

K 57–59

Beskrivning till jordartskartorna 4C Halmstad NV, NO och SO

Esko Daniel



SGU

Sveriges geologiska undersökning

K 57–59

Beskrivning till jordartskartorna 4C Halmstad NV, NO och SO

Esko Daniel

DESCRIPTION TO THE QUATERNARY MAPS
4C HALMSTAD NV, NO AND SO

Sveriges geologiska undersökning
2006

ISSN 1652-8336
ISBN 91-7158-769-1

Omslagsbild: Utsikt över odlingslandskapet sydost om Steningebjär. Fotot är taget från Skräpparp (9b), Nyårsåsen i bakgrunden. Foto Esko Daniel, 2001.

© Sveriges geologiska undersökning

Layout: Agneta Ek, SGU

Tryck: NRS Tryckeri, Huskvarna, 2006

INNEHÅLL

Inledning	5
Metodik	6
Kartunderlag	6
Karteringsmetoder	6
Karteringsmetod A	8
Karteringsmetod C	9
Den geologiska utvecklingen	9
Topografisk beskrivning av området	9
Berggrunden	11
Berggrundens utveckling	11
Bergarterna inom kartområdet	11
Istiderna och jordarternas bildning	13
Utvecklingen efter den senaste istiden	15
Beskrivning av jordarterna inom området	16
Isräfflor och isrörelser	16
Jorddjup	17
Urberg (berg i dagen)	18
Tunt eller osammanhängande jordtäckte	19
Jordarternas, främst moränens, blockhalt	19
Blockmark	20
Enstaka stora block	20
Morän	20
Moränens ytformer	23
Småkullig morän	23
Oregelbundet orienterade moränryggar	24
Rand- och ändmoräner	25
Drumliner	26
Moränens sammansättning	27

Isälvs sediment	31
1. Harplingeområdet	32
2. Isälvsavlagringarna i Nissans dalgång	40
3. Skedalaavlagringen	43
4. Eldsbergaåsen	44
5. Roshultsområdet	49
6. Göstorp – Mästockaområdet	51
7. Veingedeltat	53
8. Knäredsavlagringen	55
9. Edenbergaavlagringen	61
10. Ränneslövsområdet	62
11. Ålstorpsavlagringen	63
12. Våxtorpsavlagringen	64
13. Isälvsavlagringen mellan Hallandsåsen och Oxhultasjön	64
14. Avlagringen mellan Sjöaltesjön och Oxhultasjön	68
15. Ljungbyåsen	70
16. Isälvsavlagringarna på Laholmsslätten	70
17. Isälvsavlagringarna på Hallandsåsen	72
Isälvs sediment på lera (yngre extramarginala deltan)	72
Finkorniga havs- och sjösediment	75
Glacial lera och silt	75
Postglaciala finkorniga sediment	81
Grovkorniga havs- och sjösediment	82
Klapper	82
Svallgrus och svallsand	83
Vindsediment (eoliska sediment)	85
Älv- och svämsediment	87
Torv	90
Källor	94
Frostmarksfenomen	95
Inlandsisens avsmältning och strandförskjutningen	97
Geologiska sevärdheter inom kartområdet	101
Tabell B	104
Summary	106
Referenser	110

INLEDNING

Kartläggningen av södra Halland initierades hösten 2000 som ett projekt med benämningen ”projekt Halmstad/Laholm – jord”. Projektet ingår som en del av den insamling av lokal och regional jordartsinformation som pågått i SGUs regi under de sista åren på 1900-talet och de första åren på 2000-talet.

Projektområdet innefattar kartområdena 4C Halmstad NV, NO och SO samt de delar av kartområdena 4D Markaryd SV och NV som omfattas av Halmstads, Laholms och Örkelljunga kommuner, se figur 1. Digital jordartsinformation finns nu tillgänglig inom detta område. Denna beskrivning omfattar dock bara det område som omfattas av de tre Halmstadkartorna enligt ovan, se även figur 2. Enär kartläggningen av jordarterna fr.o.m. 2005 fortsätter på angränsande kartområden mot öster (4D Markaryd SV och NV) kommer de delar av jordartsinformationen som berör dessa kartområden att inarbetas i kommande jordartskartor.

Kartläggningen utfördes under åren 2001 t.o.m. 2004 under ledning av Esko Daniel och med medverkan av följande SGU-personal: Leif Andersson (†), Anders Backström, Hanna Ditt-rich, Jonas Ising, Hanna Lokrantz, Elisabeth Magnusson, Kärstin Malmberg Persson, Lars-Erik

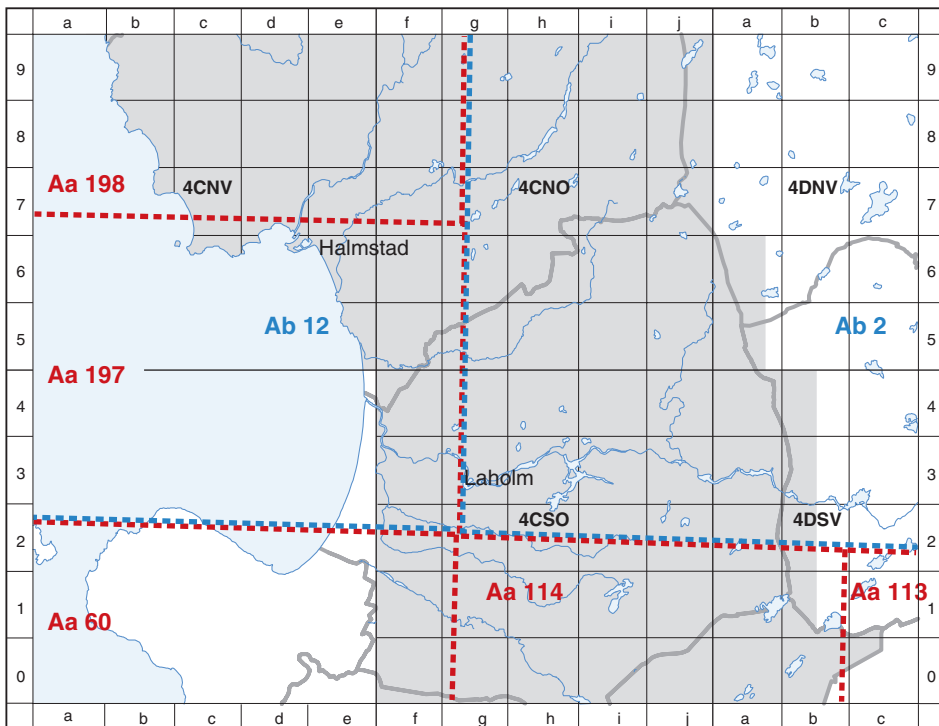


Fig. 1. Karta visande omfattningen av hela projekt Halmstad/Laholm-jord (det gråskuggade området) samt täckningen av äldre geologiska kartor i SGUs serie Aa (röd streckade gränser) och serie Ab (blå streckade gränser). Angränsande nyare jordartskartor redovisas på baksidan av beskrivningen.

The extent of the mapped area (grey) and a compilation of older geological maps of the investigated area. The area outside the map areas 4C NV, 4C NO and 4C SO is excluded in this description.

Olander, Magnus Persson, Tore Pässe, Sven Erik Sundevall, Sven-I. Svantesson samt extrageologerna Helena Alexandersson och Gert Pettersson.

Västra delen av kartområdet täcks av två geologiska kartor i skala 1:50 000 publicerade på 60-talet: Aa 197 Laholm och Aa 198 Halmstad (Caldenius m.fl. 1966 respektive Mohrén & Larsson 1968). Övriga delar av området täcks av äldre geologiska kartor i skala 1:200 000 publicerade på 1870- och 1880-talet: Ab 2 Ljungby och Ab 12 Halmstad (Hummel 1877a respektive Lundbohm 1887). Den sydligaste delen av området med bl.a. Hallandsåsen täcks av de geologiska kartbladen Aa 60 Båstad och Aa 114 Örkelljunga (Hummel 1877b respektive Lindström 1898), båda i skala 1:50 000. Dessutom finns en äldre jordartsgeologisk karta över hela Hallands län (De Geer 1893) i skala 1:100 000. De olika geologiska kartornas täckningsgrad visas i figur 1. I serien specialkartor med beskrivningar har dessutom publicerats ett par storskaliga jordartskartor över Skottorps och Dömostorps dåvarande ägor (Holmström & Lindström 1871 och 1881).

I samband med kartläggningen har en hel del information erhållits från den samtidigt pågående hydrogeologiska kartläggningen av södra Halland. Information från brunnborringar i SGUs brunnarkiv och en mängd geotekniska uppgifter hämtade från Banverket, Vägverket och konsultutredningar förvarade på Halmstads och Laholms kommunkontor har också kompletterat den information som erhållits i fält. Dessutom har en del ej publicerade dokumentationsrapporter som arkiveras på SGU kommit till användning.

Redigering av den digitalt lagrade jordartsinformationen har utförts av Lars-Eric Olander, Henrik Mikko och Leif Andersson.

METODIK

Kartunderlag

Underlaget till de tryckta geologiska kartorna 4C Halmstad NV, NO och SO utgörs av de topografiska kartorna (Terrängkartan) i skala 1:50 000. Karteringen har i hela området utförts på den ekonomiska kartan i skala 1:10 000 tryckt 2001. Flygbildstolkningen har gjorts med hjälp av IR-flygbilder (diapositiv) i skala 1:30 000 fotograferade 1995.

Den insamlade informationen lagras i databaser som senare i viss mån redigerats inför tryckningen av jordartskartorna. På de geologiska kartorna kan en del av den topografiska kartans information ha utelämnats för att de geologiska beteckningarna skall framträda bättre.

För att man lättare skall återfinna lokalnamn som används i beskrivningen följs lokalangivelser i texten i regel av siffra och bokstav enligt den bladindelning som finns i jordartskartornas ram. Vid behov anges också koordinater i Rikets nät. I de allra flesta fall är koordinaterna inmätta med handburen GPS. En översikt över det karterade området med bladindelning redovisas i figurerna 1 och 2.

Karteringsmetoder

Som framgår av ovanstående täcks det karterade området av geologiska kartor av olika ålder och kvalitet. Området består dessutom av relativt tätbefolkade och intensivt odlade delar i väster och skogtäckta, mera glesbefolkade delar i öster. Detta har motiverat en användning av olika

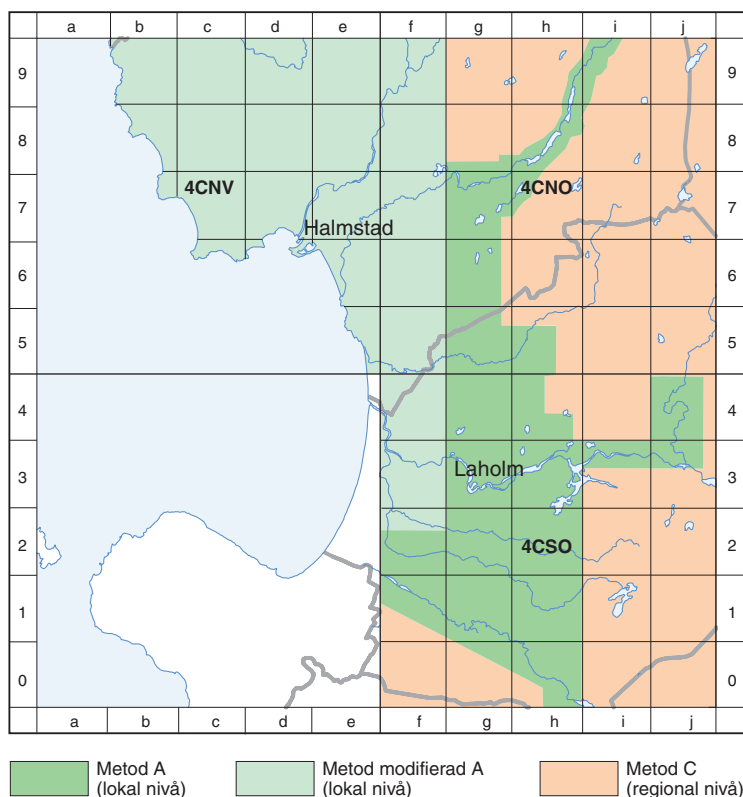


Fig. 2. Karta visande fördelningen av de olika karteringsmetoderna inom området. Den digitala informationen lagras dels efter topografiskt kartblad dels efter karteringsmetod.

The distribution of different mapping methods. Green areas = higher accuracy, red areas = lower accuracy.

karteringsmetoder med olika noggrannhet och upplösning. Grundläggande för projektupplägget var att de västra, mera tätbefolkade delarna skulle karteras enligt den modell som numera kallas kartering på lokal nivå (metod A). Metoden finns beskriven i tidigare utgivna kartbladsbeskrivningar i serie Ae, och den insamlade informationen är anpassad för publicering i skala 1:50 000. Eftersom de västra delarna av området karterats så sent som på 40- och 50-talet har denna nya kartläggning till stor del gått ut på att verifiera den tidigare kartläggningen inom områden som täcks av kartbladen Aa 197 Laholm och Aa 198 Halmstad, se figurerna 1 och 2. Där har följaktligen använts en något mera översiktlig metod A (metod ”modifierad A”). De östra delarna av området har karterats mera översiktligt enligt en modell för kartering på regional nivå för en optimal redovisningsskala i 1:100 000 (metod C). För att inte splittra den tryckta jordartsinformationen alltför mycket publiceras både den noggrannare och den mera översiktliga karteringen i skala 1:50 000. Egentligen är dock noggrannheten och tillförlitligheten av karteringen inom område som karterats enligt metod C inte tillfyllest för att redovisas i denna skala. Fördelningen av de olika karteringsmetoderna redovisas i figur 2. Såväl tillförlitlighet som noggrannhet skiljer sig alltså kraftigt mellan de olika områdena.

Gemensamt för de olika karteringsmetoderna är indelningen av jordarterna. Dessa indelas efter bildningsätt och bildningsmiljö samt med hänsyn till deras kornstorlekssammansättning. Dock sker en starkt förenklad indelning efter kornstorlekssammansättning inom områden som karterats enligt metod C, se nedan.

Tabell A. SGFs korngruppskala.

mm	0,002	0,006	0,02	0,06	0,2	0,6	2	6	20	60	600
	Fin-silt	Mellan-silt	Grov-silt	Fin-sand	Mellan-sand	Grov-sand	Fin-grus	Mellan-grus	Grov-grus		
Ler	Silt			Sand			Grus			Sten	Block

Av ovanstående framgår att det egentligen använts tre olika karteringsmetoder vid kartläggningen av de södra delarna av Hallands län: 1) Metod A, 2) Metod ”modifierad A” och 3) Metod C. Metoderna beskrivs kortfattat nedan, och finns också beskrivna i SGUs kvalitetssystem under beteckningen ”Jordartskartering, metod A” respektive ”Jordartskartering, metod C”. Gemensamt för de tre olika metoderna är att resultatet med vissa undantag skall visa jordarten under det av odling påverkade skiktet, dvs. på ca 0,5 m djup. Dock har på jordartskartorna över södra Halland införts vissa beteckningar för jordlagerföljden på större djup. Detta kommenteras ytterligare i kapitlet om jordarterna inom området.

Karteringsmetod A

Denna metod har beskrivits ingående i den allmänna delen i tidigare kartbladsbeskrivningar som publicerats i serie Ae. Kartläggningen bygger till största delen på fältkontroll av jordarterna med hjälp av stickspjut, handborr och spade samt en kompletterande flygbildstolkning. Upplysningar om lagerföljder och mäktighet erhålls i befintliga skärningar och genom borrhningar med tyngre utrustning och grävning med traktorgrävare. Dessutom utnyttjas information från bl.a. SGUs brunnsarkiv och geotekniska utredningar. Ett antal prover av olika jordarter analyseras för kontroll av jordartsbedömningarna i fält, men också för beskrivningen av jordarterna.

