbrun, grus- och stenblandad", sannolikt morän
- 10.5–11.0 m+ "Grus och sten, något lerblandad", sannolikt isälvsmaterial

15. Östergård (0h)

- 0 – 5.5 m Moränlera
- 5.5– 8.0 m Grus, något lerigt
- 8.0–10.0 m Lerig morän med grusig sand
- 10.0–11.0 m Sand, något lerig
- 11.0–13.0 m Fingrusig sand, något lerig
- 13.0–14.0 m Grovmoig sand
- 14.0–16.5 m Fingrusig sand
- 16.5 m+ Lera, Kågerödslager

Beskrivning av skärningar

I följande sammanställning redovisas 18 lokaler med skärningar i morän och submoräna sediment. Ett mindre antal lokaler med skärningar i isälvsavlagringar och glacial lera redovisas under respektive rubrik. Analyser av kornstorleksfördelning och kalkhalt (tabell 1) samt bergartsinnehållet i fingrusfraktionen (tabell 2) har utförts på de flesta proverna från skärningarna. Dessutom har analyser av lermineralsammansättningen i lerfraktionen (tabell 3) utförts på prover från vissa av skärningarna. Proverna i sammanställningen har numrerats enligt tabell 1–3. Skärningarnas läge framgår av fig. 14.

1. En skärning 450 m ONO om Storegård (1j), som är belägen vid Rönne ås dalgång, sydväst om drumlinen Äskekull (2j), uppvisar nedanstående lagerföljd.

- 0 –0.7 m Sandig-moig morän, brun
- 0.7–1.7 m Lerig sandig-moig morän, gråbrun, prov 10 (1.0 m) i tabell 1–2
- 1.7–5.0 m Stenigt grus och grusig sand, prov 2 (4.0 m) i tabell 2
- 5.0–6.0 m+ Sand

Moränens undre del innehåller få block men är stenig. Den är hårt packad och har en småskalig struktur (s.ka. *fissility*). Moränens övre del är lösare och strukturlös. En riktningsanalys av långsträckta stenars längdaxlar i morä-

HELSINGBORG SO

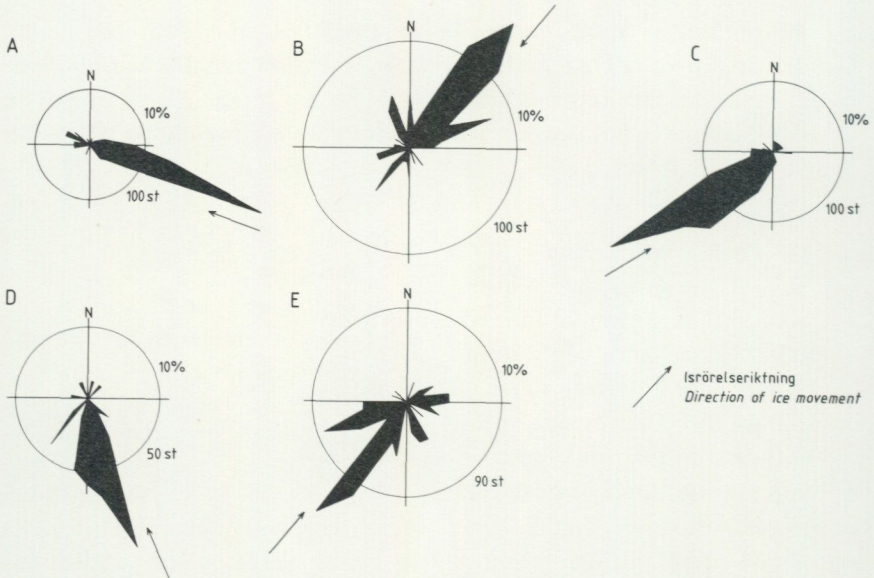


Fig. 63. Riktning och stupning av långsträckta stenars längdaxlar i kartområdets moräner.
Till fabric in tills of the map area.

nens undre del visar att stenarna har en orientering med ett maximum i OSO (fig. 63a). Block och stenar med längdaxlar som stupar mot östliga riktningar har ovansidor med fint inristade räfflor i O-OSO. På en av stenarna påträffades även ett tunt skal av morän, som var räfflat i samma riktning som blottade ytor av stenen. Den undre delen av moränen i skärningen har antagits vara en bottenmorän (s.k. *lodgement till*) bildad av aktiv is under den sista östliga isrörelsen inom området (se s. 129). Den övre strukturlösa delen av moränen har sannolikt bildats genom påverkan av sekundära processer, bl.a. jordflytning utmed dalsidan. Moränen innehåller främst urbergsmaterial men även ca 10% sandsten (prov 10 i tabell 2), som sannolikt är Höörsandsten tillförd från området öster om Rönne å (se fig. 2). Inom det senare området finns, förutom hållar och stenbrott, även rikligt med block av Höörsandsten på moränytor.

Det grövre sedimentet (1.7–5.0 m) under moränen utgörs av horisontellt lagrat grus som överlagrar två metermäktiga bankar av diagonalskiktad grusig sand. Skikten i bankarna stupar 25° mot nordväst. Den därunder liggande sanden är parallellskiktad och nästan horisontellt lagrad. Sanden

innehåller skikt av kol som sannolikt härstammar från Höörsandstenen. Gruset (prov 2 i tabell 2) har ett innehåll som avviker från den överlagrande moränens. I gruset finns mindre sandsten än i moränen men däremot en andel lerskiffer (ca 8%), som nästan helt saknas i moränen. Såväl grusets stupning som lerskifferinnehållet tyder på att transporten, när gruset bildades, skedde från lerskifferområdet i söder (se fig. 2) längs Rönne ås dalgång. Man kan således förmoda att dräneringsriktningen från söder var densamma såväl under en isavsmältning innan moränen vid Storegård bildades som under den slutliga isavsmältningen (se även s. 86).

Både moränen och det submoräna sedimentet innehåller ca 3–5% basalt i fingrusfraktionen och basaltinnehållet är tydligt märkbart även i stenfraktionen. Generellt sett är inslaget av basaltblock på moränytter och i stengårdsgårdar vid och sydväst om kartområdets basalthällar markant.

2. I en skärning 100 m väster om Forsmöllan (4h) täcker 0.5–1.0 m sandigmoig morän (prov 2 i tabell 1) en morängrovlera, som är mer än 2 m mäktig (prov 21 i tabell 1). Båda moränerna är hårt packade och har en struktur (s.k. *fissility*) samt millimetertjocka mellansandskikt utmed förmodade skjuvplan, kännetecken som tyder på att moränerna har bildats vid botten av en aktiv is. Den sandigmoiga moränen är gråbrun till brungul samt stenig med enstaka block. Den har leriga partier närmast moränleran. Den senare är brun samt blockfri och stenfattig. En riktninganalys av långsträckta mellansandpartiklars längdaxlar i moränleran visar en tydlig orientering och stupning mot VNV (fig. 64a). Bergarterna i de båda moränernas grusfraktioner är likartade och kristallina till 100%. Båda moränerna är kalkfria. Lerfraktionen i moränleran härstammar från glacial lera, som isen tagit upp under en isrörelse från VNV. Glacial lera förekommer även som klumpar i moränleran.

3. En skärning 550 m OSO om Nybohus (4i) är belägen i en moränrygg som är utsträckt i N 60° V–S 60° O (se s. 42). Den ca 2 m höga skärningen uppvisar en sandigmoig morän, som är tämligen löst packad och som saknar tydlig struktur. Några upp till 10 mm tjocka mo- och sandskikt är synliga och viker av längs undersidan på stenar och block. De senare har en hinna av finmo–mjåla på ovensidan och saknar synliga räfflor. Stenarna och blocken är kantiga eller kantavrundade och består huvudsakligen av gnejs och andra kristallina bergarter. En riktninganalys av långsträckta stenars längdaxlar på 1.0–2.0 m djup visar ett tydligt maximum ungefär vinkelrätt mot moränryggens riktning (se fig. 63b).

4. En skärning 400 m väster om Björkarp (4i) utgörs av ca 3 m sandig-moig morän, som i de övre 2 m är lös samt har inslag av linser av sand och mo. Den undre delen av moränen är hårdare packad men saknar särskild struktur eller andra särdrag. Stenarna och blocken i skärningen är kantavrundade och saknar räfflor. Sannolikt utgör åtminstone de övre 2 m i skärningen ablationsmorän, som smält fram ur stagnerad eller död is.

5. I en skärning 350 m sydost om Äktaboden (4j) överlagras 0.6 m gulbrun morän en svagt ljusröd morän. Kornstorleksanalyserna visar ingen märkbar skillnad mellan moränerna, båda är sandig-moig morän (prov 3, 0.5 m, och prov 4, 1.1 m, i tabell 1). Bergarterna i moränernas grusfraktioner utgörs till nästan 100% av gnejs med inslag av amfibolit och diabas (proverna 3–4 i tabell 2). Den till synes opåverkade moränen har ett lermineralinnehåll, som framgår av tabell 3 (prov 4). Den övre moiga moränen (0.5 m) har en svårbedömd sammansättning, som ej har redovisats i tabell 3. Den innehåller förutom fältspat, kvarts och hornblände även något kaolinit och glimmer samt en vittringsprodukt, som sannolikt är av typ blandskikt klorit–aluminium–vermikulit.