Den geologiska bilden är generaliserad för att passa skala 1:50 000. Generaliseringsmetoder beskrivs närmare i den allmänna delen till tidigare beskrivningar i serie Ae. Då den allmänna delen reviderats i flera omgångar, senast år 2000, bör man använda en kartbladsbeskrivning som är av yngre datum (jordartskartor i serie Ae med nummer högre än 135) för att få en korrekt information om karteringsmetoder och grundläggande kunskaper i jordarternas indelning. I denna beskrivning har mindre partier av den allmänna delen arbetats in i den löpande texten.

Inom områden som täcks av de geologiska kartorna Aa 197 och Aa 198 (fig. 1) har använts en mera översiktlig variant av metod A beroende på att det redan befintliga geologiska och geografiska underlaget håller relativt hög kvalitet. Dock har en viss generalisering av den tidigare använda jordartsindelningen gjorts. En hel del strandvallar, terrasshak m.m. saknas på de nya jordartskartorna. Eftersom kartläggningen på 40- och 50-talen gjordes något ytligare och med något annan målsättning finns det alltså en del skillnader i kartgenerationerna. Huvuddragen i jordartsfördelningen stämmer dock relativt väl överens.

Karteringsmetod C

I de skogtäckta, glesbefolkade delarna av länet har en mycket snabbare karteringsmetod använts. Jordartsbilderna i databaserna och på de tryckta kartorna är därmed också mera översiktliga. I huvudsak bygger kartbilderna på fältkontroll längs alla vägar som är farbara med bil samt en omfattande flygbildstolkning. Lägesnoggrannheten i ytavgränsningarna inom dessa områden är ofta inte bättre än 100–300 m. Noggrannheten är dock större längs vägarna (där fältinsamlad information finns) än i terräng mellan vägarna. Speciellt gäller detta inom skogsområdena, eftersom skogtäckningen försämrar flygbildstolkningens kvalitet mycket starkt. Informationstätheten och kunskapen om jordarterna inom C-karterat område är också mycket begränsad jämfört med A-karterat område. Därför är också jordartsindelningen förenklad inom C-karterat område.

DEN GEOLOGISKA UTVECKLINGEN

Topografisk beskrivning av området

En sammanfattande bild av berggrundens morfologi, som styr huvuddragen i områdets topografi, presenteras i Nationalatlasens del: Berg och jord (Lidmar-Bergström 1994). De västra delarna utgörs av en subkretaceisk vittingsyta med uppstickande restberg. De östra delarna utgörs av de yttre delarna av den sydsjälländska urbergsslätten.

I figur 3 samt i marginalen på de separata jordartskartorna åskådliggörs områdets topografi med färglagda reliefbilder. Dessa bygger på Lantmäteriets höjddatabas med 50 meters pixelstorlek.

Södra Halland karakteriseras av tre terrängtyper med relativt tydliga avgränsningar: den flacka kustzonen, sand- och lerslätten samt den skogklädda sydsjälländska urbergsslätten.

Närmast havet dominerar flacka sandstränder med innanförliggande långsträckta flygsanddynor. Sandstranden och dynlandskapet avlöses lokalt, framför allt längs norra delen av kuststräckan, av berggrundsbetingade uddar med mellanliggande rundbukter med klapper och svallgrus.

Innanför strandzonen utbreder sig Hallandsslätten, ett relativt flackt område dominerat av sand och lera på nivåer från 5–15 m ö.h. upp till 45–50 m ö.h. Dessa lågt liggande delar av södra Halland utgörs av en prekretaceisk vittringsyta i berggrunden täckt av relativt mäktiga jordlager (Bergström & Lidmar-Bergström 1980 och Lidmar-Bergström 1982). Inom kartområde 4C Halmstad NV är sanden mindre utbredd, och terrängen karakteriseras av lerslätt med uppstickande restberg, dvs. rester av berggrund som bättre stått emot vittringen under prekretaceisk, kretaceisk och tertiär ålder (Lidmar-Bergström 1982). Restbergen är vanligen utsträckta i nordost-sydvästlig riktning och bildar drumlinformer. I södra delen av området, på kartområdet 4C SO, är sanden mycket utbredd, även om den till största delen underlagras av lera. Speciellt Laholmsslätten präglas av mycket utbredda och nästan helt plana sanddeltan. De vidsträckta sandområdena genombryts av vattendragens erosionsdalar (främst Nissans, Fylleåns och Lagans) liksom av ett stort antal torrlagda å- och bäckfåror som bildar mer eller mindre sammanhängande torrdalar och enstaka ravinsystem. Jorddjupet är relativt stort inom delar av slätten.

Odlingslandskapet i sand- och lerområdet övergår ganska abrupt i det skogklädda slutningarna upp mot den sydsjälländska urbergsslätten, som dock är genomskuren av några djupa dalgångar. Terrängen stiger där från 50–60 m ö.h. till 100–150 m ö.h. I nordöstligaste delen av

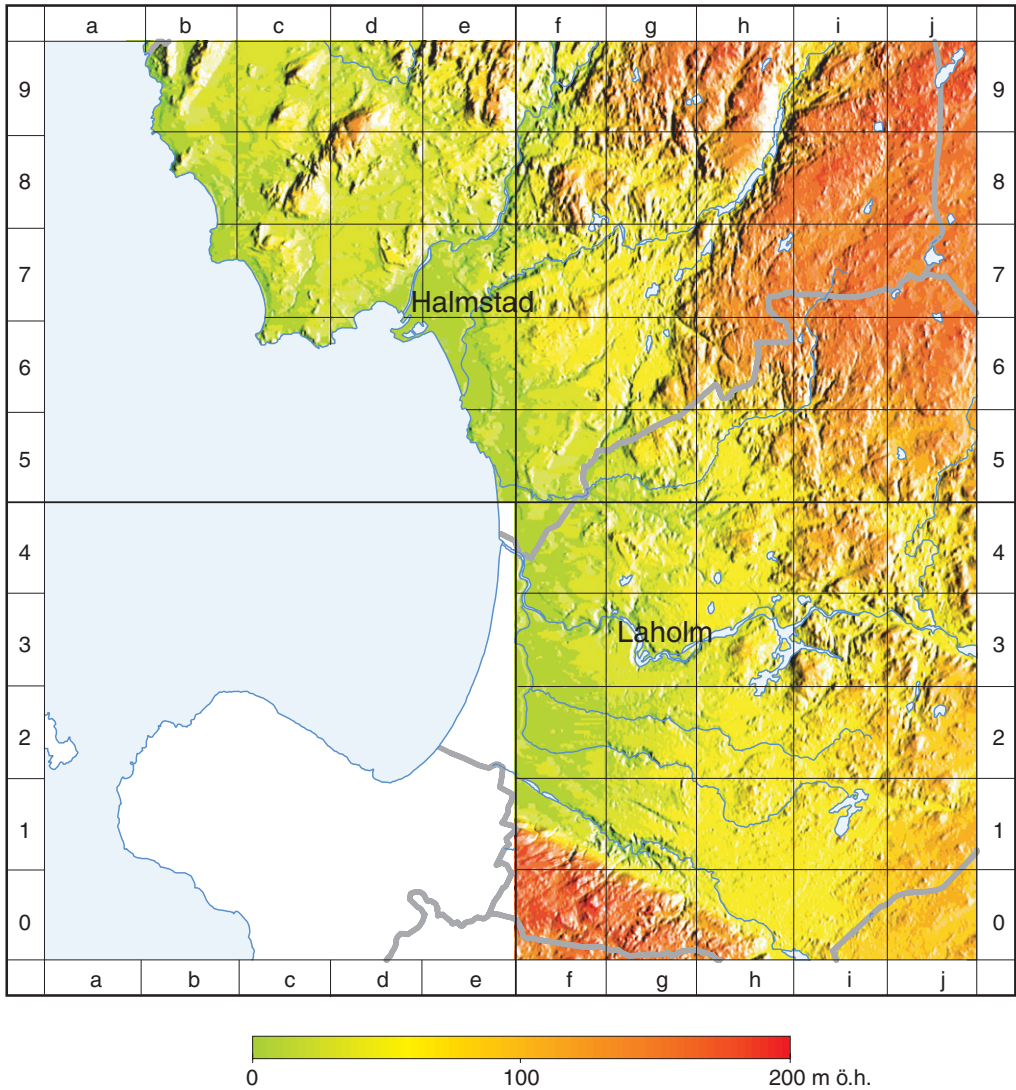


Fig. 3 Reliefkarta över hela området. Bilden är baserad på Lantmäteriets höjddatabas med 50 m pixelstorlek, se även i marginalen på respektive jordartskarta.

Landforms and relief of the mapped area.

området och på Hallandsåsen finns mindre höjdområden på nivåer kring 200 m ö.h. Områdets högsta punkt – Högalknall (0f) på Hallandsåsen – når enligt topografiska kartan 226,03 m ö.h. Dessa högre ytor utgörs av rester av en vittringsyta frampreparerad under mellersta delen av tertiär (ca 35 miljoner år sedan). I den högre liggande terrängen domineras jordarterna av morän och torv samt en del mer eller mindre splittrade stråk med isälvsediment. Överlag är jorddjupet ganska begränsat inom detta område om man bortser från de mera markerade dalgångarna. Se även avsnittet om jorddjup.

Berggrunden

För närvarande pågår en förnyad kartläggning av berggrunden i södra Halland. Resultatet av karteringen kommer att bli tillgängligt de närmaste åren. Den här presenterade översiktliga beskrivningen av berggrunden bygger huvudsakligen på tidigare publicerat material. Beskrivningen görs därför mycket översiktlig och kortfattad.

Berggrundens utveckling

Berggrunden inom Hallands län tillhör den sydvästsvenska gnejsregionen, som i öster avgränsas av Protoginzonen (Lundqvist & Wik 1998). Protoginzonen är en av Skandinavien största deformationszoner. Zonen är 25 km bred och kan följas i nord-sydlig riktning från Skåne i söder, förbi Vättern till Värmland i norr och vidare in under den Skandinaviska fjällkedjan. Protoginzonen karaktäriseras av långsträckta intrusioner av hyperitdiabas och syenitbergarter och yngre plastiska skjuvzoner.

Mot söder avgränsas den sydvästsvenska gnejsregionen av Tornquistzonen, som utgör en 10 mil bred förkastningszon över Skåne i nordväst-sydostlig riktning. I södra Halland ger sig Tornquistzonen tillkänna främst genom den mycket tydliga förkastningslinje som utgör Hallandsåsens norra avgränsning mot Laholmslätten, se figur 4.

Vittring under förkretaceisk tid har skapat den sydhalländska berggrundsreliefen, fram till det relativt tydliga och skogklädda terrängbrottet där terrängen höjer sig upp till drygt 100 m ö.h. Där vidtar den yngre sydsmländska urbergsslätten, utformad under tertiär tid.

Berggrunden bildades för 1 730–1 660 miljoner år sedan till följd av storskalig magmatisk aktivitet med vulkanism. Gnejsomvandling av berggrunden har skett under två efterföljande perioder, där den tidigaste har daterats till ca 1 440 miljoner år. Den senaste bergskedjebildningen (den svekonorvegiska) inträffade för 1 100–900 miljoner år sedan, varvid de östra delarna av den sydvästsvenska gnejsregionen pressades ned till mycket stora djup. Detta skeende har för det aktuella området daterats till ca 980–950 miljoner år (Möller 2002). Den berggrundsytta som idag är synlig och utnyttjas bl.a. för brytning av byggnadssten utgjordes då av en mycket varm och plastisk massa som befann sig på mer än 30–35 km djup i jordskorpan.

Den efterföljande perioden fram till för ca 600 miljoner år sedan har till stor del präglats av vittring av den befintliga bergskedjan. Vittringsmaterial kunde sedimentera i ett hav som trängde in över södra Sverige för 560–400 miljoner år sedan, under perioderna kambrium, ordovicium och silur. Sandsten, skifferar och kalksten bildades över området. Även dessa bergarter vittrade dock bort så småningom. Efter en längre fastlandsperiod trängde havet ånyo in över området under kritperioden varvid sandsten och kalkbergarter bildades. Rester av dessa bergarter finns fortfarande bevarade på ett par platser norr om Hallandsåsen. Dessutom påträffas i de jordarter som täcker urberget en del flinta vars ursprung kan härledas till numera till allra största delen borteroderade kritförekomster (Lidmar-Bergström 1982).

Bergarterna inom kartområdet

En mycket enkel berggrundskarta över området redovisas i marginalen på respektive jordartskarta. Beskrivningen nedan följer i huvudsak Wikman & Bergström (1987) och Lundqvist & Wik (1998).



Fig. 4. Hallandsåsens nordsluttning och den anslutande sandslätten i trakten av Bondåkra (1 f). Foto förf. 2004.

The northern slope of the Hallandsås Ridge with the sandy Laholm plain in the foreground.

Den dominerande bergarten inom området består av gnejs som har granitisk eller granodioritisk (tonalitisk) sammansättning. Dominerande mineral utgörs av kvarts, kalifältspat och plagioklas (Lundqvist & Wik 1998, s. 11). Bergarterna har utsatts för deformation under flera perioder, se ovan, varvid de förgnejsats och veckats. Färgen är vanligen gråröd eller rödgrå och gnejsen är ofta mycket vackert ådrad, vilket har gjort bergarten till en attraktiv byggnads- och monumentsten. De mera massformiga varianterna har brutits för gatstens- och kantstensproduktion. Det finns inom främst den norra delen av det karterade området ett mycket stort antal gamla och vanligen relativt små stenbrott. Dessutom finns ett antal nu aktiva större stenbrott för ballastproduktion, men även för monument- och byggnadsstensproduktion. På jordartskartan har endast en del av alla stenbrott markerats. En mera fullständig förteckning redovisas av Lundqvist & Wik (1998).

Även metabasit (amfibolit) finns spridd inom området som mindre förekomster eller inveckad i gnejsen. Bergarten har magmatiskt ursprung och är vanligen ådrad eller massformig. Normalt är den mörkt grå eller svart och medelkornig. De i bergarten ingående mineralen utgörs främst av hornblände, plagioklas, granat och ställvis pyroxen. Då bergarten innehåller granat kallas den granatamfibolit. Det största området med metabasit finns strax nordost om Halmstad.

Ögonförande, gråröd eller rödgrå massformig eller förskiffrad granit förekommer främst i ett större område nordost om Halmstad, mellan Skedala (7 f) och Kvibille (9 d). Bergarten har i stort sett samma sammansättning som gnejsen och är medelkornig, bortsett från de stora kristallerna av kalifältspat (ögonen). Fältspatskristallernas storlek varierar mellan en och sex centimeter. Mindre områden med liknande, men icke ögonförande, granit förekommer norr och öster om Halmstad.

I trakten av Tjärby (4 g) förekommer en avvikande bergart, charnockit, som bildats under mycket högt tryck och hög temperatur. På grund av bildningsmiljön har bergarten fått en spe-

ciell mineralsammansättning bestående av kvarts, ortoklas, plagioklas, pyroxen, hornblände, biotit, granat och malmineral. Bergarten, som utsetts till Hallands landskapssten, är blågrön till mörkt gröngrå och får en typisk gulbrun vittringsyta. Även denna bergart har utsatts för omfattande brytning för framställning av framför allt gat- och kantsten.

Inom kartområdet finns några kända förekomster av kritbergarter i fast klyft. Det största området är beläget invid Hallandsåsens nordsluttning och utgörs huvudsakligen av kalksten, som dock har inlagringar av sandsten, lerlager och flinta. Inom kartområdet har kalkstenen i denna förekomst bara påträffats i borrhningar, men den har brutits i trakten av Båstad på intilliggande kartområde 4C Halmstad SV (Bexell 1938, Wikman & Bergström 1987). En sedan gammalt känd lokal med ett konglomerat bestående av vittrad gnejs inlagrad i kritkalksten har beskrivits från trakten av Tormarp (2g) (Moberg 1886, Lundbohm 1888, Svedmark 1893 och de Geer 1893). Spåren efter det forna kalkbrottet vid Tormarp är fortfarande synliga, men mangelgraven är numera vattenfylld, igenväxt och inte tillgänglig för vidare undersökning. Vid Särdal (9b) har kritkalksten i fast klyft påträffats i samband med schaktningar för ett reningsverk (Johansson 1975 och Bergström m.fl. 1973). Kritkalksten har påträffats på ytterligare ett antal platser i östra delen av det karterade området, men då endast i borrhningar (Lidmar-Bergström 1982). Däremot finns rikligt med förekomster av obearbetad flinta i grus och morän dokumenterade. Dessa flintfynd tyder på att det har förekommit ytterligare områden med fast anstående krita före den senaste nedisningen.