6. I en skärning 900 m ONO om Grindhus (3h) togs ett prov i sandig-moig morän på 1 m djup (prov 5 i tabell 1–3). Berggrunden förefaller sticka upp på samma nivå.

7. En skärning vid ett stenbrott i gnejs 900 m SSV om triangelpunkt 149,4 på Grävingsbacken (4f) uppvisar nedanstående lagerföljd.

0 –0.5 m Sandig-moig morän, brun, prov 8 (0.4 m) i tabell 2

0.5–2.0 m Lerig sandig-moig morän, ljus brun, prov 11 (0.6 m) och prov 12 (1.5 m) i tabell 2.

2.0 m+ Kaolinvittrad gnejs

Den övre moränen är lös och den undre är hårt packad med sammankittat material. Båda moränerna har ett homogent utseende och saknar synlig struktur. Skärningen är belägen i en tre meter bred spricka i gnejsen. Sprickans riktning är nordväst–sydost och dess väggar är vertikala. På sprickans nordöstra vägg finns räfflor som stiger mot sydost. På samma vägg finns rundade mikrostötsidor mot nordväst och läsidor mot sydost. Räffloras stigning och väggens mikrorelief tyder på att den undre moränen avlagrats från nordväst, men isrörelsen ner i sprickan kan ha fått en helt lokal och annan riktning än isens huvudriktning. Moränens bergartssam-

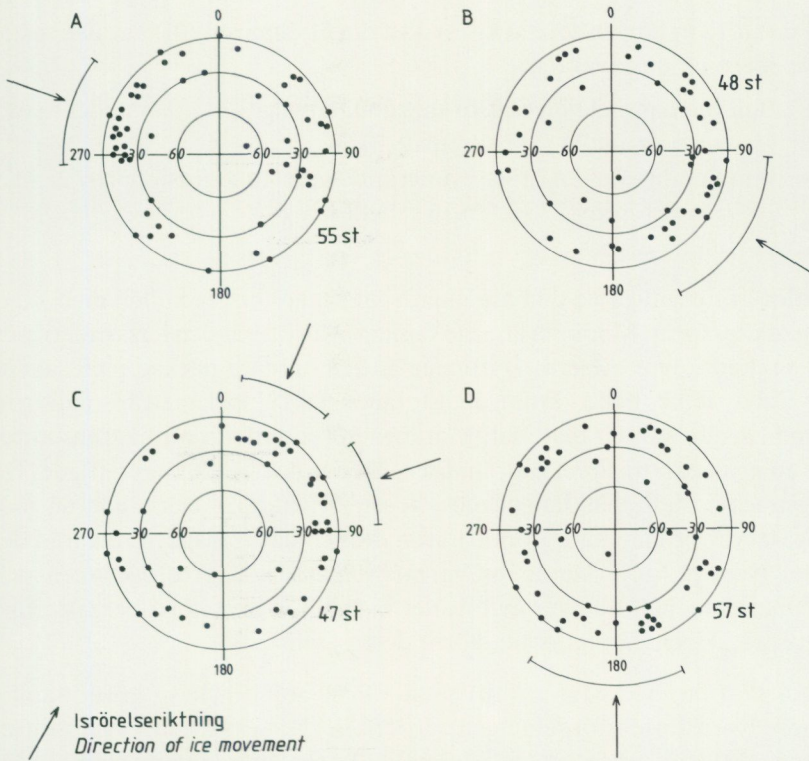


Fig. 64. Riktninganalys av långsträckta mellansandpartiklars längdaxlar i kartområdets moräner. Analys: S. Björnbom, SGU, vars metodik redovisas i ett arbete från 1977.

Till fabric in tills of the map area.

mansättning tyder på en transport från nordväst, väster eller sydväst. Huvuddelen av materialet utgörs av gnejs men dessutom förekommer mostenar från gruvlagren (proverna 8, 11 och 12 i tabell 2). Den övre moränen har ungefär samma bergartssammansättning som den undre och kan vara en peri- och postglacialt omlagrad del av den undre moränen.

Endast 10–20 m från skärningen finns hållar med räfflor i S 40°–50° V (yngst) och S 85° O (äldst). Se lokal 1 på s. 134. Tänkbart är att moränen i berggrundssprickan har bildats vid en nordvästlig isrörelse, som är äldre än de isrörelser som inristade räfflorna på de ovan nämnda hållarna. Det är också möjligt att moränen bildats under den sydvästliga isrörelsen av is som avlänkats i sprickan.

8. I en ca 10 m hög kulle, 1.0 km sydost om Hjälmared (0j) har nedanstående skärning observerats.

- 0 -1.0 m Sandig-moig morän, brun, stenig-grusig 0.8-1.0 m under markytan (prov 20 i tabellerna 2-3)
- 1.0-3.0 m Sandig-moig morän, brungrå, delvis stenig-grusig, prov 21 (1.5 m) och prov 22 (3.0 m) i tabellerna 2-3
- 3.0 m+ Häll av diabas

Räfflor är ej synliga på diabashällen, som sannolikt ger kullen med skärningen dess form. Moränen är en lokalmorän av diabas och lerskiffer och är löst packad i övre metern. Därunder är den hårdare packad men saknar särskild struktur i hela skärningen. Moränen har få block men är stenig med genomgående kantigt material. Moränen ger intryck av att ha transporterats en mycket kort sträcka av landisen. Stenar och block är ej räfflade. De långsträckta stenarnas längdaxlar har en orientering och stupning mot sydväst, varför man kan förmoda att moränen har transporterats från det hållet (se fig. 63c). Moränens bergartsinnehåll i fingrusfraktionen och lerminalinnehåll framgår av tabellerna 2-3. De kristallina bergarterna i proverna 21 och 22 utgörs till större delen av diabas.

9. En skärning vid Myren (1h) visade 2 m gråbrun lerig grusig-sandig morän. Kornstorleksfördelningen beror på det höga innehållet av lerskiffer i grusfraktionen (prov 9 i tabellerna 1-2) och är sannolikt vanlig, där moränen är tunn och vilar på lerskiffer. Moräntypen är emellertid knappast möjlig att kartlägga utan tillgång till skärningar. Den översta metern av moränen är nämligen oftast lerig sandig-moig sannolikt på grund av att gruskornen av skiffer vittrat sönder. I skärningen påträffades få urbergsblock och stenar. Lerskifferinnehållet ökade mot djupet. Moränens lerminalinnehåll (prov 9 i tabell 3) är typiskt för lerskiffer och utgörs av illit samt klorit, som dock delvis vittrat till vermikulit. Dessutom förekommer kaolinit.

10. En skärning vid Sonarpsängar, 750 m VNV om Fredriksdal (1h) uppvisar nedanstående lagerföljd.

- 0 -1.3 m Morängrovlera, gulbrun, prov 23 (1.0 m) i tabellerna 1-2
- 1.3-2.1 m+ Stenigt grus, lerigt och skifferrikt, prov 34 (1.6 m) i tabellerna 1-2

Moränen har ett homogent utseende och saknar synlig struktur. Den saknar block och är stenfattig längs en 25 m lång sträcka. Moränens gräns mot

det underliggande gruset är ojämn och det förefaller som om sand- och gruslager samt körtlar av sand är uppkörda i moränleran. En riktninganalys av långsträckta mellansandpartiklars längdaxlar på 1 m djup i moränen visar ett maximum mot SO–OSO (fig. 64b). Sannolikt är moränen en bottenmorän, som bildades från det hållet.

11. Vid Storegård (1g) visar en skärning ca 2 m gulbrun, lerig sandig-moig morän med tydlig struktur (s.k. *fissility*), i vilken planen stupar mot NNO. Även stenarna i moränen har en väl synlig stupning mot N 10°–40° O. Skärningen innehåller endast enstaka små block och har låg stenhalt i förhållande till markytan. I skärningen som helhet är moränen homogent lerig sandig-moig men på ett ställe överlagras en meter morängrovlara (prov 24 i tabellerna 1–2) en sandig-moig morän (prov 6). Som framgår av tabell 2 innehåller båda proverna främst kristallina bergarter och lerskiffer. Sannolikt bildades moränen vid botten av aktiv is, som rörde sig från NNO–NO. Moränen, som är belägen i Kongaklintdrumlinens (s. 45) förlängning mot sydväst, undgick således erosion och pålagring av senare isrörelser från OSO–SO och sydväst.

12. En skärning i Kågeröd, 700 m ONO om Kågeröds kyrka (2g), uppvisar nedanstående lagerföljd.

0 –0.5 m Fyllning

0.5–0.8 m Kärrtorv

0.8–4.0 m Lerig sandig-moig morän, prov 13 (1.7 m) och prov 14 (3.1 m) i tabellerna 1–3.

4.0 m+ Sandsten, ljus, rödflammig och okonsoliderad. Kågerödsformationen.

Ca 1.8 m under markytan finns en stenhorisont. Moränen är gulbrun och saknar synlig struktur ovanför stenhorisonten medan den därunder är gråbrun och har tydlig struktur (s.k. *fissility*). Moränen är genomgående tämligen lös. Den innehåller enstaka små block och är stengig. Proverna 13 och 14 är tagna över och under stenhorisonten. På samma nivåer togs prover för riktninganalyser av långsträckta mellansandpartiklars längdaxlar (fig. 64). Riktninganalysen i moränen under stenhorisonten antyder en transport från NNO eller ONO (fig. 64c), vilket även gäller analysen av bergartsmaterial i fingrusfraktionen (prov 14 i tabell 2). Den senare domineras av urbergsmaterial och sandsten från Kågerödsformationen. En del sönderdelade grova sandstenar kan ha förts till de kristallina bergarterna.

Riktninganalysen i moränen över stenhorisonten är svårtolkad (fig. 64d). Bergartsmaterialet i fingrusfraktionen (prov 13 i tabell 2) med en stor andel lerskiffer, som nästan helt saknas i undre moränen, tyder på en transport från en sydlig eller sydostlig riktning. Således förekommer två moräner i skärningen, en över och en under stenhorisonten. Båda har sannolikt bildats vid botten av aktiv is men från olika håll. Moränen under stenhorisonten innehåller mycket kaolinit (prov 14 i tabell 3), som sannolikt härstammar från kaolinvittrad gnejs.

13. Vid kanten till allmänna vägen 400 m öster om Olofslund (2f) uppmättes och provtogs nedanstående skärning.

0 -0.5 m Sandig-moig morän, omväxlande roströd-brun och vitaktig, prov 7 (0.4 m) i tabellerna 1-2.

0.5-1.0 m+ Lerig sandig-moig morän, prov 15 (1.0 m) i tabellerna 1-2.

De båda moränerna har ett homogent utseende och uppvisar inga speciella strukturer. Moränerna har olika bergartssammansättning. Den undre moränen innehåller, förutom urbergsmaterial, även lerskiffer och alunskiffer, vilket antyder en ostlig eller sydostlig isrörelseriktning, medan den övre moränen saknar skiffer men innehåller mer mosten och lerjärnsten ur gruvlagren samt mer sandstenar ur Kågerödsformationen, vilket antyder en transport från sydväst.

14. I en liten skärning vid vägen 600 m sydost om Båv (3f) täcker ca 1 m lerig sandig-moig morän (prov 16 i tabellerna 1-2) mer än 2 m dåligt sorterat, grovt grus (prov 35 i tabellerna 1-2). Moränen innehåller mostenar och andra bergarter från gruvlagren och har sannolikt transporterats från sydväst. Gruset innehåller däremot mycket litet material från gruvlagren och i stället mest urbergsmaterial samt klumpar av morän (under övrigt i prov 35 i tabell 2).

15. En skärning invid och öster om allmänna vägen 400 m söder om Karatofta gård (0g) uppvisar nedanstående lagerföljd.

0 -1.3 m Lerig sandig-moig morän, prov 25 (1.0 m) i tabell 2

1.3-2.8 m Stenigt, lerigt grus, prov 26 (2.0 m) i tabell 2

2.8-3.3 m+ Lerig sandig-moig morän, prov 29 (3.0 m) i tabell 2

Den övre moränen är blockfattig men ganska stenig. Den innehåller många rundade stenar som isen plockat upp ur underliggande grus. Moränen är

grå, homogen och tämligen löst packad. En riktninganalys av långsträckta stenars längdaxlar visar ett tydligt maximum mot S-SSO (fig. 63d). Moränen är sannolikt en bottenmorän avlagrad av aktiv is från söder. Det intermoräna gruset innehåller, liksom båda moränerna, mycket skiffer och kristallina bergarter. Det är lerigt och innehåller dessutom rundade bollar av sedimentär lera. Gruset är osorterat och otydligt horisontellt skiktat. Det underlagras i vissa delar av skärningen av sand. Gruset är i övre delen (1.3–1.8 m) mörkfärgat av manganföreningar. Vid gränsen mellan övre moränen och gruset har stenar upparbetats och fått en tydlig stupning ca 45° mot S-SSV. Den undre moränen är överst brun (ca 1 dm) och därunder grå. Den har antydning till struktur (s.k. *fissility*), är hårt packad samt innehåller stenar med räfflade ytor. Ett block i dess överyta har fina räfflor i S 60° O och det är sannolikt att moränen har avlagrats från det hållet vid botten av aktiv is.

16. En skärning 600 m öster om Duveke (1f) uppvisar nedanstående lagerföljd.

0 –0.5 m Sandig mo, prov 30 (0.4 m) i tabell 2

0.5–2.0 m+ Morängrovlera och lerig sandig-moig morän, prov 27 (1.0 m) och prov 17 (2.0 m) i tabellerna 1–3

Det översta lagret är sannolikt ett sediment som tillhör intilliggande isälvavlagring. Moränen är tämligen stengig och innehåller enstaka block. Bergarter från Kågerödsformationen dominerar med bl.a. leror i mörkröda m.fl. färger. Dessutom förekommer mostenar ur gruvlagren. På ett mostensblock, vars ab-plan stupar 15° mot N 65° V och vars längdaxel har riktningen S 50° V, finns fint inristade räfflor i S 50° V. Blocket har mikrostötsidor åt samma håll och läsidor mot nordost. Det räfflade blocket är beläget 1 m under markytan. En riktninganalys av långsträckta stenars längdaxlar visar ett tydligt maximum mot sydväst och det är sannolikt att moränen har avlagrats från sydväst vid botten av aktiv is (fig. 63e). Även moränens struktur (s.k. *fissility*) antyder att bottenmorän föreligger. Bergartsinnehållet i moränens fingrusfraktion (tabell 2) utgörs förutom av urberg främst av bergarter ur Kågerödsformationen och gruvlagren. Moränens stora innehåll av lermineralet kaolinit härstammar sannolikt från bergarter ur gruvlagren (tabell 3).

17. En skärning i vägkröken 1050 m väster om Rovegården (3f) uppvisar nedanstående lagerföljd.

0 -0.8 m Lerig sandig-moig morän, gulbrun, prov 18 (0.6 m) i tabellerna 1-2

0.8-1.5 m+ Morängrovlara, mörkbrun, prov 28 (1.5 m) i tabellerna 1-2

Lagerföljden är synlig ca 100 m längs väg 109. Moränen är tämligen stenig och innehåller enstaka små block. Analyser av bergartsinnehållet i de båda moränerna visar att den undre förutom kristallina bergarter även innehåller sandsten ur Kågerödsformationen, mosten och kol ur gruvlagren samt dessutom paleozoisk lerskiffer i sådan mängd att man får anta en transport från öster eller sydost. Den övre moränen, som innehåller ovanstående bergarter men saknar lerskiffer, har däremot sannolikt avlagrats av is från sydväst.

En skärning 225 m nordväst om den ovan beskrivna uppvisar nedanstående lagerföljd.

0 -1.3 m Lerig sandig-moig morän, brungul, prov 19 (1.0 m) i tabellerna 1-2

1.3-1.6 m+ Sand, prov 36 (1.5 m) i tabellerna 1-2

Moränen är stenig och innehåller enstaka block. Analyserna av bergarter i moränens fingrusfraktion visar ett relativt högt innehåll av mosten och lersten ur gruvlagren samt ett visst innehåll av sandstenar ur Kågerödsformationen. Den underliggande sanden innehåller huvudsakligen kristallina bergarter och mycket litet material ur gruvlagren. Sandens sammansättning skiljer sig klart från moränens, men det är osäkert om den stratigrafiskt skall placeras mellan eller under de båda moränerna i skärningen 1050 m väster om Rovegården.

18. En skärning 400 m NNV om Svalövs järnvägsstation (0g) uppvisar

0-3.5 m+ Moränlera, prov 30 (1.8 m), prov 29 (3.4 m) och prov 31 (3.5 m) i tabellerna 1-3.

Moränleran är brun ned till 3.0-3.5 m (proverna 29-30) och därunder grå (prov 31). Färggränsen är en oxidationsgräns. Moränen är blockfri och stenfattig. Den är i allmänhet homogen, men enstaka skikt av sand och grovmo förekommer. Dessa är sannolikt upptagna av isen och avlagrade tillsammans med moränen. Moränen har tärningsstruktur eller är homogen

utan särskild struktur och har bedömts vara avlagrad vid botten av aktiv is. Analyserna av bergarter i moränens fingrusfraktion visar ett högt innehåll av paleozoiska kalkstenar, danienkalksten och kritbergarter med tillhörande flinttyper, vilket tyder på en transport med is från söder. Det tämligen höga lerskifferinnehållet har sannolikt hämtats ur underliggande skifferrikare morän och sediment. Moränens lermineralinnehåll har liksom bergartsinnehållet analyserats i de prover som tagits i skärningen. Lermine-ralen utgörs av illit, calcit, kaolinit och smektit. I den övre 3 m mäktiga, bruna-brungula delen av moränen förekommer vermikulit men ej klorit, som i stället uppträder i den grå moränen på 3.5 m djup. Skillnaderna i lermineralsammansättningen beror sannolikt på att den brunfärgade delen av moränen är vittrad, medan den gråfärgade undre delen är ovittrad. Moränleran är trots sin höga lerhalt förvånansvärt homogen, och man kan förmoda att isen har plockat upp tidigare avlagrad glacial lera, som varit frusen åtminstone i sin övre del.