Några lokaler med bevarad grus-, sand- och lervittring i urberg har beskrivits av Lidmar-Bergström (1982) och Lidmar-Bergström m.fl. (1997). En ny lokal med grusvittrat urberg har påträffats i samband med karteringen. Lokalen är belägen ca 1 km nordost om Stubbhult (1j 6260517/1349440) och består av en liten skärning med ca 1 m mäktig grusvittrad röd gnejs eller granit underlagrande ca 0,5 m sandig morän och överlagrande uppsprucket urberg, se figur 5.

Från området finns också beskrivna vittringsrester i form av torbildningar och vittringsformer med ansamlingar av kärnblock (Lidmar-Bergström 1982). Ett par lokaler med kvarstående torliknande pelare av urberg eller renspolade blockansamlingar i anslutning till fast berg har påträffats på Hallandsåsens nordsluttning, ca 1 km väster om Hasslöv (1f, 6257491/1326183) (fig. 6) samt ca 1 km sydväst om Stackarp (0h, 6251520/1337222).

Istiderna och jordarternas bildning

Under tertiärperioden blev jordens klimat successivt kallare och i slutet av perioden försämrades klimatet drastiskt samtidigt som temperatursvängningarna ökade. Den efterföljande perioden – kvartär – som vi befinner oss i, präglas av kraftiga temperaturförändringar som resulterat i perioder av nedisningar omväxlande med mellanistider (glacialer och interglacialer). För ca 115 000 år sedan inleddes den senaste istiden, Weichsel-istiden. Med avbrott för kortare varmare perioder, interstadialer, varade Weichsel-istiden till för ca 10 000 år sedan.

Den senaste inlandsisen hade sin största utbredning för ca 20 000 år sedan. Isen täckte då hela Skandinavien och de nordligare delarna av europeiska kontinenten. I de centrala delarna var inlandsisen då flera kilometer mäktig. Det är under denna senaste fas av Weichsel-istiden och tiden därefter som huvuddelen av kartområdets jordarter bildats. Dock har rester av äldre jordarter påträffats inom området, och en del av jordarterna har en oklar åldersställning.

För 16 000–18 000 år sedan började isen smälta bort från den halländska kusten (Lundqvist



Fig. 5. Djupvittrat urberg ca 1 km nordost om Stubbhult (1 j, 6260517 1349440) . Foto förf. 2003.
Thoroughly decomposed Precambrian bedrock (saprolite), 1 km north-east of Stubbhult (1 j).

2002). Utvecklingen under isavsmältningsperioden och samspelet mellan isens avsmältning, landhöjningen och havsyteförändringen i Halland är föremål för vetenskapliga diskussioner, och skeendet är inte helt klarlagt. Inslag av äldre jordarter avsatta under tidigare faser av den senaste nedisningen och t.o.m. under en tidigare istid, liksom jordarter av oklar ålder komplicerar bilden. Likaså bidrar olika teorier om havsytans relativa nivåförändring under avsmältningsfasen till en viss osäkerhet vad gäller datering av en del jordarter.

Inlandsisen har gett upphov till en mycket stor del av de jordarter som täcker berggrunden i Sverige. När inlandsisen var tillräckligt mäktig blev den plastisk och rörde sig från de mäktigaste delarna ut mot periferin. I isen togs då upp såväl delar av den uppspruckna berggrunden som äldre jordarter. Materialet krossades, transporterades och avsattes slutligen som jordarten morän.

I samband med att isen smälte frigjordes stora mängder smältvatten, som samlades till isälvar i sprickor och tunnlar på, i och under isen. Smältvattnet drog med sig och sorterade det material som fanns i isen. Det grövsta materialet avsattes som isälvsediment bestående av sten, grus och sand under och i anslutning till isranden. I södra Halland bildades rullstensåsar, deltan och sandravlagringar på kustslätten och i dalgångarna i höglandet. Det finkorniga materialet spolades ut i det dåvarande havet och avsattes som finkorniga glaciala sediment, dvs. lera och silt.

Israndens ungefärliga utsträckning genom södra Halland avspeglas i de randdeltan som byggdes upp av grus och sand på slätten. En del randmoräner kan också följas kortare sträckor i kustzonen, men längre österut övergick den sammanhängande isranden efter hand till dödis vars sista rester låg kvar en avsevärd tid. Spåren efter de sist avsmälta dödisblocken, som delvis bäddats in i grus och sand, bildar i dag sjöar eller torra gropar i terrängen, s.k. dödishålor.



Fig. 6. Torliknande bildningar i urberg på Hallandsåsens nordsluttning ca 1 km väster om Hasslöv (1 f, 6257491 1326183). Foto förf. 2003.

Tor-like shapes in Precambrian bedrock on the northern slope of the Hallandsås Ridge, 1 km west of Hasslöv (1f).

Högsta kustlinjen (HK), som inom området ligger mellan 55 m och 65 m ö.h., utbildas normalt i direkt anslutning till isens avsmältning. Många forskare anser dock att det föreligger bevis på att havet nådde en betydligt högre nivå i södra Halland en tid efter det att den aktiva inlandsisen lämnat området och att en mycket kortvarig transgression avlöst den allmänna regression som följde på isavsmältningen, se vidare under kapitlet om inlandsisens avsmältning och strandförskjutningen.

Utvecklingen efter den senaste istiden

Den halländska kustslätten präglas av jordarter som avsatts i havet under och efter isens avsmältning. Den glaciala leran är utbredd, men till stora delar täckt av sand. En del av sanden har bildats som svallsediment genom vågornas och strömmarnas påverkan på tidigare avsatta jordarter. Emellertid har de sydhalländska floderna och åarna transporterat mycket stora kvantiteter sand, silt och lera ut på slätten medan isen avsmälte mot norr och nordost och landet successivt höjdes och frilades från havet. Utbredda sanddeltan har avsatts ovanpå lera på successivt lägre nivåer allt eftersom havsnivån sjönk.

Vid istidens slut förbättrades klimatet avsevärt, dock med återkommande bakslag i temperaturhöjningen. Samtidigt som isen långsamt avsmälte och landet höjdes tack vare det lättande istrycket kunde växt- och djurliv etablera sig i det frilagda landområdet.

Under den första perioden efter isens avsmältning rådde tidvis ett så pass bistert klimat att frostfenomen som bara uppträder i arktiska områden uppstod på Laholmslätans sanddeltan. Bland annat finns en omfattande dokumentation av iskilar och frostmarks- eller tundrapoly-

goner inom området, se avsnittet om frostmarksfenomen. Vindslipning förekommer dessutom allmänt såväl på lösa stenar och block som i fast berg. Inveckade körtlar av organiskt material i andra jordarter har dokumenterats på så pass många ställen i södra Halland att det tolkats som att det kan ha förekommit lokala glaciärer under en kallperiod efter isavsmältningen, se även kapitlet om inlandsisens avsmältning och strandförskjutningen.

Samspelet mellan landhöjning och havsnivåförändring resulterade så småningom i att den halländska kustslätten torrlades och dränerades. Den i början snabba landhöjningen resulterade i att delar av den nuvarande havsbotten runt Sydsveriges kust torrlades. Dock avtog så småningom landhöjningens hastighet och för 7 000–8 000 år sedan kunde havet åter översvämma torrlagda områden.

Allt sedan isen avsmälte har det i havet och längs floder, åar och bäckar avsatts unga sediment i form av sand, silt och lera med växlande halt av organiskt material. Samtidigt har torvmarker bildats och växt till. Det karterade området ligger i ett av Sveriges mest nederbördsrika områden, vilket medfört att mycket stora arealer inom den nordöstra delen av området numera täcks av utbredda, men vanligen relativt tunna torvmarker.

BESKRIVNING AV JORDARTERNA INOM OMRÅDET

I detta avsnitt beskrivs de jordarter som påträffats inom det karterade området. Beskrivningen innefattar såväl en allmän förklaring till såväl kartans geologiska beteckningar och jordarternas uppkomstsätt och egenskaper som en beskrivning av den lokala utbredningen av de olika jordarterna. Dessutom kommenteras jordarternas ytformer, stratigrafi (lagringsförhållande), sammansättning och mäktighet i området.

Isräfflor och isrörelser

Moränmaterialet, dvs. bland annat block, sten och grus, i inlandsisens bottenzon repade och slipade den underliggande berggrundsytan. Reporna, isräfflorna, visar isens rörelseriktning under ett visst skede av nedisningen. På jordartskartorna visas isräfflornas orientering som ett streck med en punkt som markerar observationsplatsen. En sammanställning över räfflorna redovisas också i jordartskartornas marginal. Räfflornas riktning anges i 5-tal grader.

Inom det karterade området har påträffats relativt få lokaler med räfflor. Totalt har bara 71 räffelobservationer gjorts. Av dessa finns blott 8 stycken inom kartområdet 4C SO, medan övriga finns ganska jämnt spridda över de två återstående kartområdena.

Bara i två fall har flera system med isräfflor med olika riktningar dokumenterats på samma hälltyta. De olika riktningarna representerar sannolikt olika faser av den senaste nedisningen. Det finns också äldre publicerade observationer med räffelriktningar som avviker från den nordostliga, som är den ”normala” i området, se nedan.

Så gott som alla räfflor visar att isrörelsen varit från nordost inom det karterade området. Räfflornas riktning varierar mellan 40° och 65° med enstaka extremvärden mellan 30° och 80°. Det går inte att spåra någon tendens i fördelningen av de lätt avvikande riktningarna, utan de torde vara lokalt betingade.

Den enda lokalen med klart avvikande räffelriktningar har påträffats på Storaskär, en liten klippö vid Steninge (9b, 6297611 1305661). Ute på ön, som står i förbindelse med fastlandet

via en stenpir, finns allmänt på östra och norra delen av ön räfflor i 55°–60° och parabelriss på enstaka ställen i 80°–85°. På en liten hällyta stupande mot öster, men i lä för NO-isen finns äldre räfflor i 360°, 20° och 40°. Deras inbördes ålder är dock oklar.

Två korsande räffelsystem finns också på en mycket välslipad framgrävd häll i en äldre del av tälten söder om Veinge (4 g, 6272104/1331640). Den större delen av hällen är räfflad av en isrörelse från ca 45°, medan det på små läsidesytor förekommer ett äldre, mycket fint räffelsystem i 60°.

Det finns en del äldre uppgifter om isrörelser som avviker från den nordostliga. Så har t.ex. Pässe (1993 s. 24) publicerat en uppgift om spår efter en isrörelse från nordväst alldeles i norra kanten av kartområde 4C NV. Enligt en muntlig uppgift från Pässe är det ett skärformigt brott från N60°V (300°) som dokumenterats på en vindslipad häll vid Lunnaslätt (9 f). Pässe (1986, 1992) liksom Lagerlund m.fl. (1985) har kunnat belägga en isrörelse från nordväst i form av glacialteknik i tidigare avsatta sediment. Den nordvästliga isrörelsen har nått in över delar av södra Halland under en tidig fas av den senaste istiden (Weichsel). Nordvästliga och nordliga isräfflor på enstaka lokaler utmed kusten norr om det karterade området har också beskrivits av Caldenius m.fl. (1966). Nordliga isräfflor och skärformiga brott har tidigare också påträffats vid Frösakull (7 c) och Stjärnarp (6 f), se Mohrén & Larsson (1968).

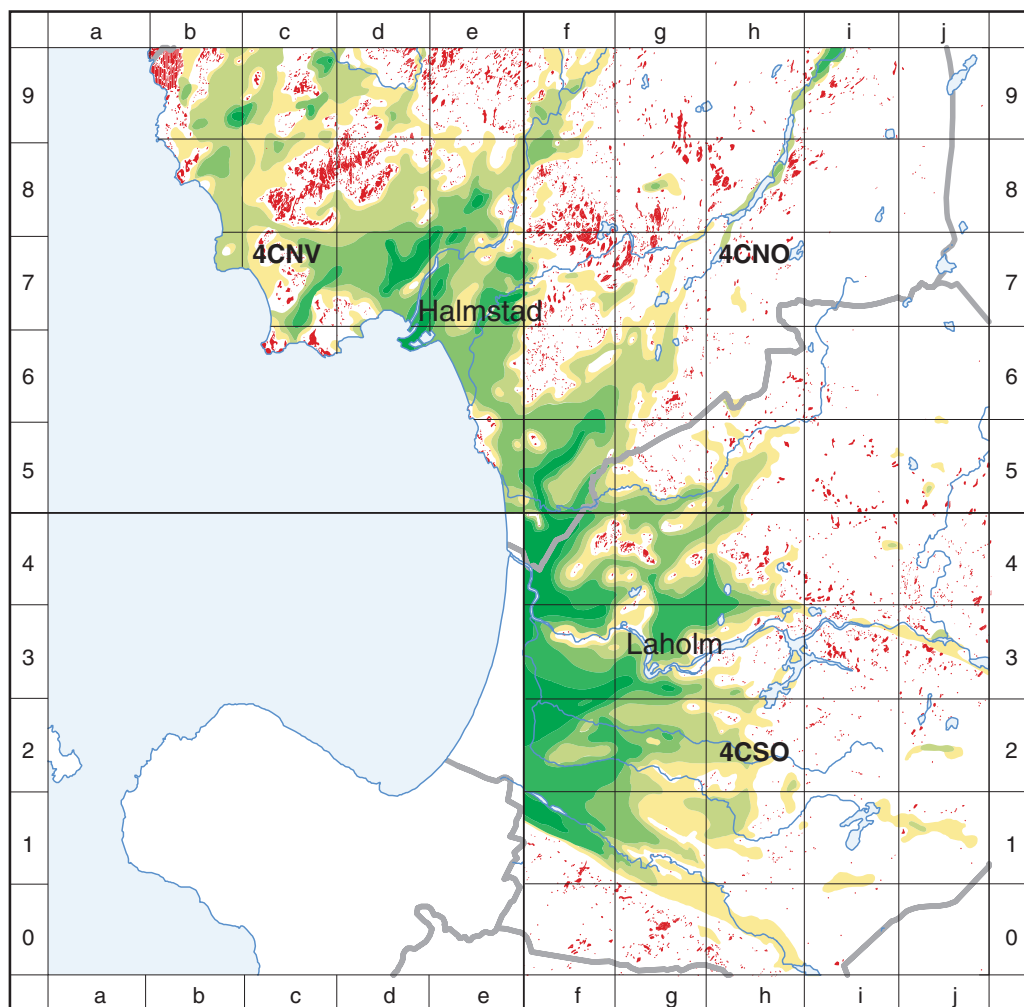
Moberg (1886) har mätt in räfflor i N45°V, N42°V och N50°V (observera att det i detta fall är en isrörelse från sydost!) på en urbergsblotning i en märgelgrav vid Tormarp (2 g), se även avsnittet om berggrunden. Samma lokal har beskrivits av Lundbohm (1888), som angivit ytterligare ett antal räffelriktningar varierande mellan S47°O och S68°O, liksom några räfflor i N10°V. Lundbohm anför dessutom inmätta räfflor från sydost såväl på Högalteknall (0 f) som på en häll ca 3 km öster därom. De nämnda sydostliga räfflorna anses representera en äldre ”baltisk” isrörelse som berört södra Sverige. En modernare syn på isrörelserna under Weichselistiden i södra Sverige presenteras av bl.a. Lagerlund (1987), Houmark-Nielsen (2003) och Houmark-Nielsen & Kjær (2003).