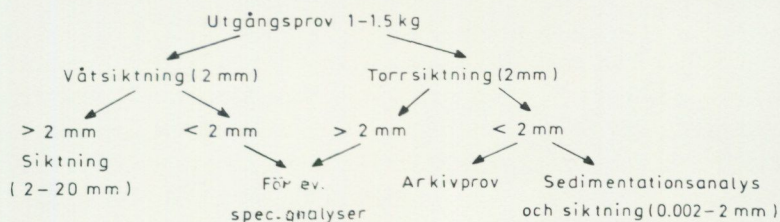
Analysmetoder

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 (ekivalentdiameter).

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 natriumdihionit 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 förbränning i en Leco EC-12 totalkolanalysator. 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.* CaCO_3 -halten bestäms på material < 0.06 mm genom behandling med 10 %-ig saltsyra och mätning av den utvecklade mängden CO_2 . Noggrannheten i analysmetoden är $\pm 0.5 \%$.

pH. Bestämning av pH-värdet utförs på material < 2 mm. Provet torkas vid 90°C och uppslammas 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, kalcit, 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.

Tabeller

TABELL 1. Kornstorleksanalyser

Prov nr	Analys nr	Lokal	Jordart	Djup under markytan i m
1	18361	800 m V Lierna (2h)	Grusig-sandig morän	0.6
2	17356	100 m V Forsmöllan (4h)	Sandig-moig morän	0.7
3	16887	350 m SO Äktaboden (4j)	"	0.5
4	16888	"	"	1.1
5	19762	900 m ONO Grindhus (3h)	"	1.0
6	18829	Vid Storegård (1g)	"	1.3
7	19758	400 m ö Olofslund (2f)	"	0.4
8	19227	1200 m SO Lundahus (1f)	"	0.6
9	18832	Vid Myren (1h)	Lerig grusig-sandig morän	1.5
10	18838	450 m ONO Storegård (1j)	Lerig sandig-moig morän	1.0
11	16876	620 m NO Djupadalsmölla (2j)	"	0.6
12	17547	530 m NO Finnstorp (2g)	"	0.6
13	17386	700 m ONO Kågeröd k:a (2g)	"	1.7
14	17387	"	"	3.1
15	19759	400 m ö Olofslund (2f)	"	1.0
16	19760	600 m SO Båv (3f)	"	1.0
17	19757	600 m ö Duveke (1f)	"	2.0
18	16883	1050 m V Rovegården (3f)	"	0.6
19	16880	1250 m V Rovegården (3f)	"	1.0
20	18332	300 m SSO Bensige (3f)	Lerig moig morän	0.6
21	17357	100 m V Forsmöllan (4h)	Morängrovlera	2.0
22	17546	400 m SO Tången (2g)	"	0.6
23	18833	750 m VNV Fredriksdal (1h)	"	1.0
24	18828	Vid Storegård (1g)	"	0.8
25	19184	800 m NO Billinge k:a (1j)	"	0.6
26	18331	40 m SV Bokedal (3f)	"	0.6
27	19756	600 m ö Duveke (1f)	"	1.0
28	16884	1050 m V Rovegården (3f)	"	1.5
29	16493	400 m NNV Svalövs jvgstn (0g)	"	3.4

Viktprocent									CaCO ₃ %	Anmärkningar
Grov- grus	Fin- grus	Grov- sand	Mellan- sand	Grov- mo	Fin- mo	Grov- mjäla	Fin- mjäla	Ler		
27	17	12	16	14	9	3	1	1	-	
7	4	8	18	22	23	12	4	2	0	
10	9	11	22	23	15	6	2	2	0	
10	8	13	22	23	14	5	2	3	0	
13	8	8	22	26	15	5	2	1	0	
6	10	12	24	26	13	4	3	2	0	
6	6	12	24	20	17	8	3	4	0	
7	5	5	36	20	12	7	5	3	-	
20	16	13	12	8	10	8	3	10	0	
7	6	11	24	20	15	6	4	7	0	
4	5	7	22	26	17	8	4	7	0	
5	6	9	22	22	13	7	5	11	-	
13	11	10	15	10	9	11	8	13	0	
7	7	8	17	19	13	8	6	15	2.2	
3	7	11	23	25	14	6	4	7	0	
4	5	10	19	17	16	11	6	12	0	
3	7	12	28	22	12	5	3	8	0	
6	4	8	32	21	11	7	3	8	0	
4	4	8	21	23	16	7	4	13	0	
2	3	6	8	14	35	15	10	7	-	
3	3	4	10	14	20	18	13	15	0	
4	5	6	16	17	17	9	9	17	-	
1	1	3	12	16	17	16	14	20	0	
8	7	10	16	12	11	12	7	17	0	
3	3	5	10	13	20	18	12	16	-	
1	1	2	7	11	36	14	7	21	-	
5	7	11	18	12	11	7	4	25	0	
3	4	9	19	16	13	9	6	21	0	
2	4	8	15	19	12	9	11	20	19.1	

Prov nr	Analys nr	Lokal	Jordart	Djup under markytan i m
30	16491	400 NNV Svalövs jvgstn (0g)	Moränfinlera	1.8
31	16494	"	"	3.5
32	17533	450 m SSO Tarstadgården (Of)	"	0.6
33	18861	600 m SV Hallsfarm (0h)	"	0.6
34	18834	750 m VNV Fredriksdal (1h)	Lerigt grus	1.6
35	19761	600 m SO Båv (3f)	Grusig sand	2.0
36	16881	1250 m V Rovegårdén (3f)	Lerig grusig sand	1.5
37	19769	250 m SO Lugnet (3-4i)	Glacial finlera	2.8
38	19770	"	"	3.8
39	18867	300 m VNV Gillastig (2h)	Postglacial finmo	0.6
40	19195	400 m NNV Felestad k:a (0g)	Postglacial grovlera	0.6
41	19223	780 m ONO Saxtorp (1f)	"	0.6
42	17002	500 m VSV Lavröd (0j)	Postglacial finlera	0.6
43	19211	580 m OSO Torrlösa k:a (0g)	"	0.6
44	18892	300 m SV Dammsgård (1g)	Gyttjelera	0.6
45	19231	1220 m NNO Sofielund (1f)	Lergyttja	0.6
46	18886	200 m NNO Pålstorp (1g)	Svämsand	0.6
47	19210	400 m OSO Almdala (0g)	"	0.6
48	18337	900 m NNV Knutshög (2j)	Svämlera	0.6
49	17548	800 m OSO Orröd (2g)	"	0.6
50	18890	300 m VSV Risagården (1g)	Vittringslera	0.6
51	19193	1300 m SV Röstånga k:a (1i)	"	0.6

Viktprocent									CaCO ₃ %	Anmärkningar	
Grov- grus	Fin- grus	Grov- sand	Mellan- sand	Grov- mo	Fin- mo	Grov- mjäla	Fin- mjäla	Ler			
2	2	4	8	15	14	12	17	26	11.2		
2	2	4	9	15	13	12	13	30	17.9		
1	1	3	5	12	17	11	10	40	-		
3	3	4	9	7	11	16	15	32	-		
21	33	25	7	2	2	3	1	6	0	Submoränt sediment	
19	12	18	23	14	8	2	2	2	0	"	"
2	3	17	53	9	4	4	2	6	0	"	"
-	-	-	-	-	16	19	15	50	0		
-	-	-	1	5	34	18	12	30	0		
-	-	2	12	30	39	7	4	6	-		
1	1	1	1	24	24	14	11	23	19.1	0.64%	org.mat.
-	-	2	7	27	20	17	10	17	9.3	0.52%	"
-	-	-	1	4	20	22	16	37	0	1.06%	"
-	-	1	2	4	23	16	16	38	0	2.19%	"
-	-	1	5	9	27	17	4	37	-	3.57%	"
-	1	2	3	12	26	18	10	28	0	23.10%	"
-	-	1	32	49	5	4	3	6	-		
-	2	10	25	27	16	7	6	7	-		
-	-	1	8	4	19	30	17	21	-		
-	-	1	7	12	41	14	10	15	0	21.95%	"
-	-	-	2	5	19	23	18	33	-		
-	-	9	5	1	16	13	18	38	0		

TABELL 2. Bergarter i moränens och isälvsavlagringarnas fingrusfraktion

Prov nr	Lokal	Jordart	Djup under markytan i m
10	450 m ONO Storegård (1j)	Lerig sandig-moig morän	1.0
2	"	Submoränt grus	4.0
3	350 m SO Äktaboden (4j)	Sandig-moig morän	0.5
4	"	"	1.1
5	900 m ONO Grindhus (3h)	Sandig-moig morän	1.0
8	900 m SSV triangelp. 149,4 (4f)	Sandig-moig morän	0.4
11	"	Lerig sandig-moig morän	0.6
12	"	"	1.5
20	1.0 km SO Hjälmared (0j)	Sandig-moig morän	0.9
21	"	"	1.5
22	"	"	3.0
9	Vid Myren (1h)	Lerig grusig-sandig morän	1.5
23	750 m VNV Fredriksdal (1h)	Morängrovlora	1.0
34	"	Submoränt lerigt grus	1.6
24	Vid Storegård (1g)	Morängrovlora	0.8
6	"	Sandig-moig morän	1.3
13	700 m ONO Kågeröd k:a (2g)	Lerig sandig-moig morän	1.7
14	"	"	3.1
7	400 m Ö Olofslund (2f)	Sandig-moig morän	0.4
15	"	Lerig sandig-moig morän	1.0
16	600 m SO Båv (3f)	Lerig sandig-moig morän	1.0
35	"	Submorän grusig sand	2.0

Analyserna har utförts av S. Ekberg, M. Pålsson och A. Rusek vid S. G. U.

Kristallina bergarter %	Sandsten %	Alunskiffer %	Paleozoisk skiffer, mosten %	Paleozoisk kalksten %	Mosten, lerjärnst. Gruvlagren %	Danienkalkst. Kritbergarter %	Övriga bergarter %	Antal räknade gruskorn
88.5	10.5		0.8				0.2	401
85.2	3.6		8.4			0.7	2.2	357
99.5	0.2						0.3	436
99.7	0.3							399
98.3	1.0						0.8	395
98.7		0.5			0.8			400
96.7	0.4	0.4			2.4			460
96.7	0.6				2.7			519
83.2			16.1			0.2	0.6	529
68.4	0.2		31.2				0.2	486
38.8	0.5		60.5				0.2	422
18.3	0.4		81.2					459
26.7			73.3					195
29.2			70.8					332
65.7	0.5		33.9					440
66.1			33.1				0.8	381
69.2	1.5		26.2		1.3	0.5	1.3	396
94.9	3.0		1.9			0.2		468
94.5	2.2				3.3			453
92.0	2.0	1.4	3.9		0.6		0.2	510
95.0	0.5				4.3		0.2	438
94.3	1.0				0.6		4.1	488

Prov nr	Lokal	Jordart	Djup under markytan i m
25	400 m S Karatoftha gård (0g)	Lerig sandig-moig morän	1.0
26	"	Intermoränt lerigt grus	2.0
29	"	Lerig sandig-moig morän	3.0
30	600 m Ö Duveke (1f)	Sandig mo	0.4
27	"	Morängrovlara	1.0
17	"	Lerig sandig-moig morän	2.0
18	1050 m V Rovegård (3f)	Lerig sandig-moig morän	0.6
28	"	Morängrovlara	1.5
19	1250 m V Rovegård (3f)	Lerig sandig-moig morän	1.0
36	"	Submorän lerig sand	1.5
30	400 m NNV Svalövs jvgstn (0g)	Moränfinlera	1.8
29	"	Morängrovlara	3.4
31	"	Moränfinlera	3.5
37	450 m NO Forsgård (4g)	Isälvsavlagring	2.0
38	150 m SSO Halahus (4g)	"	2.0
39	450 m SSO Eklunda (4f)	"	5.0
40	200 m SV Klövamöllan (3g)	"	2.0
41	550 m NNV Höjehall (3g)	"	1.5
42	400 m SSO Hallahus (3g)	"	1.5
43	50 m SV Lunnanäs (2h)	"	4.0
44	350 m SSV Vindfälle (1h)	"	1.0
45	400 m NNV Hörshus (4g)	"	5.0
46	1200 m SO Granlunda (3h)	"	4.0
47	700 m NNV Knallarehyttan (3i)	"	2.0
48	600 m NNV Bökstorp (3j)	"	1.0
49	1200 m SSV Rynke (3h)	"	1.0
50	900 m N Riseberga k:a (3i)	"	1.5
51	950 m SO Massahuset (3i)	"	5.0
52	400 m NNO Färingtofta k:a (3j)	"	7.0

Prov nr	Lokal	Jordart	Djup under markytan i m
53	1000 m ONO Gillastig (2h)	Isälvsavlagring	2.0
54	400 m VNV Nackarp (2i)	"	0.8
55	800 m V Nya Värslätt (1i)	"	6.0
56	400 m N Gunnaröd (1j)	"	3.0
57	400 m NV Leahult (1j)	"	2.0
58	400 m OSO Vittseröd (0j)	"	2.0
59	450 m VSV Hallarehus (2j)	"	3.0
60	1550 m VNV Salshult (4f)	"	1.5
61	600 m NNO Hallagården (3f)	"	2.0
62	500 m SO Bauseröd (3f)	"	2.0
63	300 m SV Abullabo (2f)	"	1.5
64	350 m NNO Finnstorp (2g)	"	2.0
65	250 m ONO Ylmesåkra (2g)	"	4.0

Kristallina bergarter %	Sandsten %	Alunskiffer %	Paleozoisk skiffer mosten %	Paleozoisk kalksten %	Mosten, lerjärnst Gruvlagren %	Danienkalkst. Kritbergarter %	Övriga bergarter %	Antal räknade gruskorn
99.2							0.8	377
30.3		0.5	69.2					386
62.1	0.6		35.1				2.3	393
96.8			0.3	1.3		1.1	0.5	376
98.0							2.0	408
98.5						0.7	0.8	408
44.1	0.3		53.0				2.7	338
93.6	1.2				5.0		0.3	407
97.3	1.6		0.4				0.7	440
96.7	2.1		0.4				0.8	460
99.1	0.3		0.6					378
97.5	0.7		1.0		0.4		0.5	433
55.5	2.1	12.5	29.5				0.5	431

TABELL 3. Mineralinnehåll i moränens, den glaciala lerans och vittringslerans lerfraktion

Prov nr	Lokal	Jordart	Djup under markytan i m
4	350 m SO Äktaboden (4j)	Sandig-moig morän	1.1
11	620 m NO Djupadalsmölla (2j)	Lerig sandig-moig morän	0.6
5	900 m ONO Grindhus (3h)	Sandig-moig morän	1.0
20	1.0 km SO Hjälmäröd (0j)	Sandig-moig morän	0.9
21	"	"	1.5
22	"	"	3.0
9	Vid Myren (1h)	Lerig grusig-sandig morän	1.5
13	700 m ONO Kågeröd k:a (2g)	Lerig sandig-moig morän	1.7
14	"	"	3.1
27	600 m Ö Duveke (1f)	Morängrovlara	1.0
17	"	Lerig sandig-moig morän	2.0
30	400 m NNV Svalövs jvgstn (0g)	Moränfinlera	1.8
29	"	Morängrovlara	3.4
31	"	Moränfinlera	3.5
37	250 m SO Lugnet (3-4i)	Glacial finlera	2.8
38	"	"	3.8
50	300 m VSV Risagården (1g)	Vittringslera	0.6

xxx övervägande halt av något mineral, sannolikt > 50%

xx medelhalt eller omkring 20—30 %

x tydlig närvaro eller 10—15%

Tabellen visar en uppskattning av mineralinnehållet i lerfraktionen. Mineralidentifieringen har huvudsakligen skett med röntgendiffraktion. Analyserna har utförts av A. M. Brusewitz vid S. G. U.

Kalcit %	Illit %	Vermikulit %	Smektit %	Klorit %	Kaolinit %
-	+	x	-	+	x
-	+	+	+	-	xxx
-	+	+	-	+	+
-	+	xxx	-	(+)	x
-	+	xx	x	(+)	x
-	x	xx	x	(+)	x
-	xx	+	-	x	x
-	xx	xx	-	(+)	x
+	x	+	x	+	xxx
-	+	xx	-	-	xxx
-	x	xx	+	-	xxx
x	xx	x	x	-	x
xx	x	x	+	-	x
x	xx	-	x	x	x
-	x	(+)	x	x	xx
-	x	-	x	x	xx
-	x	+	-	xx	+

+ ca 5 %

(+) < 5 % men dock påvisbart

- ej påvisbart mineral

SUMMARY

The combination of figure 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. The short description of the bedrock is accompanied by a geological sketch map (Fig. 2), schematic cross sections (Fig. 6) and a stratigraphic table (Fig. 3). The area is situated within the Fennoscandian Border Zone. This zone forms a tectonic buffer zone between the comparatively rigid Fennoscandian shield in the north-east and more mobile parts of Europe in the south-west. The map area is penetrated from the north-west to the south-east by a major fault zone, which may be called the Kullen-Ringsjön-Andrarum lineament. In the south-east this structure is comparatively simple and forms the Ringsjön fault (Ringsjöförkastningen, Fig. 2). In the north-west the structure appears to fork and embrace the Söderåsen crystalline horst. North-east of the fault zone the crystalline basement is exposed or covered by thin Jurassic strata. South-west of the fault zone there is a thick sedimentary cover of Lower Palaeozoic, Triassic and Jurassic strata.

The basement is formed by Proterozoic gneiss of the south-west Swedish gneiss complex. The gneiss includes veneers and larger bodies of amphibolite. Lower Cambrian quartzitic sandstone, the Hardeberga Sandstone, and the overlying dark, phosphatic and glauconitic Norretorp Sandstone form the base of the sedimentary sequence (Fig. 3). The sandstone is overlain by Middle Cambrian to lowermost Ordovician alum shale, which is rich in kerogen and pyrite. On top follows Lower Ordovician to Middle Silurian graptolitic shales and mudstones. The Lower Cambrian to Middle Silurian sequence may measure some 500–600 m. At the start of the Late Silurian it seems that the Kullen-Ringsjön-Andrarum structure came into existence, the south-west side was downfaulted, and some 600 (-1000?) m of Colonus Shale was formed within a short time interval. During Devonian to Triassic times the surface was heavily denuded, particularly north-east of the Kullen-Ringsjön-Andrarum lineament, where all traces of Lower Palaeozoic rocks were removed. Tensional movements at the Carboniferous-Permian transition resulted in the formation of numerous dolerite dikes trending NW–SE to WNW–ESE. Corresponding superficial volcanics were completely removed by denudation.