Jorddjup

I figur 7 samt i marginalen på jordartskartan 4C Halmstad NV redovisas en översiktlig jorddjupskarta. Kartan är baserad främst på tillgängliga brunnsborrningar, men också på en del information om jorddjupet som erhållits från diverse utredningar och seismiska undersökningar. Berggrundstopografin inom området är mycket orolig och den relativa nivåskillnaden på berggrundsytan är stor inom begränsade områden, vilket försvårar en uppskattning av jorddjupet. I samband med sammanställningen av jorddjupskartan har inte kunnat tas någon större hänsyn till de smala och ofta ganska djupa erosionsdalarna som förekommer inom slättområdet. Kartan ger dock en översiktlig bild av hur jorddjupet växlar inom det karterade området.

De största jorddjupen förekommer inom slättområdena, främst sydväst om Laholm, där jorddjup överstigande 50 m inte är ovanliga. Enligt brunnsuppgifterna i SGUs brunnsarkiv är det största uppmätta jorddjupet 78 m. Två borrningar i närheten av Laholm har gjorts till det djupet, den ena utan att berggrunden nåddes. I nordvästra delen av isälvsavlagringen vid Galgberget i norra delen av Halmstad har borrats till 77,2 m innan man nådde berget.

I morändominerad terräng är jorddjupet avsevärt mindre. Moränens mäktighet torde vanligen vara 4–8 m, och endast inom mindre områden, främst i dalgångarna, överstiger mäktigheten 10–15 m.



Jorddjup i meter



Berg i dagen och område med tunt jordtäckte

Fig. 7. Översiktlig jorddjupskarta över det karterade området.

Schematic map of the thickness of the Quaternary deposits in the mapped area.

Av kartan i figur 7 att döma kan man spåra äldre, nu av jord fyllda dalgångar till såväl Nissan som Lagan under södra Hallands slättland.

Urberg (berg i dagen)

Beteckningen urberg på jordartskartorna innebär att blottat berg dominerar inom den ytan. Flera små näraliggande bergblottningar sammanförs vanligen till en yta. Riktigt små bergblottningar redovisas som punktojekt med ett rött plustecken på kartorna. Inom regionalkarterat

(metod C) område gäller att hållar mindre än 50 m i diameter markeras som ett punktobjekt. Inom lokalkarterat (metod A och modifierad metod A) område används samma beteckning för hållar mindre än ca 10 m i diameter. I sammanhanget skall beaktas att om jorddjupet understiger 0,5 m karteras ytan vanligen som urberg (berg i dagen). Detta är dock svårt att genomföra konsekvent i praktiken.

Generellt sett är utbredningen av blottat berg relativt liten inom stora delar av det karterade området, vilket framgår av jordartskartorna och av figur 7. Framför allt gäller detta inom slättområdet samt i de östligaste delarna av kartområdet. Allmänt torde dock blottat berg vara underrepresenterat på jordartskartorna inom C-karterat område på grund av svårigheterna att identifiera detsamma på flygbilder i skogklädd terräng. De hållrikaste delarna är koncentrerade till det mera småkuperade området nordost om Skedala (7 f) samt till restbergen (framför allt Nyårsåsen) nordväst om Halmstad.

Tunt eller osammanhängande jordtäcke

Beteckningen tunt eller osammanhängande jordtäcke används i områden där berggrundsyntans relief helt präglar ytmorfologin, men där jordtäckets är så pass omfattande att det inte är lämpligt att på kartan markera berg i dagen. Inom området förekommer bergblottningar i varierande grad. Endast stora sammanhängande ytor med kalt berg har markerats inom område med tunt eller osammanhängande jordtäcke. Vanligen är sådana områden, trots det begränsade jordlagret, täckta av högstammig skog, och avgränsningen av tunt eller osammanhängande jordtäcke är i de flesta fall mycket osäker. Jorddjupet mellan hållarna kan vara upp till ett par meter.

Tunt eller osammanhängande jordtäcke förekommer främst nordost om Skedala (7 f), men också på restbergen nordväst om Halmstad, bl.a. på Nyårsåsen (8 d). Inom regionalkarterat område i öster är sannolikt det tunna och osammanhängande jordtäckets underrepresenterat på grund av svårigheterna att identifiera det på flygbilderna.

Jordarternas, främst moränens, blockhalt

I samband med jordartsbedömningen i fält görs en bedömning av jordarternas blockhalt. Blockhalten i markytan indelas i fyra klasser, alltifrån blockfattig till storblockig jord. Främst gäller detta moränerna inom område som karterats enligt metod A. Inom C-karterat område urskiljs bara storblockig morän speciellt från övrig morän. En förhöjd blockhalt förekommer främst i moränterräng, men påträffas även lokalt inom områden med andra jordarter. Framför allt kan grövre isälvsediment ha relativt rikligt med block i ytan.

Inom det karterade området är den absolut största delen av moränen normalblockig, och såväl blockrik som storblockig morän förekommer mycket sparsamt. Små områden med storblockig morän förekommer främst i det kuperade området med berg och morän öster om Kvibille (9 d). Ett av de största områdena finns på läsidan (sydvästsidan) av berget Klavstångsåsen, beläget i nordostligaste delen av kartområde 4C NO. Sannolikt är blocken korttransporterade och har deponerats i direkt anslutning till det uppstickande berget. Mot norr övergår den storblockiga moränen i talus.

En förhöjd blockhalt har också noterats i en del erosionsdalar inom sedimentområdena i södra delen av kartområde 4C SO. Sannolikt är blockhalten där betingad av att erosionen nått den

underliggande moränen och blocken därmed frilagts och inlagrats i bl.a. svämsediment.

Blockfattig morän har betydligt större utbredning än stor- och rikblockig morän. Den låga blockhalten är oftast knuten till jämna moränytter. Så är exempelvis stora delar av Nyårsåsens högre partier blockfattiga.

Blockmark

Olika former av blockmark förekommer sparsamt inom det karterade området. De mest utbredda områdena med blockmark har påträffats i Lagans dalgång omedelbart nedströms dammen till Skogaby kraftstation (3 h). Blockmarken är där sannolikt ett resultat av tidigare erosion av Lagans strömmande vatten. Blocken ligger ansamlade i flacka bankar och den blockbemängda ytan är delvis täckt av sandiga, grusiga och vattensjuka svämsediment. Sannolikt har denna blockmark en relativt ringa mäktighet och underlagras möjligen av morän eller berg.

I den kuperade terrängen öster om Kvibille (9 d) samt längs de mycket branta partierna av Simlångsdalen (8–9 h) förekommer små områden med talus, dvs. ansamlingar av nedrasade block från bergbranter (fig. 8). De enskilda talusbildningarna har dock vanligen mycket liten utbredning, och flera är allt för små för att redovisas på jordartskartorna. Några av talusbildningarna ligger i de små naturreservat som finns utmed Simlångsdalen, och de höga förkastningsbranterna med intilliggande talus utgör ett viktigt inslag i den natur som skyddats genom reservatbildningen, se bl.a. Ivarsson (1990).

En avvikande form av blockmark har påträffats i isälvsavlagringen strax nordost om S. Rockesjön (6 g) där några kortare rullstensåsar bildar ett åsnät. Ett par av åsarna är orienterade i nordväst–sydost och består av allt att döma till mycket stor del av block, se figur 9. Ett mindre avsnitt (ca 50 × 50 m) på en av åsarna är uppbyggd av ca 1 m³ stora, välrundade block.

Enstaka stora block

Ett knappt tiotal stora solitära block har markerats på jordartskartorna. Vanligen har dessa en volym som överstiger 100–125 m³ och har förknippats med sägner eller utnyttjats som gränstenar, se Carserud (1997). Många av de av kulturhistoriskt intressanta blocken eller ”jättkastan” är dock för små för att redovisas på jordartskartorna.

Det största observerade blocket inom dessa kartområden torde vara Dövra sten, som ligger i skogskanten ca 1 km NNO om Brostorp (5 g, 6277005/1333478). Blocket, som består av granit, uppskattas vara närmare 700 m³ stort (fig. 10).

Morän

Morän är den jordart som täcker större delen (ca 75 %) av Sveriges landyta. Jordarten bildades genom att inlandsisen tog upp material från berggrunden och tidigare avsatta jordarter, transporterade det och krossades det. Materialet avsattes som jordarten morän både vid botten av en aktiv is och genom framsmältning ur en dynamiskt mer eller mindre död is. Moränen kan i undantagsfall vara avsatt under tidigare faser av den senaste istiden eller t.o.m. under en tidigare istid.

Morän är en vanligen osorterad jordart uppbyggd av alla kornstorlekar, från block till lerpartiklar, se tabell A. I morän förekommer dock ofta linser och skikt med sorterat material,



Fig. 8. Talus nedanför en av bergbranterna i Simlångsdalen, strax söder om Sutarebo (9 h, 6295150 1339740). Foto förf. 2002.

Talus in the Valley Simlångsdalen



Fig. 9. Isälvs sediment bestående av block och stora stenar, nordost om S. Rockesjön (6 g, 6284683 1332540). Foto Magnus Persson 2002.

Glaciofluvial deposit dominated by boulders and cobbles, north-east of lake Rockesjön (6g).



Fig. 10. Dövra sten, möjligen det största flyttblocket inom det karterade området, beläget ca 1 km NNO om Brostorp (5 g, 6277005 1333478). Foto förf. 2005.

Dövra sten, probably the biggest erratic in the mapped area, 1 km NNE of Brostorp (5 g).

vanligen sand och silt. Sand är den dominerande kornfraktionen i en morän som i huvudsak har bildats av urberg.

Vanligen ligger moränen direkt på berggrunden, och påträffas normalt även under yngre, sorterade sediment. Det förekommer också att moränen underlagras av äldre sorterade jordarter. Detta är dock mycket ovanligt inom det karterade området.

I områden som ligger under högsta kustlinjen har moränens ytligare delar delvis påverkats av vågorna och svallats och omlagrats. Svallningen är dock inte speciellt omfattande inom det karterade området.

Vanligen bildar moränen ett relativt jämnt täcke med några meters mäktighet på berggrunden och följer berggrundformerna. Lokalt bildar dock moränen egenformer vars utbredning och utseende är beroende av de olika processer som påverkar moränbildningen. På jordartskartorna har, förutom den yttäckande och relativt jämna moränen, redovisats tre olika moränformer, småkullig morän (moränbacklandskap), oregelbundet orienterade moränryggar samt ryggar orienterade parallellt med isrörelseriktningen, s.k. drumliner.

Den småkulliga moränen består av mer eller mindre regellöst orienterade och relativt tätt liggande kullar och ryggar. Det är inte ovanligt att den småkulliga moränens sammansättning är grövre än den yttäckande jämna moränens. Ofta finner man dessutom en ovanligt stor andel sorterade sediment i denna moräntyp. Anledningen är att moränen vanligtvis bildats i en miljö med stagnant eller död is vid vilken det förekommit såväl fritt rinnande vatten som ganska omfattande massrörelser i moränen innan den konsoliderades. På kartorna redovisas den småkulliga moränen med överbeteckning. Säkerheten i avgränsningen är större i de A-karterade områdena än i de C-karterade.

Oregelbundet orienterade moränryggar eller ryggar orienterade tvärs isrörelseriktningen

förekommer sporadiskt. Vanligen tolkas de som avsatta nära isranden, och avspeglar spricksystem i isen vid dess avsmältning. Det är vanligt att moränen i dylika ryggar har en relativt grov sammansättning och att blockhalten är relativt hög.

Ryggar orienterade parallellt isrörelseriktningen utgörs av drumliner samt läsides- och störsidesmoräner. De två senare typerna byggs upp kring en bergkärna, men även drumliner kan ha en mer eller mindre tydlig kärna av uppstickande berg. Det är vanligt att drumlinerna innehåller en hårt packad morän, men kan också byggas upp av en mycket stor andel sorterade sediment. I några drumliner har påträffats mycket gamla jordarter, se nedan.

Moränens ytformer

Den största delen av området intas av ett yttäckande relativt jämnt moränskikt. Terrängens ytformer styrs där nästan helt av berggrundens morfologi. Speciellt tydligt syns detta på Hallandsåsen i södra delen av kartområdet och i de nordligare, mera storkuperade delarna av området. Vanligen är moränens mäktighet relativt ringa, se under avsnittet om jorddjup, och torde oftast understiga 6–8 m.

Småkullig morän

Den småkulliga moränen är relativt utbredd inom det karterade området. Vanligen är de relativt tätt liggande kullarna 2–5 m höga och 20–50 m i diameter (fig. 11).

Den småkulliga moränen är speciellt utbredd i området norr om Knäred (3j). Av jordartskartorna framgår att de splittrade områdena med småkullig morän ligger i anslutning till terräng med ett mycket stort antal större och mindre torvmarker. Torvmarksfördelningen antyder att den småkulliga moränen sannolikt är betydligt mera utbredd än vad jordartskartorna visar.

Av jordartskartorna framgår också att det föreligger en viss koncentration av den småkulliga moränen till terräng som ligger i anslutning till de större isälvsavlagringarna. Detta är ett fenomen som beskrivits tidigare, se exempelvis Daniel (2002).

Lokalt, bl.a. i höjdområdet norr om Stjärnarp (6f), där terrängen höjer sig från ca 50 m ö.h. till över 80 m ö.h., kan man skönja en övergång från rena svallsediment på nivåer under 55–60 m ö.h. till svallad, lätt kuperad morän upp till ca 65 m ö.h. Däröver finns en oregelbunden zon med småkullig morän, som slutligen, på nivåer över ca 75 m ö.h., övergår i en relativt flack morän. Uppenbarligen har dödis präglad jordartsbildningen både under och över den nivå som vanligen definieras som den högsta kustlinjen (HK), se dock avsnittet om inlandsisens avsmältning och strandförskjutningen.

På Hallandsåsens sluttning förekommer också en del mycket begränsade områden med småkullig morän, vanligen är de så små att de inte markerats på kartan. Dock finns i trakten av Hallahus (0h) ett område med småkullig morän som på lägre nivåer successivt övergår i likartade kullar med finsand. Sannolikt har formerna accentuerats av erosion, men ursprungligen är såväl moränen som de sorterade sedimenten avsatta som iskontaktbildningar mellan Hallandsåsens sluttning och den mot nordost avsmältande isen.

Strax nordost om Egla (1h) finns ett exempel på att det lokalt kan vara vanskligt att avgöra om den brutna moränmorfologin är betingad av moränens egenformer, eller om det är den underliggande berggrunden som har en så småbruten relief att den visar likheter med småkullig morän. I



Fig. 11. Småkullig, normalblockig morän vid Håralt (9 i, 6296965 1342192). Foto förf. 2002.
Hummocky moraine at Håralt (9 i).

det nämnda området finns ett utbrett småkulligt moränlandskap, med inslag av enstaka 100–150 m långa moränrygggar. I samma område finns ett relativt stort antal små berggrundsblottningar vilket gör att det råder en viss osäkerhet beträffande den brutna morfologins uppkomst.

Det tycks inte föreligga någon större skillnad i blockhalt mellan den flacka moränterrängen och den småkulliga moränen. Endast i undantagsfall är moränen rikblockig eller har en högre halt stora block i moränytan. Däremot finns det ett antal exempel på att moränkullarna innehåller en relativt grov grusig morän.

Oregelbundet orienterade moränrygggar

Oregelbundet orienterade moränrygggar påträffas lokalt i moränterrängen och utgör sannolikt en del av de relativt utbredda dödisformer som förekommer i moränen på nivåer över 50–60 m ö.h. De flesta ryggarna har påträffats i två mindre områden, dels strax norr om Stäme (2 h) och dels i det småkuperade området sydost om Fågelsång (1 h). I båda områdena är det 50–200 m långa, 5–10 m höga och ganska markanta rygggar. Blockhalten i ytan avviker inte från omgivande morän. Ryggarna är oftare orienterade parallellt med än tvärs isrörelseriktningen. Inte sällan är de lätt vindlande eller krökta. Av formen att döma utgör de sprickfyllnader i en dödis. I den enda skärning som observerats i någon av ryggarna har påträffats en relativt grov morän med måttlig till hög stenhalt och rikligt med linser och skikt av sand och grus.