Up to 120 m of Upper Triassic Kågeröd Formation is preserved in areas south-west of the Kullen-Ringsjön-Andrarum lineament. The Kågeröd Formation consists of grey, red and green sandstone and montmorillonite clay of continental origin. The overlying uppermost Triassic Vallåkra beds and Gruvlager (Mine beds) represent part of a sequence with cyclic sedimentation. The Lower Jurassic continuation is found primarily west of the map area.

The Early Jurassic saw two transgressions over the basement north-east of the Kullen-Ringsjön-Andrarum lineament. They resulted in the quartzarenitic Høør Sandstone and Brandsberga Sandstone. These basal units lie on deeply kaolinized gneiss. North-west of the area with Høør and Brandsberga Sandstones (thus west of Ljungbyhed and Klippan) the stratigraphy of the Jurassic sequence is not known.

The youngest rocks within the map area are probably a number of basalt necks

and associated volcanic tuff. Palaeomagnetic and radiometric dating indicate Middle Jurassic to Cretaceous ages, different methods giving somewhat inconsistent results in detail. A palynologic dating of a basaltic tuff east of this map area has given an age around the Early to Middle Jurassic transition. Well preserved volcanic necks, thin sandstone sheets and kaolin pockets indicate that the surface north-east of the Kullen-Ringsjön-Andrarum lineation is basically an exhumed sub-Jurassic surface.

Glacial chronology and ice movements. The succession of glacial advances from different directions in the map area and in the province of Skåne during Late-Weichselian (Fig. 54) are shown in Figs. 55–61. The picture of the glacial chronology is based mainly on investigations of the lithostratigraphy of the Quaternary deposits and on determinations of the directions of the glacial striae at different localities, but also moraine morphology has been used (Fig. 10).

After a cold-temperate interstadial substage dated to ages between 27 500 and 21 500 years B.P. at localities 50 km south of the map area (Miller 1977), there was a glacial advance from north (Fig. 55) followed by a deglaciation phase and another glacial advance from directions varying between south and east (Fig. 56). After a new deglaciation phase there was a glacial advance from north-east, which extended to the Main Stationary Line in central Jylland (Fig. 57) in Denmark (Houmark-Nielsen 1981). The glacial advance from north-east was followed by a deglaciation phase which has possibly been registered also in the map area. After this deglaciation phase there was a new glacial advance from easterly directions (Fig. 58). During a following deglaciation phase the Söderåsen ridge was the first deglaciated part of the map area and the glaciofluvial deposits on the ridge were formed (Fig. 59). This deglaciation is possibly dated 13 880–13 500 B.P., according to paleomagnetic investigations of the glacial clay in the Klippan area, at the northern limit of the map area (Sandgren 1983). The deglaciation of the area south of the Söderåsen ridge is dated 13 300–13 200 B.P., according to a radiocarbon date for a mammoth tusk found at Lockarp, 50 km south of the map area (Berglund *et al.* 1976). After this deglaciation phase there was a last glacial advance from south (Fig. 60) reaching the south-western part of the map area (Fig. 61). During the Oldest Dryas and the Bölling chronozone the map area was finally deglaciated.

The presented opinion of the glacial chronology and ice movements during Late-Weichselian in the map area and in the province of Skåne is mainly in agreement with the results from investigations in Denmark (Houmark-Nielsen 1981). On the contrary the model presented by Lagerlund (1980 and 1983; see also Berglund and Lagerlund 1981) has not been useful during the mapping. A paper dealing with the Weichselian glacial chronology and ice movements in southernmost Sweden will be published later (Ringberg in prep.)

Thickness of the Quaternary deposits. The thickness of the Quaternary deposits in the map area is shown by the numbered borings and by the thicknesses in metres on the map.

The Quaternary deposits are thickest north of the Söderåsen ridge where the

thickness is 35–50 m. In that area two till-beds with intermorainic sediments are covered by glaciofluvial deposits, glacial clay and younger coarse-grained sediments (see Fig. 12 and the section on the map). In the other parts of the map area the Quaternary deposits are generally 5–10 m thick, but locally the thickness reaches 30–50 m.

Till. The map area is divided into five areas (Fig. 14), mainly according to the lithology of the tills. Both the lithology and the morphology of the tills are generally influenced by the composition and the morphology of the underlying bedrock (Fig. 2).

In area I the till is generally 5–10 m thick following the morphology of the underlying gneiss. Some moraine ridges lying NW–SE exist in the area and are marked on the map. South-east of the Bäljane river (2i), there are 1.5–3 km long drumlins with a NE–SW direction and with cores of basalt and sandstone in the north-eastern parts of the drumlins.

The till in area I is generally a sandy till (Fig. 16) but small areas of gravelly till and clayey sandy till also exist. The clay content depends on the fact that the ice picked up and redeposited kaolin from the underlying bedrock. The till has generally medium boulder frequency with small boulders (Fig. 17).

In area II the till is generally maximum 5–10 m thick and is mainly following the morphology of the underlying gneiss. Locally the till is up to 30 m thick in hollows and fissures of the gneiss. The till is generally sandy (Fig. 16) but small areas of gravelly till and clayey sandy till also exist. The boulder frequency of the exposed till is generally medium.

In area III the till is generally maximum 5–10 m thick and locally 20–25 m. The till is generally following the morphology of the underlying shale. North-east and south-west of Konga (1h), there are some drumlins with a NE–SW direction and with cores of sandstone and dolerite in the north-eastern parts of the drumlins.

The till in area III is generally clayey sandy (clay content 5–15 per cent) or a clay till (clay content 15–25 per cent). See Fig. 16. The clay content is due to the content of shale which was picked up by the ice from the underlying bedrock (Fig. 2) and deposited in the till together with material mainly from the Precambrian crystalline rocks. The boulder frequency of the exposed till is generally low but small areas with medium boulder frequency exist.

In area IV the till is generally maximum 5–10 m thick and locally 20–25 m. The till is generally following the morphology of the underlying Triassic and Jurassic bedrock but some drumlinoid forms with a NE–SW direction exist. The till is generally clayey sandy (clay content 5–10 per cent). See Fig. 16. The boulder frequency of the exposed till is generally low but in the northern and middle parts of the area there are smaller areas with medium boulder frequency.

Area V is the northern part of a wider area with a till which is rich in clay and chalk. Two till beds, 5–15 m thick together, have been found in the area. The till at the surface is generally a clay till (clay content 15–40 per cent; see Fig. 16) with an extremely low boulder frequency. The till was formed during the last glacial advance from south. The ice picked up chalk from the bedrock in the southern Baltic and glacial clay from areas south of the map area and redeposited it as a till rich in

clay and chalk up to 80–85 m above the recent sea-level. The glacial advance continued north of the limit of this till up to a level 135 m above the recent sea-level and formed tills rich in material from the different kinds of local bedrock (Figs. 60–61). Analyses of grain-size composition and lime content (Table 1), determinations of the bedrock material in the fine gravel fraction (Table 2) and clay-mineral analyses (Table 3) have been made of samples from different tills in the map area.

Glaciofluvial deposits. The extension of the glaciofluvial deposits in the map area is shown in Fig. 21. The complicated pattern of the ice movements during Late-Weichselian made also a complicated drainage pattern during the deglaciation. The description of the glaciofluvial deposits is made on basis of division of the deposits into four areas, according to the paleocurrent directions. These directions have been made clear on basis of sedimentary structures but also on basis of analyses of the bedrock content in the deposits (Table 2 and Fig. 21).

In area I there are glaciofluvial deposits along a course on the Söderåsen ridge, from V. Sönnarslöv (4g) in north-west to Konga (1h) in south-east. Those deposits are the oldest in the map area and they were deposited when the Söderåsen ridge was deglaciated (Fig. 59). Except for the deposit at Konga, those deposits have been described by Sandgren (1983).

North-west of Halahus and Klintarp (4g) the glaciofluvial deposits widen towards north-west as a delta with the surface 45–55 m above the recent sea-level. The delta was formed in a bay up to the highest marine shore line c. 55 m above the recent sea-level. The deposit is more than 50 m thick and consists of bottom, foreset and topset beds of sand and gravel (Figs. 22–23). Along the north-eastern part of the delta, there is a ridge with a flat surface reaching 55 m above the recent sea-level at Flohus (4g; Fig. 24).

On the Söderåsen ridge, there are several short 20–30 m high eskers on both sides of the ravine at Klövahallar (4g). From Klövahallar to Höjehall (3g) the glaciofluvial deposits are small and scattered, lying on the edges of the fissure-valleys (Fig. 26). Around Klåveröd (3g-h), there are wider glaciofluvial deposits which are flat and undulating, 5–10 m thick, consisting of gravel, rich in shale (Fig. 21 and Fig. 27).

The deposit at Konga, 10–25 m thick, has a flat or slightly undulating surface and consists of sand and gravel which is rich in shale. The Konga deposit was probably formed a little later than the other deposits in area I but in the same drainage direction.