På Simlångsdalens branta sluttningar har påträffats några 50–75 m långa moränrygggar orienterade mer eller mindre vinkelrätt mot höjdkurvorna. Möjligen är de lateralt avsatta

längs kanten på en avsmältande dalglaciär som fyllde Simlångsdalen i samband med isavsmältningen.

Robison (1983) har presenterat en kartbild grundad på främst flygbildstolkning, som ger ett intryck av en mycket riklig förekomst av moränryggar i den sydöstra delen av kartområde 4C SO. Det är bara ett mycket litet antal av dessa ryggar som kunnat återfinnas i samband med SGUs fältarbete och flygbildstolkning. Flera av dem ligger strax nedanför sluttningen till Hallandsåsen. Omkring 800 m sydost om punkt 50,86 vid Jonstorp (0 g–h) finns en oregelbunden rygg orienterad parallellt med sluttningen. Den 2–4 m höga ryggen har normalblockig yta, och består enligt ytliga grävningar av morän. Den tycks dock ha en fortsättning mot nordväst i en tydlig liten grusrygg, vilket gör jordartsbedömningen i den förstnämnda något osäker. Sannolikt är båda ryggarna avsatta som lateralbildningar och utgör en del av de formelement som visar att det funnits en avsmältande isfront orienterad parallellt med Hallandsåsens sluttning.

Ett par större och tydligare ryggar finns något längre mot sydost utmed samma sluttning vid Stackarp (0h) respektive Nordanå (0h). I den förstnämnda ryggen finns en ca 5 m hög skärning med normalt konsoliderad sandig morän. Större delen av skärningen är dock täckt av rasmassor. Det finns inga skärningar i den andra ryggen. Den är tudelad och sammanlagt nästan 800 m lång och mellan 5 m och 10 m hög. Den sydvästra sluttningen är betydligt brantare än den nordöstra. Även denna rygg, som har en normal blockhalt i ytan, tycks bestå av en sandig morän.

Möjligen skulle man kunna räkna de senare ryggarna till en form av randmoräner eller ändmoräner. Sådana ryggar har annars påträffats ganska sparsamt, framför allt om man jämför med tidigare kartläggning inom delar av området (Caldenius m.fl. 1966 och Mohrén & Larsson 1968). Möjligen beror detta delvis på skiftande syn på klassificeringen av ryggarna.

Rand- och ändmoräner

Ett antal israndlägen i form av randmoräner och randdeltan inom och i anslutning till det karterade området räknas till de s.k. Hallands kustmoräner (Halland Coastal Moraines, HCM), (de Geer 1893, Caldenius m.fl. 1966, B. Berglund 1979, Lagerlund & Houmark-Nielsen 1993, Lundqvist & Wohlfarth 2001, Houmark-Nielsen & Kjær 2003 m.fl.). Randmoränernas och israndlägenas sträckning är inte lika uppenbar i södra Halland som längre norrut längs västkusten, och de tydligaste ryggarna upphör norr om Falkenberg på intilliggande kartområde i norr, se Påsse (1988a). I samband med denna kartläggning har flera av de ryggar som tidigare förts till randmoränerna med viss tvekan kartlagts som isälvsavlagringar eftersom de enligt den ytliga karteringen till största delen tycks bestå av grus och sand. Möjligen kan man detta till trots utnyttja dem för att grovt rekonstruera israndens läge i samband med avsmältningen, se Caldenius m.fl. (1966, fig. 18).

En del randåsar och moränryggar som markerats på kartbladet Halmstad (Aa 198) mellan Söndrum (7 d) och bergknallen öster om Villshärad (7 b) har fått annan beteckning i samband med denna förnyade kartläggning, se under avsnittet om isälvsavlagringar. Dock har även på den nya jordartskartan markerats en nästan kilometerlång moränrygg söder om Söndrum. Denna rygg är 5–6 m hög och ganska flack. Den tycks bestå av morän att döma av en tillfällig liten skärning som kunnat dokumenteras i den lägre delen av moränryggens sluttning i samband med utbyggnaden av bostadshus vid den sydöstra delen av ryggen. Svallsediment med underlagrande skiktade sandiga och siltiga sediment har iakttagits i anslutning till ryggen. Enligt Caldenius

m.fl. (1966) har ryggen vid Söndrum en fortsättning mot nordväst över Mjällby (7 c) och Fammarp (7 c) och vidare norrut. En mindre del av detta randstråk återfinns strax öster om Gullbrandstorp, där en tydlig rygg med komplex uppbyggnad utnyttjats som sandträkt. Lagerföljden i tükten är närmare kommenterad i avsnittet om isälvssediment, område 1. Harplingeområdet. Samma randbildning skall enligt Caldenius tangeras Nyårsåsens södra del och vidare fortsätta mot nordväst i randbildningen vid Harplinge.

Sannolikt är det också en fortsättning på änd- eller randmoränen vid Söndrum som kan spåras i Laholmsbuktens djupkurvor mot sydost, se även Lindekrantz (1944). Moränryggen når över vattenytan igen vid Påarp (5 e), där den bildar en långsträckt, mot nordväst orienterad udde (fig. 12). Udden består av kraftigt ursvallad normalblockig morän att döma av ytan. Ytterligare en randbildning skall enligt Lindekrantz sträcka sig från Bjärehalvöns nordspets vid Hovs Hallar mot nordväst. Denna osäkra randbildning har dock av Mörner (1969, s. 255) tolkats som en strandbildning. Några säkra moränryggar eller randbildningar i Laholmsbukten har inte påträffats i samband med den maringeologiska kartläggningen (Sveriges geologiska undersökning 1989).

Till israndbildningarna räknas även de randdeltan som förekommer på kustslätten inom det karterade området. Dessa har av flera författare utnyttjats för att rekonstruera isavsmältningen och israndens läge under avsmältningen. Randdeltana, som har beskrivits av Caldenius (1966), Mörner (1969), Robison (1983) med flera tas upp under respektive område i avsnittet om isälvssediment.

Drumliner

Inom det karterade området förekommer det drumliner eller drumlinformade bildningar inom två områden. Stora stöt- och läsidesmoräner förekommer inom bergkullandskapet i nordvästra delen av området. Där är flera av de uppstickande höjderna mer eller mindre utdragna i isrörelseriktningen, dvs. i nordost-sydvästlig riktning, se reliefkartan i figur 3 och på respektive jordartskarta. Drumliner förekommer annars huvudsakligen på Hallandsåsen. Där uppträder de som långsträckta moränansamlingar orienterade i nordost-sydväst. En del av dessa har en kärna av fast berg, medan andra sannolikt består av enbart jord. Endast ett fåtal spridda drumliner förekommer i moränterrängen i östra delen av det karterade området.

De stora stöt- och läsidesmoränerna i nordvästra delen av området, Steningebjär och Högarör (9 b), Rydsbjär (9 c), Aggaredsbjär (9 c) och Nyårsåsen (8 c–d) är alla uppbyggda kring en eller flera bergkärnor, som utgör kvarstående vittringsrester från förkretaceisk tid, se avsnittet om berggrunden. Framför allt Rydsbjär och Aggaredsbjär är strömlinjeformade och orienterade i nordost-sydväst i den dominerande isrörelseriktningen. Påfallande stora jorddjup har påträffats på stötsidan (den nordöstra) av såväl Rydsbjär, Aggaredsbjär och Nyårsåsen. De ytligt liggande jordarterna utgörs till största delen av morän. På Rydsbjär förekommer dock silt av oklart ursprung.

Vid Margreteberg (9 c), på läsidan av Aggaredsbjär, har påträffats en komplex lagerföljd med delvis mycket gamla jordarter i samband med anläggningen av en ny järnvägssträckning, se nedan. Det finns också enstaka uppgifter från brunnborrningar som visar att det kan förekomma komplexa lagerföljder på fler platser i anslutning till dessa drumliniserade restberg. Bland annat finns en borrning 650 m nordost om punkt 48,30 vid Aggaredsbjär (9 c) med 27 m sand, lera och morän under täckande morän och svallsand. Påsse (muntliga uppgifter) har också dokumenterat



Fig. 12. En förmodad randmorän når strax över vattenytan vid Påarp (5 e). Fotot är taget från hållområdet vid Påarp (i förgrunden), och i horisonten syns Tyludden vid Tylösand (6 c). Flyttblocket i förgrunden kallas "Slyngestenen", se Carsrud (1997). Foto förf. 2005.

A supposed marginal moraine reaching just above the sea-surface at Påarp (5 e). A bedrock outcrop is seen in the foreground, and visible in the horizon is the peninsula Tyludden south of Tylösand (6 c).

skalförande, sannolikt äldre sediment under morän i en tillfällig skärning utmed väg E6 norr om Fastarp (9 d). Skärningen har dock inte undersökts närmare.

I den ovan nämnda, numera igenväxta, skärningen vid Margreteberg påträffades en glacial-tektoniskt störd lagerföljd med organiskt material representerande en varmare period (Eem-interglacialen), liksom jordarter som avsatts under den senare delen av den näst senaste nedisningen (Saale) och den senaste (Weichsel). Jordarternas sammansättning framgår av figurerna 13 och 14. I skärningen identifierades olika lager, som uppifrån består av sand, silt och lera, en osorterad moränliknande blandjordart, sand med inlagrad torv, lera samt underst sand och grus (Lagerlund 1987, Påsse m.fl. 1988, Klingberg 1997). Den interglaciala sekvensen i lagerföljden är tektoniserad från väster (Lagerlund 1987), medan hela höjden har fått sin slutgiltiga form av en isrörelse från nordost.

De ovan nämnda mindre drumlinerna, som främst förekommer på Hallandsåsen (se bl.a. Robison 1983) torde till största delen vara uppbyggda av morän, men inga skärningar har hittills påträffats i dem. Drumlinerna, som kan vara både med och utan bergkärna, är vanligen några hundra meter långa (upp till 500 m) och upp till ett par hundra meter breda. Då terrängformerna över huvud taget har en viss orientering (drumlinisering) på Hallandsåsen kan det vara något subjektivt vilka höjder man markerar som drumliner. Jorddjupet är generellt sett ganska begränsat på åsen, och torde överstiga 5–7 m endast i en del sprickdalar samt möjligen i en del drumliner.

Moränens sammansättning

Moränens sammansättning har, förutom i samband med den ytliga jordartsbedömningen, kunnat bestämmas i ett relativt stort antal små husbehovstäckter, främst i de östra, skogtäckta C-karterade delarna.



Fig. 13. Den interglaciala och lagerföljden vid Margreteberg (9c) som den såg ut i samband med schaktningensarbetena. Fotot taget mot nordväst. Lagerföljden framgår av fig. 14. Foto C. Fredén 1982.

The Late Pleistocene sequence at Margreteberg (9c) during excavations for the railway, see also Fig.14.

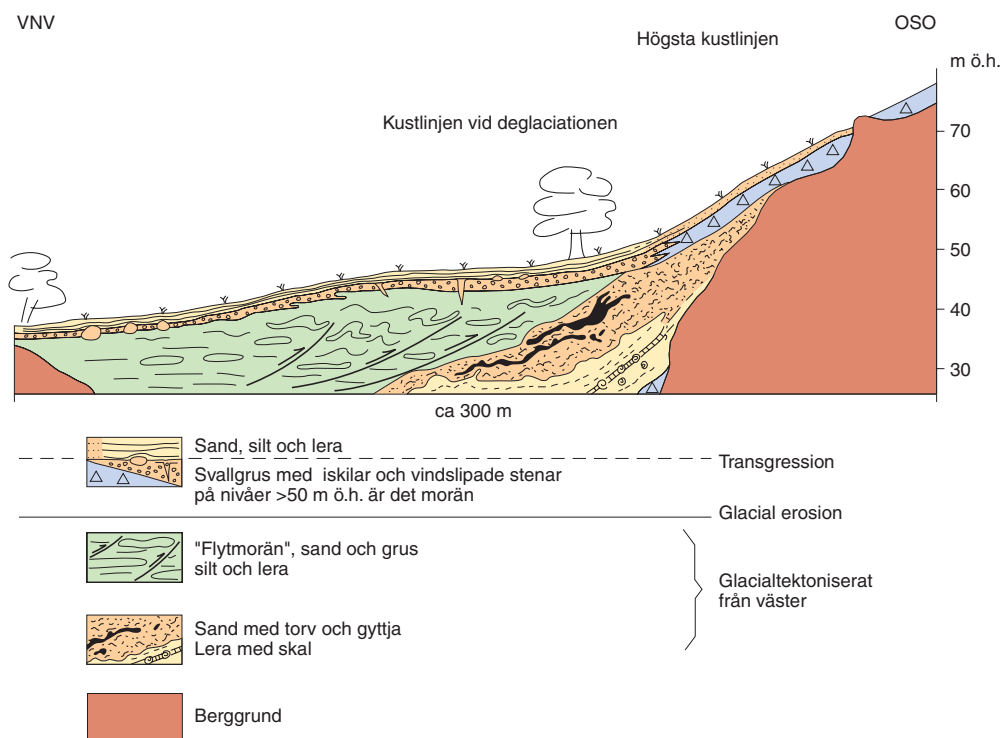


Fig. 14. Den dokumenterade lagerföljden i Margreteberg (9c). Översatt till svenska, något förenklad och färglagd efter Lagerlund (1987).

The stratigraphy at Margreteberg. Translated, simplified and coloured after Lagerlund (1987).

Inom området dominerar en sandig morän, typisk för urbergsområden i södra Sverige, se figur 15. De relativt fåtaliga kornstorleksanalyserna visar att sandfraktionen är klart dominerande i de prover som tagits. Mellan 60 % och 75 % av grundmassan upp till 20 mm partikelstorlek består av sand, främst finsand och mellansand. Halten grövre partiklar, dvs. sten och block, är vanligen måttlig eller låg. Lerhalten varierar mellan 2 % och 4 %. Endast i ett prov har analysresultatet visat att lerhalten överstiger 5 %, se prov 14 i tabell B samt figur 15. Den leriga moränen har provtagits i en ca 6 m hög moränskärning med inslag av sorterad sand, silt och rödaktig lera som förekommer som starkt deformerade skikt och linser i moränen. De större stenarna är kantrundade, se figur 16. Moränen är blockfri, har låg sten- och grushalt, och är hårt packad. Moränen kan antingen vara avsatt som deformationsmorän under en aktiv is eller deformationerats efter avsättningen genom att materialet omlagrats eller flutit, möjligen då stödjande is smälte.

Framför allt inom områden med småkullig morän påträffas lokalt en grövre, grusig variant av urbergsmorän, se prov 1 i tabell B samt figur 17. Ofta påträffas den grusiga, småkulliga moränen i anslutning till isälvsavlagringarna, och man kan misstänka att moräntypen i viss utsträckning utgör en övergångsform till isälvsgrus. Mindre områden med grusig morän har också avgränsats inom A-karterade delar, bl.a. i trakten av Fåglasång (1h).

Inom C-karterat område delas inte morän upp efter kornstorlekssammansättning. Som tidigare nämnts tycks inte blockhalten bli anmärkningsvärt mycket högre inom områden med småkullig och grusig morän. Väster om Boalt (0j, 6252376/1345054) har i en skärning med grusig morän påträffats rikligt med flinta.

Kalkhalten har bestämts endast på ett moränprov, och det innehöll mindre än 0,1 % CaCO_3 , se prov 7 i tabell B. Moränen provtogs i en ca 4 m hög skärning i en kulle med sandig, hårt packad morän. Kalkhaltig morän har tidigare påträffats under en kalkfri sådan på Hallandsåsen (de Geer 1893). Ett mindre naturreservat har också bildats vid Tjuvhult (1f) med anledning av den höga kalkhalten i marken (Länsstyrelsen i Hallands län 2003). Sannolikt är det en lokalt förekommande kalkhaltig morän som ger den höga kalkhalten i kärret. Kalkhaltig, s.k. silurmorän överlagrande ett kritkonglomerat har också påträffats vid Tormarp (2g), se avsnittet om berggrunden.

Morän med svallat ytskikt förekommer fläckvis i hela kartområdet under en nivå kring 55–65 m ö.h. All morän under denna nivå tycks dock inte vara svallad, utan man påträffar den

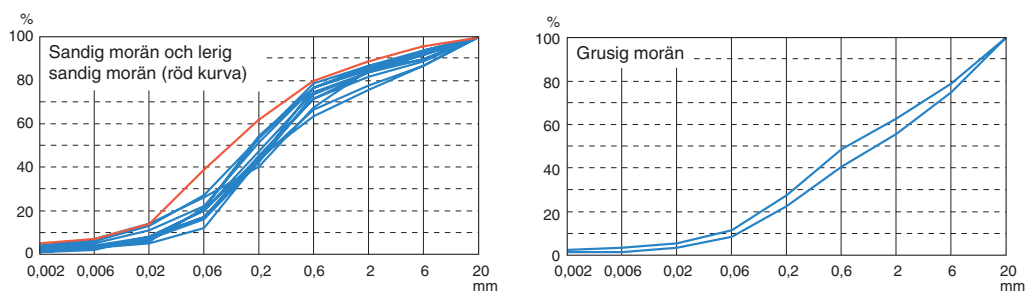


Fig. 15. Kornstorlekssammansättning i områdets moräner. Ett par analysresultat från intilliggande kartområde 4D SV och NV redovisas också i diagrammen.

The grain-size distribution in the tills in the mapped area. Left: Sandy till (blue) and clayey sandy till (red). Right: Gravelly till.



Fig. 16. Skärning i morän ca 1 km OSO om Åleds kyrka (8 f, 6293395 1326272). I den övre delen till vänster finns en sandig morän och den undre till höger är en heterogen, lerig sandig morän uppbyggd av skikt med lera, silt och sand med flytstrukturer, se proverna 4 och 14 i tabell B. Foto förf. 2001.

Two slightly different tills. The upper to the left is a sandy till and the lower to the right is a clayey sandy till consisting of beds of clay, silt and silt with flow-structures.



Fig. 17. Grusig morän med hög halt sten, strax väster om Boalt (0j, 6252641 1345360). Foto förf. 2001.

Gravelly till with a high content of stones, just west of Boalt (0j).

svallade moränen inom begränsade områden. Möjligen kan detta delvis förklaras av karterings-tekniken, men det tycks inte ha varit någon intensiv svallning längs den forna kuststräckan. En förklaring till detta kan vara att det legat kvar en hel del dödis i området under isavsmältningen och att svallningen pågått under kort tid.

Helt lokalt har en relativt tydlig svallgräns påträffats i form av en blockanrikning och, på nivåer strax under och i anslutning till denna, svallad morän och svallsand. Några svallsedi-ment på nivåer över de nämnda har inte påträffats trots att Robison (1983) och Lagerlund (bl.a. 1987) m.fl. anser att havets högsta nivå nått betydligt högre, se även avsnittet om inlandsisens avsmältning och strandförskjutningen.

Isälvs sediment

Isälvs sediment består av block, sten, grus och sand som transporterats, sorterats och avsatts av smältvatten från inlandsisen. Sedimenten avsattes i tunnlar och sprickor i isens randzon samt framför isfronten. Sedimenten kännetecknas av att materialet är sorterat efter kornstorlek i olika skikt och lager samt att partiklarna är avrundade (jfr ”rullstensgrus”). Övergångsformer till morän förekommer dock.

Genom israndens successiva avsmältning bildades vanligen mer eller mindre sammanhängande isälvsavlagringar bestående av sorterade sediment med växlande sammansättning. Ofta bildades ryggformade isälvsavlagringar, s.k. rullstensåsar, men också utbredda deltan, sandur-fält, lateralterrasser etc. Tvärställda isälvsavlagringar har betecknats som randåsar, randdeltan, randplatåer (Nelson 1910, med flera). Vanligen har man utnyttjat de senare för att rekonstruera israndens utsträckning vid avsmältningen.

I södra Halland kan flera isälvsavlagringar följas nästan utan avbrott från kustbandet in i mor-änterrängen i öster och sen vidare upp genom Småland. På slätten uppträder isälvsavlagringarna oftast som mindre kullar med grus och sand som sticker upp genom täckande lera. Mycket ofta påträffas också grus- och sandlager under mycket mäktig lera på slätten. Dessa dolda och djupt liggande grusförekomster har inte kunnat avgränsas på jordartskartorna, men en del uppgifter från brunnsborrningar finns angivna på jordartskartorna.

Isälvsavlagringarna uppträder också som större randbildningar (deltan) mellan kusten och moränterrängen. I övergångszonen mellan slätten och den högre liggande terrängen i öster finns i de flesta dalmyrningar större deltan, ofta kallade HK-deltan, vilkas överyta vanligen stiger från 45–50 m ö.h. i den distala delen till 60–65 m i den proximala delen. I dessa högt liggande delta- och sandurytor och längs de mer eller mindre åsformade isälvsavlagringarna finns rikligt med dödisgröpar, som uppkommit genom att isblock bäddats in i sedimenten och senare smält bort. Framför allt de proximala delarna av deltana är präglade av dödis. Längre mot öster, i den mer eller mindre kuperade moränterrängen följer isälvsavlagringarna de smalare dalgångarna, eller breder de ut sig som relativt jämna sand- och grusavlagringar med enstaka åsar i flackare terräng.

Isälvs sediment på nivåer under 60–65 m ö.h. har omlagrats i växlande grad genom svallning. Det omlagrade materialet, svallsedimenten, förekommer nu överlagrande såväl isälvs sediment som finkorniga sediment i anslutning till isälvsavlagringarna. Det kan vara mycket svårt att avgränsa isälvs sediment mot omgivande svallsediment. Vanligen görs det med hjälp av mor-fologin och information från olika slags borrningar.

På Laholmsslätten, och också i odlingsområdena öster och norr om Halmstad, har avsättningen av framför allt sand fortsatt långt efter det att isfronten lämnat närområdet. Vattnet från den smältande inlandsisen koncentrerades till framför allt Nissans, Fylleåns och Lagans dalgångar under en lång period medan isen fortfarande smälte över Smålands inland. Mycket stora volymer sand fördes ut i det dåvarande havet och där bildades stora deltaavlagringar (extra-marginala deltan) på successivt lägre nivåer beroende på den fortgående landhöjningen. Till stor del byggdes dessa deltan upp på ett underlag av tidigare avsatt glacial lera. Deltaavlagringarna utgör egentligen en övergångsform mellan isälvs sediment och postglaciala sediment, se nedan. Ett försök har gjorts att markera de deltaytor som underlagras av mera sammanhängande och tjockare lerlager. Det har dock inte varit möjligt att göra detta konsekvent, och inom kartområdet 4C NV (som färdigställdes först) har detta bara gjorts inom ett mindre område.

Isälvs sedimenten beskrivs områdesvis enligt den indelning som redovisas i figur 18. Inom varje område beskrivs avlagringarna huvudsakligen från väster mot öster. Med tanke på den mycket rikliga förekomsten av isälvs sediment i området måste beskrivningen av dem bli ganska summarisk. Naturgrusförekomsterna inom området har inventerats vid flera tillfällen (Johansson 1971 och 1972 samt Engdahl m.fl. 1994).

Parallellt med jordartskarteringen av södra Halland har det pågått en kartläggning av de större grundvattenmagasinen inom i stort sett samma område. Ett stort antal konsultrapporter och utredningar gällande isälvsavlagringarnas uppbyggnad och grundvattenförhållanden presenteras i detta material, se M. Gustafsson (2004 a och 2004 b).

Förutom de på jordartskartan avgränsade isälvsavlagringarna har det på ett par platser iakttagits grus och sand under morän. Det är en företeelse vars utbredning är mycket dåligt känd. Det relativt tunna jordtäcket inom moränområdena talar dock för att moräntäckta sand- och grusavlagringar har mycket liten utbredning inom det karterade området.

1. Harplingområdet

Inom detta område finns ett antal isolerade, större och mindre isälvsavlagringar. Flerstädes utgörs de små grus- och sandkullarna uppstickande delar av större grusförekomster som dock till största delen är täckta av lera, se nedan.

Steningebjär (9 b) omges av grus- och sandavlagringar, varav de flesta säkert utgörs av svallsediment, se avsnittet om grovkorniga havs- och sjösediment. Dock finns på Steningebjärs västra och sydvästra sida terrassformade bildningar med så pass mäktiga avlagringar att dessa klassats som isälvs sediment. I den nordligare av dem, belägen ca 1,5 km sydväst om Steninge kyrka (9b), syns fortfarande spår efter en grustäkt i vilken Johansson (1972) kunde dokumentera ca 1 m stenigt svallgrus på 4 m skiktad grus och sand. Avlagringen övergår dock mot både norr och söder i svallgrus och morän med svallat ytskikt, och ligger strax under ett relativt tydligt hak beläget ca 65 m ö.h., varför bildningens genes är mycket tveksam.

Vid Hulabäck (9 b), i mynningen på den dalgång i vilken Undersmossen breder ut sig, bildar omfattande sandavlagringar en pasströskel och en utbredd läsidesbildning. Cirka 200 m nordost om Hulabäcks gård har en ca 5 m djup täkt dokumenterats. Skärningen består huvudsakligen av skiktad, men ofullständigt sorterad sand och grovsilt i växelagring med en ytlig halvmetre bestående av grusig sand. Inom den på kartan avgränsade avlagringen finns information från tre brunnborrningar som visar att de sandiga sedimenten är mycket mäktiga. Omkring

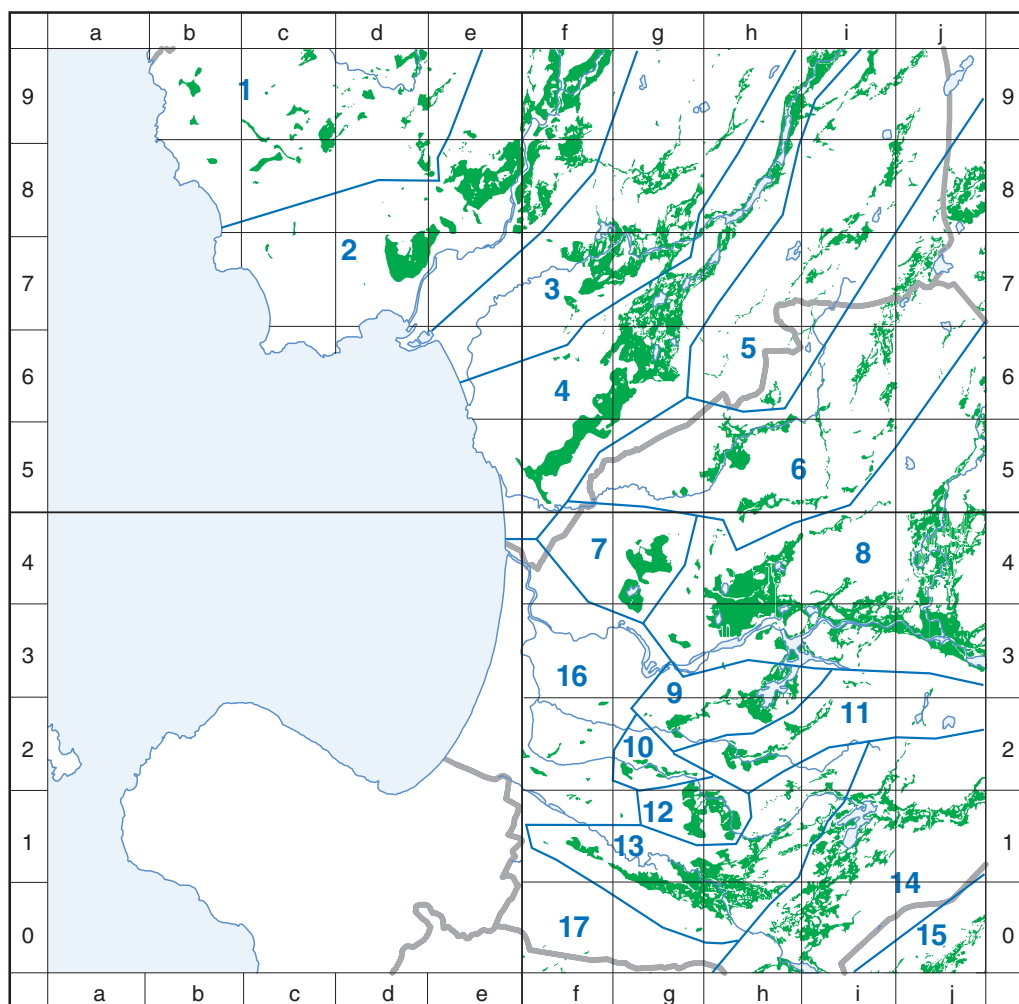


Fig. 18. Isälvsavlagringarna inom det karterade området. Avlagringarna beskrivs enligt de på kartan markerade delområdena. Notera att de extramarginala deltana (isälvssediment underlagrade av lera) ej redovisats i denna karta.

Glaciofluvial deposits of the mapped area. The extramarginal deltas (i.e. thick sandy glaciofluvial deposits underlain by clay) are not included.

400 m väster om Hulabäcks gård har man borrarat genom 15 m sand ("jord, sand" enligt brunnsprotokollet), 30 m lera och 3 m grus och sten (underst). Omkring 550 m öster om gården har borrhats genom sammanlagt 21 m sand, och ca 300 m sydost om gården genom 38 m sand och grus. Caldenius m.fl. (1966, s. 53) har tolkat bildningen vid Hulabäck som "en väldig svallgrusbarriär". I samma kartbladsbeskrivning (s. 100) betecknas dock avlagringen som "en mäktigt israndbildning som når 28–30 m ö.h. och är täckt av svallad sand", och det är uppenbart att bildningens genes är oklar.

Från södra delen av avlagringen sträcker sig en delvis berggrundsbedingad höjdrygg mot söder. Möjligen kan även delar av detta höjdområde utgöras av isälvssediment eftersom det ca

600 m SSO om Hulabäcks gård har borrats genom 27 m ”jord, grus”. Höjdryggen slutar strax väster om ytterligare ett område som bedömts som isälvs sediment. I avlagringens västra del finns en täkt, numera fungerande som soptipp och i geologisk litteratur känd som Harplinge ristipp (se Lagerlund 1980, s. 77 och 1987, s. 449). Den observerade lagerföljden består enligt Lagerlund av en eroderad isälvsavlagring överlagrad av svallsand, marin lera och ett nytt lager svallsand, se även figur 19. Lagerföljden i tåkten utgör enligt Lagerlund ett av bevisen för en sen glacial transgression i området.

Centralt liggande i ett större område med flygsanddyner vid Haverdal (8b) finns en ca 15 m hög isälvsavlagring med två mindre, igenlagda grustag. I det östra grustaget, som är markerat på kartan, har borrats genom 11,5 m sandigt grus. I den översta metern av tåkten har observerats ca en meter med en osorterad moränliknande jordart på sand och grus. Möjligen utgör bildningen en del av ett randläge, så som Caldenius m.fl. (1966, fig. 18) har tolkat kullen.

Genom Harplinge (9c) sträcker sig en tvärsliknande bildning i riktning nordväst–sydost. Nelson (1910 s. 194) betecknar den sydöstra delen av bildningen som Harplinge randås och beskriver dess innehåll som ett relativt grovt grus hoppresat av den oscillerande iskanten. Caldenius m.fl. (1966) har fört bildningen till de israndlägen som uppträder mellan restbergen norr och nordväst om Halmstad.