In area II there are three courses of glaciofluvial deposits. The first course is situated north-east of the Söderåsen ridge, between Knutstorp (4g), Ljungbyhed (3h-i) and Tostarp (3h). Both this course and the deposits between Skåningstorp (4g) and Borgen (4g) have been described by Sandgren (1983). The deposit between Knutstorp and Nyslätt is a flat ridge, except for the south-eastern part which widens to a delta surface, lying c. 50 m above the recent sea-level. The deposits are supposed to be a series of overlapping esker deltas, formed in an estuary moving towards south-east (Figs. 28–30). The deposits between Skåningstorp and Borgen consist of nine esker hills rising out of the surrounding glacial clay. The glaciofluvial deposit east of Skårån river (3h), between Ljungbyhed and Brandsberga (3i), has flat or slightly undulating surfaces 45–55 m above the recent sea-level. The deposit is

20–30 m thick and consists of 5–10 m gravel and 20 m sand, rich in shale. The deposit was formed when the valley between Brandsberga and Röstånga (2i) was free from ice and meltwater could drain towards north-west, eroding into the bedrock of shale south of Röstånga.

The second large course of glaciofluvial deposits in area II is situated at and north-east of Rönne river, between Spängen (3i) and Risebergagården (3j). The deposits consist of a centrally situated, 5–15 m high and 50–100 m broad esker as well as of wide undulating deposits, 45–100 m above the recent sea-level. The latter deposits consist both of strongly undulating gravelly deposits formed on ice and of flatter forms of sand which probably were deposited in open water in dead-ice. In one of the latter deposits, varves with 40–50 day-varves in the summer layers were observed (Fig. 31; see also Ringberg 1984).

The third large course of glaciofluvial deposits in area II is situated in the valley north of Allarp (2i)–Ljungsgård (2j)–Färingtofta (3j) and towards north-east along the Gvarpsbäcken river (3j). Also the deposits at and south-west of Forestad (2j) belong to this course. The glaciofluvial deposits in the third course are made up of 5–10 m high and 30–100 m broad esker ridges which are surrounded by wider gravel deposits. Between Allarp and Ljungsgård, the latter deposits have slightly undulating surfaces 45–55 m above the recent sea-level, i.e. at a level near to the highest marine shore line. Those deposits are probably formed around dead-ice while the gravel deposits north-east of Forestad, which have more undulating forms and collapse structures, (Fig. 32) seem to be deposited on ice. The deposits outside the eskers in this course are 5–20 m thick.

In area III, there are a lot of small glaciofluvial deposits which can be divided into four courses. The first course is situated between Gillastig (2h), Nackarp (2i), Långaröd (2i) and Anderstorp (2j) and consists both of eskers, 2–10 m high and 30–100 m broad, and glaciofluvial deposits, filling the valleys. The latter are slightly undulating, consisting of sand and gravel.

The second course in area III is situated between Hjortshaga (1i), Nya Värslätt (1i), Billinge (1i), Bögerup (1j) and S. Hultarp (1j). The course consists mainly of 5–10 m high and 30–60 m broad eskers (Fig. 33), but also of 10–15 m high kames at Hjortshaga and Nya Värslätt.

The third course of glaciofluvial deposits is an esker between Rönne Mölla (0j) and Vittseröd (0j) which is 5–10 m high.

The fourth course in area III was formed extramarginally at Hallarehus (2j) and Annarp (2j), in the valley of the Rönne river. The deposits were formed from south when the valley was free from ice and the drainage went in a direction opposite the drainage direction in the ice. The deposits are 10 m high and consist of gravel which is rich in shale at Hallarehus.

Area IV is situated in the drainage area of the Vege river south of the Söderåsen ridge and most of the glaciofluvial deposits there were formed during the deglaciation of the last glacial advance from south-west (Fig. 61). During that deglaciation, the drainage went towards north-west. The largest deposits in the area are situated north of S. Vram (3f), where a large sand and gravel delta is lying with the surface 40–55 m above the recent sealevel. The surface is clayey because of a large content of shale in the gravel. The thickness of the sand and gravel deposit is 3–7 m c. 400 m

west of the map area. The stratigraphy of the delta is complex (Adriellsson *et al.* 1981) and at the surface there is a layer which is possibly a redeposited till of the last glacial advance from south-west. Possibly at least parts of the delta is older than that advance.

The other glaciofluvial deposits along the Vege river in area IV are smaller, consist of gravel and sand and are generally maximum 10 m thick. Sometimes they were dammed against the Söderåsen ridge when they were formed (Fig. 34). Most of the deposits have flat forms and are situated on both sides of the Vege river valley. Some of the deposits have a large content of shale as the deposit at Ylmesåkra (2g; Fig. 35).

Glacial fine-grained sediments. These sediments generally consist of clay and in some smaller areas of coarse and fine silt. The glacial marine clay has its widest extension north of the Söderåsen ridge, where the sediments were deposited in a bay of the sea to a level 45–50 m above the recent sea-level. The clay is lying on till or glaciofluvial deposits and is often found below coarse-grained sea deposits (Fig. 28).

The thickness of the glacial clay varies between 0.5 and 20 m and the sediment has generally a clay content of 30–50 per cent. The clay is grey and in the upper meter brown-grey. There are no varves in the clay but there are thin layers of silt. The clay in the map area is free from microfossils, except for a small content of pollen. According to a few analyses from the area, the lime content in the clay is maximum 10 per cent. Clay-mineral analyses of the glacial clay show that the clay fraction consists of varying proportions of illite, vermiculite, smectite, chlorite and kaolinite (Table 3).

Postglacial minerogenic sediments. Three main groups of postglacial minerogenic sediments are distinguished on the map: redeposited and other coarse-grained sea sediments, fine-grained lake sediments and fluvial deposits.

The highest marine shore line has been determined to 55–56 m above the recent sea-level north of the Söderåsen ridge and the shore line was formed during a transgression (Sandgren 1983). See also Fig. 62. Redeposited and other coarse-grained sea deposits of mainly sand but also of gravel have been mapped below the highest shore line north of the Söderåsen ridge. Above the highest shore line the sediments are situated around fine-grained lake sediments, which mainly have been mapped south of the Söderåsen ridge.

The coarse-grained sediments are generally maximum 5–6 m thick and are supposed to be redeposited or primary deposited sediments which were deposited during the regression of the sea.

Exposed fine-grained lake sediments, such as postglacial coarse silt, silty clay, clay and gyttja clay, have been found mainly in flat, shallow basins south of the Söderåsen ridge. In other parts of the map area, the lake sediments generally occur below organic deposits, gyttja and peat. The thickness of the fine-grained lake sediments generally varies between 1 and 3 m. Fig. 38 shows a pollendiagram from a sequence with lacustrine sediments in a small basin 10 m below the highest shore line, 150 m NNE Flohus (4g; Fig. 37).

Fluvial deposits are common mainly along the recent small rivers Rönne å (Fig.

39) and Vege å. According to borings, the fluvial deposits are only locally more than 5 m thick. The coarse-grained fluvial deposits generally consist of medium and fine sand which often is clayey. The fine-grained fluvial sediments consist of silt and clay with varying organic content.

Postglacial organic deposits. The postglacial organic deposits in the map area are fens and bogs (Fig. 46). Exposed gyttja has not been mapped but generally occurs below peat in the fens and bogs (Fig. 40). The postglacial organic deposits have their largest extension northeast of the Söderåsen ridge. The main part of the fens and bogs are dry or drained. The peat thickness varies between 1 m and 11 m.

Some of the bogs in the map area have been investigated. The investigations are based mainly on pollen analyses, macrofossil analyses and radiocarbon datings. The pollen diagrams (Figs. 41–45 and Figs. 47–48) show the sequences of the investigated bogs and the vegetation history of the areas around the basins after the deglaciation.