Mellan Plönninge (8c) och Harplinge (9c) utgör isälvs sedimenten ett tydligt terrängbrott med ett bitvis nästan 10 m högt hak mot sydväst (fig. 20). En numera igenrasad, ca 8–9 m hög skärning ca 250 m öster om Harplinge kyrka visar att bildningen där är uppbyggd av sand. I tåkten finns dessutom en kommunal borrning som gjorts i ytterligare 13 m sand. Omkring 120 m nordväst om kyrkan skall lagerföljden bestå av 15 m silt och sand på 7,5 m sand och grus. Ytterligare ca 500 m mot nordväst har vid gården Lunnaholm borrats genom 10 m grus och sand i en tidigare grävd 12 m djup brunn. Möjligen breder samma isälvsavlagring ut sig under täckande silt och lera både åt sydväst och nordost. Avgränsningen mot sydväst och Stora Skee är grundad på några grundvattenborrningar och är mycket osäker. Den isolerade förekomsten vid Lyngåkra (0,9 km nordost om Harplinge kyrka) utgörs av en låg kulle med spår efter ett par grustäkter. Enligt muntliga, obekräftade uppgifter har det varit mycket skiftande jordarter i tåkten. En borrning i anslutning till kullen visar att det finns mer än 7 m sand under 6 m lera.

Från Harplinge samhälle kan man följa en flack rygg i nordvästlig riktning. Ytlaget består till största delen av grusig sand. Ungefär mitt på ryggen har borrats genom 9 m grus och sten underlagrat av 9 m lera. I den nordvästra spetsen på den smala avlagringen skall enligt en brunnsborrning finnas 25 m sand på 39 m lera och finsand. Det är mycket möjligt att den flacka ryggen utgör en del av en israndbildning med komplex uppbyggnad, vilket Caldenius (1966, s. 45 och s. 53) hävdar.

Kring Aggaredsbjär (9c) finns flera terrassformade grusavlagringar. Några av dessa har på den äldre geologiska kartan Aa 198 (Caldenius m.fl. 1966) markerats som randåsar. Strax öster om Harplinge by finns (vid koord. 6295150 1312550) en igenväxt 10–12 m djup grustäkt med torr botten. Information saknas om materialsammansättningen. Av dagboksanteckningar som Öster (1945) sammanställt i samband med kartläggningen till det äldre geologiska kartbladet framgår att det 100–150 m nordost om tåkten iakttagits komplexa lager med grus och sand omväxlande med morän under svallgrus.

Den nordligare av grusavlagringarna på Aggaredsbjärs östra sida består av en passpunktsavlagring mellan två moränområden. I den centrala delen finns en ca 7 m djup, numera nästan



Fig. 19. Detalj av skärning i Harplinge ristipp vid Särдал (9 b, 6296016 1307170). Lagerföljden består av sand, en kil med stenförande silt och lera med flytstrukturer och överst svallgrus. Foto förf. 2001.

Detail from a former sand-pit at Särдал (9 b). From below: sand, stony silt and clay with flow-structures and wave-washed sandy gravel.

igenrasad täkt i stenigt grus och sand.

Avlagringen på Aggaredsbyjärs nordsida består bl.a. av grus ansamlad i en terrass 50–55 m ö.h. I ett litet grustag i västra delen av avlagringen (vid koord. 6296477/1312426) dominerar relativt ren sand med enstaka stenar i östra delen, medan den västra delen består av stenigt grus med snedställda parallella skikt av sand. Dessa förmodade isälvsediment överlagras av svallgrus. Mellan de överlagrande svallsedimenten och isälvsedimenten finns en stenorizont med en hel del vittrade och spruckna stenar, som dock hänger ihop. Ett par vindslipade stenar har också påträffats. Omedelbart under stenorizonten finns rester av lera och lerbemängt grus. Mot öster tunnare de förmodade isälvsavlagringarna ut och bildar en flack sluttning med grus.

Den större grusavlagringen mellan Mannarp (8 c) och Risarp (9 c–d) på Nyårsåsens västra sida utgörs sannolikt av ett mindre randdelta uppbyggt till drygt 60 m ö.h. och med välbevarade dödisgropar och grusryggar i de högst belägna delarna. De något lägre liggande delarna utgörs av en svagt sluttande delatytta med en distalbrant åt väster. I ett öppet, 8 m djupt grustag finns något oregelbundna lager med stenigt grus omväxlande med sandlager. Någon tydlig svallgruskappa har inte iakttagits på isälvsedimenten. Den östligaste delen av deltat utgörs av ett par små rullstensåsar eller laterala ryggar, som via ett område med grusig, småkullig morän leder till en flack deltaavlagring en knapp kilometer söder om Skogby (9 d). Deltaplanet når ca 55–60 m ö.h. I en mindre husbehovstäkt i östra delen av deltat finns ca 4 m väl sorterat, ofullständigt rundat stenigt grus.



Fig. 20. Den sydvästra sidan av isälvsavlagringen vid Harplinge kyrka (8 c). Foto förf. 2001.
The south-western slope of the glaciofluvial deposit at Harplinge church (8 c).

Möjligen kan man spåra ytterligare en fortsättning av Mannarpsdeltat i form av enstaka gruskullar som sticker upp genom leran ca 1 km söder om och kring Marielund (9d). Sonderringsborrningar som utförts i anslutning till de uppstickande låga gruskullarna antyder att åtminstone en del av gruskullarna har kontakt under leran, se profil i figur 21.

Såväl isälvsavlagringen vid Täckinge (9c) som den vid Skogby (9d) utgörs av lätt kuperade fält med grus och sand. Täckingeavlagringen har av Caldenius (1966, s. 45) förts till randbildningarna (randmoränerna) i området på grund av den komplexa uppbyggnaden. Sedimenten, vars sammansättning är mycket snabbt växlande mellan stenigt grus och sand, kan följas in under omgivande lerområde via information från enstaka brunnborrningar. Lertäckta grusiga och sandiga isälvsediment har också dokumenterats (Påsse 1986) i samband med omläggningen av västra stambanan vid Brännarp (9c). Avgränsningen av isälvsavlagringarna vid Täckinge och Skogby är osäker. Avgränsningen av den senare bygger delvis på information från de geotekniska undersökningar som gjordes i samband med projekteringen av väg E6. Det finns ett antal borrningar som visar att den ytligt liggande sandiga lerans mäktighet överstiger 5–6 m vid motorvägen.

I det lätt kuperade området mellan Skogby och Kvibille (9d) finns en handfull kullar med uppstickande grus och sand. Även där är det oklart hur stor utbredning isälvsavlagringen har under lera och svallsediment. Möjligen utgör kullarna dock en fortsättning på Kvibilledeltat som byggts upp till 50–55 m ö.h. i en relativt trång bidal till Suseåns dalgång. De befintliga brunnborrningarna ger mycket lite stöd för tolkning av jordlagerföljderna mellan grus- och sandkullarna. Av en liten grustäkt ca 1200 m väster om Kvibille kyrka att döma kan man förvänta sig finna isälvsediment med mycket växlande sammansättning och möjligen också glacialtektoniserat.

Kvibilledeltat kan följas österut och når Suseåns dalgång strax söder om kartområdets norra kant. Planet når där ca 60 m ö.h. En kort markerad rygg följer dalgångens nordvästsida in på

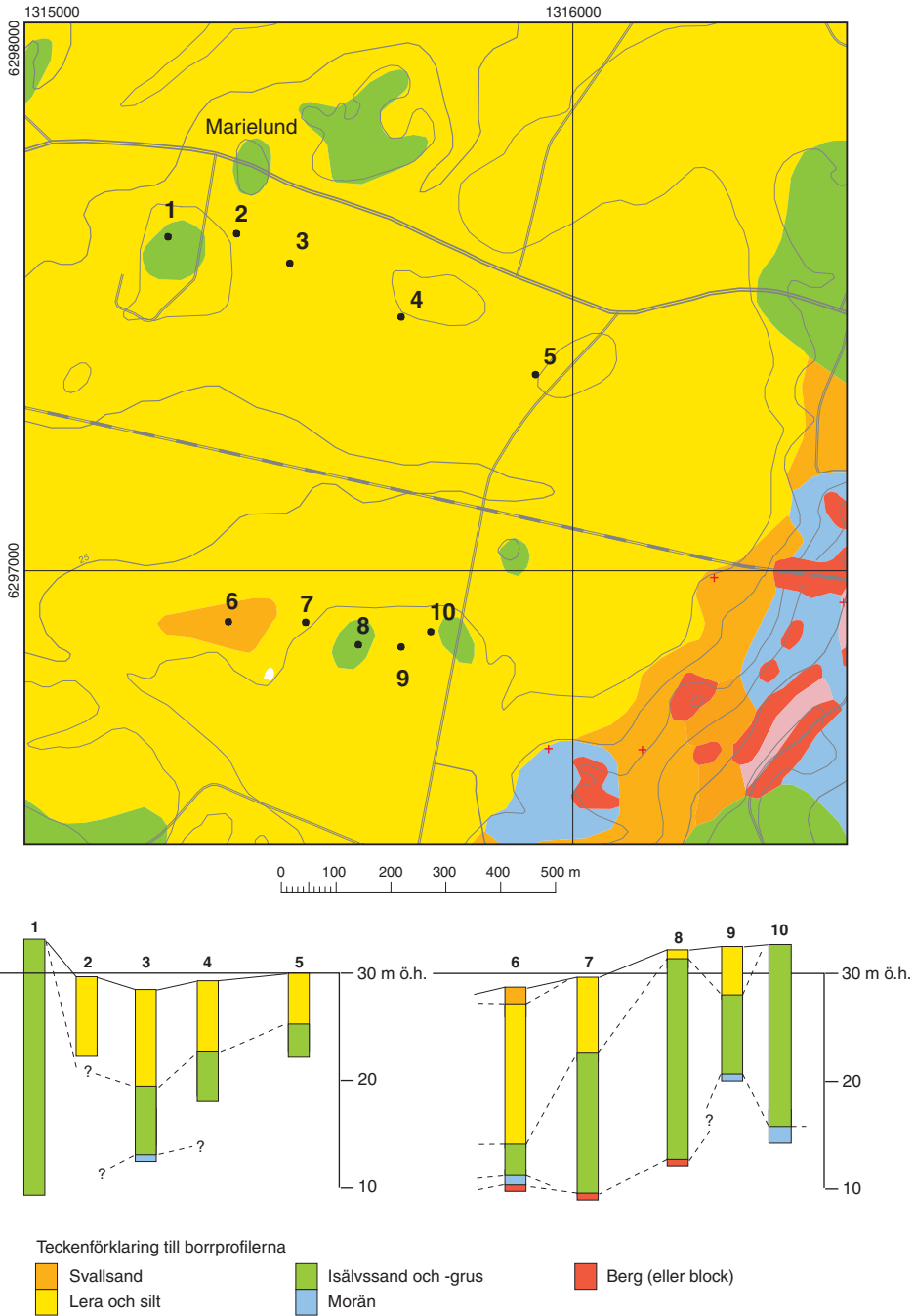


Fig. 21. Den förmodade stratigrafin vid Marielund (9 d) baserad på sonderingsborringar. För kartan gäller jordartskartans färger och beteckningar.

The stratigraphy at Marielund (9 d) based on reconnaissance borings.

angränsande kartområde. Deltat har en stenig och grusig ytbädd men består i övrigt av sand med en mäktighet kring 10 m. Djupet ökar dock vid Suseån till ca 30 m, vilket framgår av att man alldeles vid ån borrat genom ca 10 m sand och deltaplanet, som är genomroderat av Suseån, ligger ca 20 m över ån.

Omkring 1,5 km söder om Kvibille kyrka (9d) finns en isolerad kulle med sand och grusig sand i markytan. Möjligen är det ett litet delta med en kort antydan till matarås ("feeding esker") i nordöstra spetsen av avlagringen.

Vid Nyårsåsens nordostspets finns vid Fastarp (9d) ytterligare en antydan till randbildning i form av en grusrygg med tydligt krön utsträckt i öst–väst. Från denna kan man följa en mycket tydlig och välformad rullstensås mot nordost, nästan fram till ett större delta vid St. Danstorp (9e). Åsen höjer sig 5–10 m över den omgivande leran. En skärning i åsen vid järnvägen avslöjar att ryggen är uppbyggd av grus. Ett mindre källflöde finns i åsen där den är genomskuren av Hasslebäcken.

Stora delar av deltat vid St. Danstorp är numera utbrutet, och verksamheten har övergått till brytning och krossning av berg. Deltat var uppbyggt till ca 60 m ö.h. Isälvsavlagringen kan följas ytterligare en dryg kilometer mot nordost som en småkuperad grusavlagring. En förhöjd blockhalt i gruset gör avgränsningen mot omgivande morän osäker.

Möjligen kan man spåra en fortsättning på randbildningen vid Fastarp söderut mot Holm (8d), vilket också Caldenius (1966, fig. 18) gjort. Strax nordväst om Holm finns en tydlig rygg (tvåårs enligt Johansson 1972) orienterad i NNV–SSO mellan uppstickande bergklackar. I några relativt grunda skärningar har iakttagits grovt grus, men det är oklart om det är svallgrus eller isälvsgrus. Över huvud taget är avgränsningen av isälvsedimenten i området mycket osäker. De tycks dock omsluta höjden med morän och berg vid Holm. Ett ca 10 m djupt grustag har funnits strax öster om Holms kyrka. Avlagringen (Holmsterrassen enligt Johansson 1972) är genomskuren av en smal och djup dalgång i vilken Nyrebäcken rinner. I den isolerade sydliga delen av terrassen har också funnits en 6–10 m djup täkt i stenig sand.

En randbildning som bildar en mycket tydlig höjdrygg mellan uppstickande berg vid Slangemöllan (8e) har också markerats som en isälvsavlagring på jordartskartan. Ryggens bildningssätt är dock mycket osäker. Rikligt förekommande fornlämningar på höjden har förhindrat provgrävningar. En ytlig handborrning ner till ca 1,5 m visade på sand och grusig sand, som dock mycket väl kan vara svallsand. Däremot finns det enligt ett brunnsprotokoll ca 23 m sand i sydöstra delen av ryggen, strax väster om Slangemölla (6294240/1320900). På den geologiska kartan Aa 198 är den markerad som en moränrygg med svallat ytskikt.

Till Harplingeområdets isälvsavlagringar har för enkelhetens skull också förts ett antal små förekomster med grus och sand i trakten av Nannarp (9e). Förutom en större sammanhängande isälvsavlagring, uppbyggd till 55–60 m ö.h. och bestående av stenigt grus med skikt av sand (fig. 22), finns ett antal små kullar med grovt grus i lerområdet. Brunnborrningar saknas i området, men de isolerade kullarna med grus kan mycket väl tänkas ha kontakt under leran.

Ytterligare ett par grusavlagringar, som av Caldenius m.fl. (1966) förts till gruppen randbildningar, finns vid Gullbrandstorp (8c) och Strandlida (7c). I båda fallen utgörs de av åsliknande ryggar som utgår från höjder med morän och berg. Vid Gullbrandstorp kunde i en då öppen täkt (6290374/1312693) noteras att en upp till 2 m mäktig packe med ett moränartat sten- och blockförande sandigt sediment täckte mer än 4 m sand (fig. 23). Sanden är delvis massiv, delvis planparallellt skiktad. I den södra delen av täkten finns strukturer som kan tolkas som glacialtek-



Fig. 22. Husbehovstäkt i isälvsavlagringen vid Nannarp (9 e, 6295308 1322305). Foto förf. 2001.
A small gravel-pit at Nannarp (9 e).



Fig. 23. Detalj från skärningen strax öster om Gullbrandstorp (8 c, 6290374 1312693). Ofullständigt sorterat moränliknande grusig och stenig sand överlagrar mer än 4 m sand. Foto förf. 2001.

Glaciofluvial sand overlaid by a diamict gravelly and stony sand just east of Gullbrandstorp (8 c).

tonik, med överskjutning, veckning m.m. från nordost. Iskilar förekommer också i den ytligare delen av skärningen. Täkten är beskriven i detalj av B.-O. Gustafsson (1989).