LITTERATUR

GFF = Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar

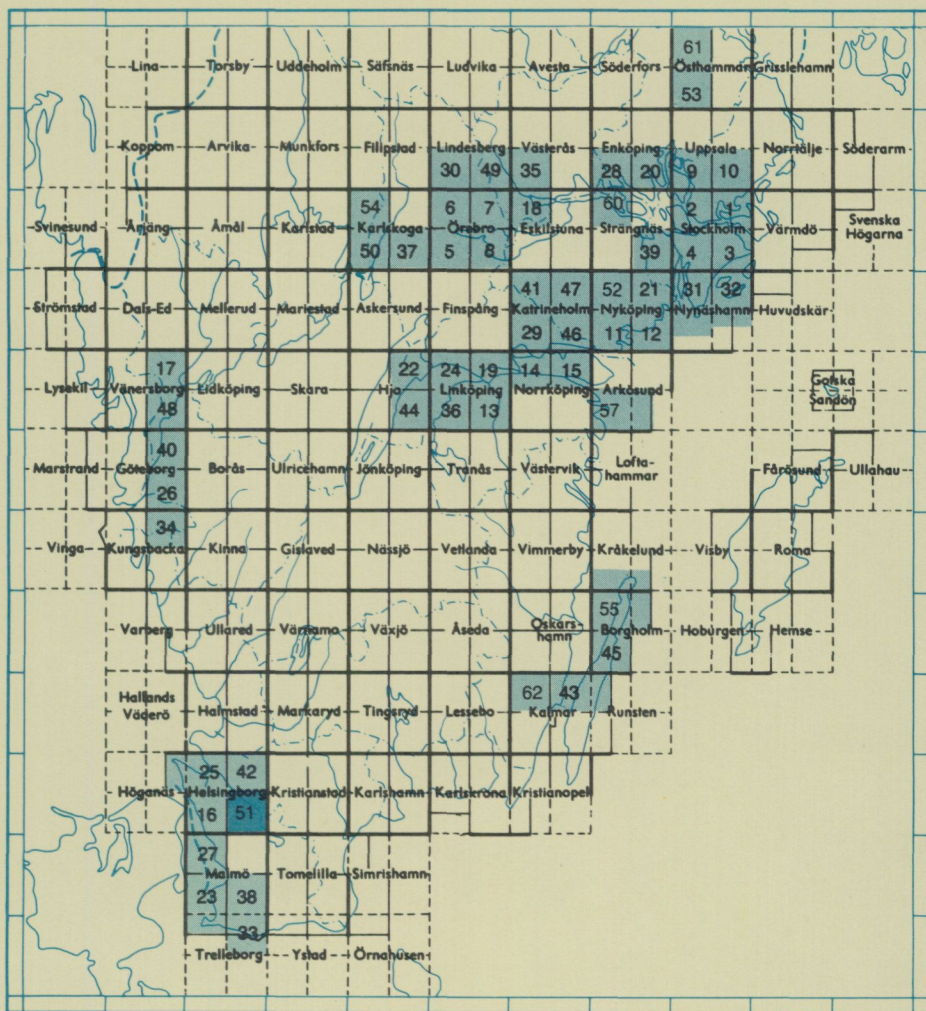
SGU = Sveriges geologiska undersökning

SGÅ = Svensk geografisk årsbok

- ADRIELSSON, L., MOHRÉN, E., och DANIEL, E., 1981: Beskrivning till jordartskartan Helsingborg SV. – SGU Ae 16.
- BERGLUND, B.E., 1971: Late-Glacial stratigraphy and chronology in South Sweden in the light of biostratigraphic studies on Mt. Kullen, Scania. – GFF 93.
- 1979: The deglaciation of southern Sweden 13,500–10,000 B.P. – Boreas 8.
- BERGLUND, B.E., HÅKANSSON, S., och LAGERLUND, E., 1976: Radiocarbon dated mammoth (*Mammuthus primigenius* Blumenbach) finds in South Sweden. – Boreas 5.
- BERGLUND, B.E., och LAGERLUND, E., 1981: Eemian and Weichselian stratigraphy in South Sweden. – Boreas 10.
- BJÖRNBO, S., 1977: A method of determining the three-dimensional arrangements of medium sand particles in basal tills and some new facts about these arrangements. – GFF 99.
- DANIEL, E., 1978: Beskrivning till jordartskartan Höganäs NO/Helsingborg NV. – SGU Ae 25.
- 1980: Beskrivning till jordartskartan Helsingborg NO. – SGU Ae 42.
- EKSTRÖM, G., 1934: Agrogeologiska undersökningar vid Svalöv. – SGU C 380.
- 1946: Jordartskarta över Skåne. – SGU.
- 1955: Agrogeologiska kartbladet Teckomatorp. – SGU Ad 7.
- 1955: Agrogeologiska kartbladet Trollenäs. – SGU Ad 8.
- EKSTRÖM, G., och MOHRÉN, E., 1966: Beskrivning till kartbladet Kävlunge. – SGU Ad 6.
- ERDMANN, E., 1881: Beskrifning till kartbladet Helsingborg. – SGU Aa 74.
- HANSEN, S., 1940: Varvighed i danske og skaanske senglaciale aflejringer. – Danmarks geologiske undersøgelse. II. Raekke. Nr. 63.
- HOU MARK-NIELSEN, M., 1981: Glacialstratigrafi i Danmark øst for Hovedopholdslinien. – Dansk geol. Foren., Årsskrift for 1980.
- JOHNSSON, G., 1961: Periglaciala dalar i sydligaste Sverige. – GFF 83.
- 1980: Fossil markyta vid V. Sönnarslöv, NV Skåne. – SGÅ 56.
- 1982a: En nyupptäckt fossil markyta vid V. Sönnarslöv. – SGÅ 58.
- 1982b: Localities visited on Excursions during the Nordic Symposium on Frozen Ground Morphology. – Geografisk Tidskrift. Copenhagen.
- 1982c: Periglacial vindslipning på Höörsandstenen och en torrbildning vid Röstånga. – SGÅ 58.
- LAGERLUND, E., 1977: Förutsättningar för moränstratigrafiska undersökningar på Kullen i Nordvästskåne – teoriutveckling och neotektonik. – Lundqua. Thesis 5.
- 1980: Litostratigrafisk indelning av Västskaånes Pleistocen och en ny glaciationsmodell för Weichsel. – Lundqua. Report 21.
- 1983: The Pleistocene stratigraphy of Skåne, southern Sweden. – I Jürgen Ehlers, red.: Glacial deposits in North-West Europe. A.A. Balkema Publishers. Rotterdam.
- LIEDBERG, B., och THELAUS, M., 1979: Traneröds mosse – stratigrafi och utvecklingshistoria. – Avd. för Kvartergeol., Geol. inst., Lund. Kurs C.
- LINDSTRÖM, A., 1878: Beskrifning till kartbladet "Herrevadskloster". – SGU Aa 67.
- 1880: Beskrifning till kartbladet Engelholm. – SGU Aa 76.
- LUNDBERG, C., 1983: Klövahallar, en naturinventering. Manuskript. – Länsst. i Kristianstads län.
- MAGNUSSON, E., 1978: Beskrivning till jordartskartan Göteborg SO. – SGU Ae 26.
- MANGERUD, J., ANDERSEN, S.T., BERGLUND, B.E., och DONNER, J.J., 1974: Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. – Boreas 3.
- MANGERUD, J., och BERGLUND, B.E., 1978: The subdivision of the Quaternary of Norden: a discussion. – Boreas 7.

- MATTSSON, Å., 1961: Preglacialt anlagda dalstråk på de skånska horstarna. – SGÅ 37.
– 1962a: De skånska isströmmarna. – SGÅ 38.
– 1962b: Morphologische studien in Südschweden und auf Bornholm über die nichtglaziale Formenwelt der Felsenskulptur. – Lund studies in Geography. Ser. A. Phys. Geogr. No. 20. Lund.
- MILLER, U., 1977: Pleistocene deposits of the Alnarp Valley, southern Sweden. – Microfossils and their stratigraphical application. – Lundqua. Thesis 4.
- MÖRNER, N.-A., 1969: The Late-Quaternary history of the Kattegatt Sea and the Swedish west coast. – SGU C 640.
- NATHORST, A.G., 1885: Beskrifning till kartbladet Trolleholm. – SGU Aa 87.
- NILSSON, T., 1935: Die pollenanalytische Zonengliederung der spät-und postglazialen Bildungen Schonens. – Medd. från Lunds Geologisk-Mineralogiska institution, 61.
– 1961: Ein neues Standardpollendiagramm aus Bjärsjöholmsjön in Schonen. – Lunds Univ. Årsskr. N.F. 56.
- PÄSSE, T., 1976: Beskrivning av sedimentation-separationmetod för anrikning av pollen ur leror och leriga sediment. – Chalm. Tekn. Högsk./Göteborg. Univ. Geol. Inst. A 11.
- RAPP, A., 1982: Odensjön, Skärälid, och Klöva Hallar. Ett nytt tolkningsförsök. – SGÅ 58.
– 1984: Nivation hollows and glacial cirques in Söderåsen, Scania, South Sweden. – Geograf. Annaler 66 A:1.
- RINGBERG, B., 1980: Beskrivning till jordartskartan Malmö SO. – SGU Ae 38.
– 1982: Resultat av 1981 års kvartärgeologiska arbeten inom Snällared – Färingtoftaområdet. – I A. Shaikh och N. G. Wik (red.): Kaolinprospektering. SGU Rapport.
– 1984: Cyclic lamination in proximal varves reflecting the length of summers during Late Weichsel in southernmost Sweden. – I N.-A. Mörner och W. Karlén, (red.): Climatic Changes on a Yearly to Millennial Basis. – D. Reidel publishing company. Dordrecht.
- RINGBERG, B., HOLLAND, B., och MILLER, U., 1984: Till stratigraphy and Provenance of the Glacial Chalk Rafts at Kvarnby and Ängdala, Southern Sweden. – I L.-K. Königsson, (ed.): Ten Years of Nordic Till Research. – Striae 20.
- SANDGREN, P., 1983: The deglaciation of the Klippan area, southern Sweden. – Lundqua. Thesis 14.
- SHAIKH, A., och WIK, N. G., 1983: Kaolin i Skåne. – Grävning av storprover. SGU Rapport.
- STRAND PETERSEN, K., 1983: Middle and Late Weichselian sea levels and fauna communities in northern Vendsyssel. Abstract of the Second Nordic Symposium on Climatic Changes and related problems. – Danish Meteorological institute. Copenhagen.
- SVENSSON, H., 1975: Fossila iskilspolygoner i nordvästra Skåne. – SGÅ 51.
- TULLSTRÖM, H., 1954: Kvartärgeologiska studier inom Rönneåns dalbäcken i nordvästra Skåne. – SGU C 530.

Utgivna kartblad i serie Ae



PRISKLASS A

Distribution

Sveriges geologiska undersökning
 Box 670
 751 28 UPPSALA