Vid Strandlida finns en någon meter hög rygg som börjar vid Rosendal och sträcker sig mot sydost. Den har form och dimensioner som en rullstensås, men ligger längs sluttningen som en strandvall. En ca 2 m hög skärning centralt belägen i ryggen innehåller välrundat stenigt sandigt grus, i östra sluttningen överlagrat av ett utkilande moränlikt lager. Ryggen är högst i nordväst och blir lägre mot sydost. Efter ca 350 m övergår ryggen i en terrass, som fortsätter på samma nivå österut. Nedanförr ryggen utbreder sig ett stort område med grusiga och sandiga, delvis terrassformiga svallsediment. I den norra delen av den tudelade avlagringen finns en gammal igenrasad 6–7 m djup täkt (6289280/1311200). I övre delen av täkten kan grusig sand, sannolikt

bestående av isälvs sediment, grävas fram. Sanden överlagras av ett tunt moränliknande lager. Täkten ligger i en stor flack och bred rygiform med nord–sydlig utsträckning. Rikligt med stora block i markytan ger avlagringen en moränligt utseende.

2. Isälvsavlagringarna i Nissans dalgång

I norra delen av Halmstad tätort finns en av de största randbildningarna inom det karterade området. Vapnö-Galgbergsdeltat (Vapnö randplatå enligt Nelson 1910, Vapnö-Galgbergsterrassen enligt Caldenius 1966), bildar den mest distala delen av den isälvsavlagring som nästan helt fyller ut Nissans och Sennans dalgångar. Isälvsavlagringen utgörs av ett randdelta med toppytan drygt 60 m ö.h. Bildningen har mycket branta sluttningar mot sydväst och sydost, något flackare mot norr. Tydliga dödskontakter och ett antal strandlinjer på randdeltats sluttningar har dokumenterats av bl.a. Caldenius m.fl. (1966, fig. 24). En mycket stor, numera delvis efterbehandlad täkt finns i den nordvästra delen av bildningen. Det mer än 40 m höga randdeltat har beskrivits i ett antal arbeten, se exempelvis Lundbohm (1887), Caldenius m.fl. (1966), Lind (1977) och Fernlund (1988). En sammanställning av de flesta borrhningar som gjorts i deltat och dess omgivningar har gjorts av WSP (2003a). Av de brunnsborrhningar som gjorts i bildningen framgår att materialsammansättningen växlar. Enligt Engdahl m.fl. (1994) utgörs materialet i den stora tükten till ca 30 % av grus och sten och resten av sand. Det finns dock uppenbarligen lera och lerblandad sand också i deltat. Borrhningar visar att det centralt i avlagringen förekommer grus och sand ner till 20 m under grundvattennivån, och de sorterade sedimentens totala mäktighet uppgår till närmare 80 m.

En betydligt mindre och lägre randbildning finns strax nordost om Vapnö-Galgbergsdeltat, ca 1 km söder om Vrangelsro (8e). En relativt stor grustäkt finns i den nordvästra delen, medan den sydöstra delen bildar några höga och branta kullar samt en tydlig, ca 200 m lång rygg orienterad i nordväst–sydost. I nämnda täkt har endast den nordvästra delen varit tillgänglig under karteringstiden. Tükten var då 13–14 m djup och bestod i huvudsak av välsorterad sand. Överst fanns en ytbädd bestående av ca 1 m stenigt, sandigt grus. I nordvästra delen av tükten, vid den mycket flacka distalsluttningen, överlagrades sanden av planlaminerad silt och finsand med en del grus och sten, se figur 24.

Ännu en rygiformad randbildning finns ca 1 km norr om Sperlingsholm (7e). Färska skärningar saknas i den ca 10 m höga ryggen, men det tycks ha brutits grovt, stenigt grus i den östra delen, där man fortfarande ser spår efter en mindre täkt. Sannolikt hänger denna randbildning samman med det stora randdeltat vid Älvasjö (8e), av Caldenius m.fl. (1966) benämnt Karlstorpafure. Deltat, vars överyta når ca 55 m ö.h., har utsatts för ett hårt exploateringstryck, och hyser flera stora grustag i den västra delen. I det 5–15 m djupa grustaget som är beläget VSV om Älvasjö har noterats att deltats ytbädd består av ca 2 m stenigt grus, medan mellanbädden består av sand med en del tunna lager av grus och stenigt grus (fig. 25). Lagren stupar i västlig och sydvästlig riktning. Deltat har en brant och starkt kuperad proximalsida i öster. Den västra (distala) sluttningen är mycket flack och övergår i finsand (ev. svallsand) och lera, som dock tycks underlagras av isälvs material. Ungefär samma lagerföljd finns i grustaget ca 1 km VNV om Älvasjö. I deltat har borrats genom 35 m grus och sand. Möjligen är det en matarås ("feeding esker") till deltat som kan följas mot nordost som en närmare 5 m hög rygg ca 1 km norr om Älvasjön. Ryggens form har med största sannolikhet förstärkts genom abrasion längs den sydöstra



Fig. 24. En stor täkt i randbildningen söder om Vrangelsro (8 e, 6290613 1320775). Översiktbild till höger (fotot taget mot norr) och detalj av övre delen av den västra väggen med planlaminerad, stenförande sand och silt till vänster. Foto förf. 2001.

The northern part of a marginal deposit of sand and gravel (right), and a detail from the western part of the pit with laminated sand and silt with cobbles overlaying sand. South of Vrangelsro (8 e).



Fig. 25. Mellanbädd av sand och grusig sand i deltat VSV om Älvasjö (8 e, 6292414 1321918). Foto förf. 2002.

Foresets of sand and gravelly sand in a glaciofluvial delta WSW of Älvasjö (8 e).

sluttningen, och ett ganska tydligt hak finns ca 50 m ö.h. Ryggen har tidigare tolkats som en moränrygg (Caldenius m.fl. 1966) och dess bildning och uppbyggnad är osäker.

Strax norr om Älvasjö (vid koord. 629300/132280) har i samband med byggnation dokumenterats upp till 4 m sand som underlagras av lera (Pässe, oregistrerad dokumentationsupp-gift). Lerans utbredning är oklar, men samma lagerföljd, dvs. tjockare sandlager på lera torde finnas på fler ställen i området, men det är oklart hur utbredd den underlagrande leran är.

Liknande lagerföljder, dvs. mäktiga sandavlagringar underlagrade av lera, förekommer framför allt i de extramarginala deltana på Laholmsslätten, se nedan.

Möjligen är det en östlig del av samma delta som bildar ett utbrett plan kring 55–60 m ö.h. nordost om Arlösa (8f). Mot Nissans nuvarande dalgång övergår deltaplanet i storkuperade kullar med grus och sand omväxlande med uppstickande bergblottningar och moränkullar. Sedimentmäktigheten kan uppgå till 15–18 m enligt sonderingsborrningar som gjorts ca 1,5 km NNO om Arlösa gård. Mäktigheten är dock mycket varierande eftersom det i deltaplanet sticker upp någon enstaka liten häll. Av sonderingarna att döma dominerar sand i avlagringen, men möjligen förekommer även lager av kohesionsmaterial (silt och lera). Dock förekommer upp till 4 m grus i enstaka små skärningar i några kullar 500 m respektive ca 1 km norr om Arlösa gård, varför det också är svårt att förutsäga sedimentens sammansättning.

En liten vindlande och splittrad rullstensås, som kan följas in mellan moränhöjderna mot nordost, knyter samman Arlösaavlagringen med det utbredda sedimentområdet öster om Åled (8f). Framför allt vid samhället Åled präglas isälvsavlagringarna av dödisformer och den djupt nedskurna floddalen som Nissan rinner fram i. Av brunnsborrningar att döma är sediment-sammansättningen mycket växlande, och i en borrning i samhället (på Nissans östra sida) har man registrerat 36 m sand och grus utan att nå underlaget. I ett par små tillfälliga skärningar i samhället har några meter relativt grovt grus dokumenterats.

Sedimentplanet öster om Åled består till stora delar av lera och silt med betydande mäktighet. Avgränsningen av isälvsavlagringen är delvis mycket osäker, och möjligen har en del grövre svallsediment underlagrade av lera införlivats med isälvsedimenten. Öster om silt- och lerområdet vid Enslövs kyrka (8f) bildar isälvsedimenten ett tydligt deltaplan kring 55 m ö.h. Av några mindre skärningar att döma består de översta 1–3 metrarna av grus. Därunder tycks en relativt finkornig, skiktad sand med en del tunna silt- och lerskikt dominera. Sedimentens mäktighet minskar starkt från 30–40 m i den centrala delen av dalgången till några få meter i den östligaste delen.

Samma, något oklara lagringsförhållande tycks fortsätta upp i Nissans dalgång, liksom en bit upp i bidalen längs Sennan. Lera och silt påträffas lokalt i sluttningarna, medan kullarna och de större plåtåerna tycks innehålla sand och grus. Enligt de grundvattenundersökningar som gjorts (Kjessler och Mannerstråle 1976) förekommer det lokalt upp till 20 m mäktiga lager med silt och lera under- och överlagrade av sand och grus i dalgången. Ett större tegelbruk har funnits strax nordost om samhället Sennan, se under avsnittet om glacial lera. Möjligen skulle en del av de sandiga och grusiga isälvsedimenten markeras som ”isälvsediment underlagrat av lera” i likhet med de extramarginala deltana på Laholmsslätten, men avgränsningen är så osäker att detta inte har låtit sig göras. Rikligt med dödisgropar och iskontaktformer förekommer i dalgången. Ryggformade kullar och plåtåer med en relativ höjd på 15–20 m är vanliga. Samma typ av sediment följer Nissandalen mot norr och fortsätter in på angränsande kartområde.

Dalgången längs Sennan har sannolikt till största delen varit fylld av isälvsediment upp till 50–55 m ö.h. Sennan har senare eroderat en 20–25 m djup, vindlande fåra i sedimenten. I en ca 10 m djup täkt i allra nordligaste delen av kartområdet, omedelbart väster om ån, finns en övre del med trågorsskiktad grus och sand, medan sedimenten i sydöstra delen av täkten domineras av finsand. Sammansättningen växlar dock mycket starkt både i vertikal och horisontell led i täkten.

3. Skedalaavlagringen

Skedala samhälle (7 f) är beläget på en långsträckt, helt plan och mot väster svagt sluttande deltayta. Nivån stiger från ca 35 m ö.h. i väster till ca 55 m ö.h. i trakten av Marbäck (7 g). Distalsidan på deltat är genomsatt av ett antal korta, ravinliknande erosionsfåror. Omedelbart öster om Skedala samhälle finns ett tydligt, ca 5 m högt erosionshak som utgår från ett större hållområde vid Fylleån. Möjligen är haket ett resultat av Fylleåns erosion vid en tidpunkt då havsnivån fortfarande var 45–50 m högre än idag. Deltaytan öster om haket når ca 50 m ö.h. Samma nivå återkommer sydväst om Tolarp (7 f). Enstaka brunnborrningar i trakten av Tolarp visar att det under några tiotal meter sand kan förekomma mäktiga lerlager. Sanden har tolkats som en extramarginal deltaavlagring med underlagrande finkorniga sediment och bildningens östra avgränsning har lagts utmed ovan nämnda erosionshak.

Utbredda fält med grus och grusig sand sprider sig in mellan bergklackarna i trakten av Tolarp. Jordartens sammansättning på djupet är sämre känd. Några mindre husbehovstäkter visar att grus och grusig sand dominerar till 2–3 m djup. Caldenius m.fl. (1966, s. 63 och fig. 21) redovisar dock mera komplicerade lagerföljder än så från trakten av Tolarp, varför det är vanskligt att förutsäga vilka typer av sediment man påträffar på djupet. I samma beskrivning antyds också att det inom området finns belägg för en isframstöt i ett sent stadium av isavsmältningen inom området. Inte långt därifrån, på ett antal lokaler söder, väster och nordväst om Skedala har Pässe (under arbete) påträffat fragment av organiskt material i sand, lera och moränliknande jordarter, vilket av Pässe också tolkats som ett resultat av påverkan från en lokal glaciation i ett sent skede av isavsmältningen, se även i avsnittet om inlandsisens avsmältning och strandförskjutningen. I den i övrigt helt plana deltaytan förekommer en del ganska oansenliga spår efter dödis (fig. 26) men också breda och grunda erosionsfåror.

Det mer eller mindre sammanhängande deltaplanet genombrutet av bergklackar och moränhöjder stiger mycket långsamt mot öster och når sydost om Skärkered (7 g) ca 60 m ö.h. De centrala delarna av avlagringen tycks domineras av sand med en del siltskikt. Det finns dessutom enstaka borrhoppgifter om lera under grus eller sand. Däremot har på flera ställen stenigt, mycket välrundat grus iakttagits i de mera kuperade, och av dödis präglade delarna i anslutning till moränterrängen. Bland annat finns strax öster om Torvsjön (7–8 f) ett grovt, stenigt grus i de låga kullarna. De delar av isälvsavlagringen som fortsätter upp i moränterrängen över 55–60 m ö.h. präglas till stor del av dödisformer och småkullighet i kombination med en del rullstensåsar. Genomgående tycks isälvsavlagringarna vara grövre på nivåer högre än 60 m ö.h. och består där till stor del av grus och stenigt grus.

Gruset följer Lillåns dalgång mot nordost och bildar ett gles nätverk med små isälvsavlagringar i det storkuperade området mellan Marbäck (7 g) och Marbäckshult (9 g). Ett relativt smalt stråk med åsar och gruskullar utgår från deltaytan söder om Ättarp (9 f) i Nissans dalgång och mynnar i utbredda grus- och sandfält kring Herteredssjön strax väster om Hertered (8 g). I de smala dalgångarna som sammanstrålar från norr och nordost i Herteredsfältet finns 2–6 m höga och ofta vindlande rullstensåsar med anslutande smala åsgrusbälten och dalfyllnader. Åsarna kan lokalt vara uppbyggda av förvånansvärt grovt grus med hög sten- och blockhalt. Grusets mäktighet torde dock vara begränsad till några meter.

4. Eldsbergaåsen

Eldsbergaåsen är den kanske mest kända och beskrivna grusåsen i södra Halland. Delvis är detta avhängigt dess storlek och inverkan på landskapsbilden. Åsens morfologi har också av ett antal geologer utnyttjats i samband med rekonstruktioner av isavsmältning och israndlägen i södra Halland (se bl.a. Nelson 1910, Robison 1983, Fernlund 1988, Breum Andersen 2001 m.fl.). Dessutom har grundvattentillgångarna i åsen undersökts i flera omgångar (se bl.a. Kjessler & Mannerstråle 1984 och Thunvik m.fl. 1998).

Åsen består av ett par tvärsar orienterade i nordväst–sydost sammanbundna av en nästan kilometerbred, flack och 10–20 m hög rygg, som kan följas till Tönnersjö (6g). Där vidtar en av dödisformer präglad grusavlagring som kan följas till Simlångsdalen och vidare norrut.

De två tvärsarna vid Tönnersa (5f) och Perstorp (5f) har tolkats som randlägen. Sannolikt har formerna delvis skärpts av senare abrasion. Framför allt gäller det tvärsen vid Tönnersa. Den senare är ca 2,5 km lång och har en relativt markerad sydöstlig del och har en 10–15 m hög distalbrant ut mot havet. Bortsett från abrasionshaket framträder den nordvästra spetsen på tvärsen inte morfologiskt. Isälvs materialets utbredning är osäker i denna del av åsen och De Geer (1893) har inte heller införlivat den nordvästra delen i tvärsen. Enligt Johansson (1972) skall jorddjupet vid tvärsen lokalt vara blott 7–10 m. Möjligen kan man ana en fortsättning på tvärsen mot sydost under leran. Vid en brunnsborring vid gården ca 900 m SSO om Tönnersa gård (5f) har man nämligen påträffat 24 m sand och grus under 27 m lera.

Eldsbergaåsen når en topphöjd kring 45 m ö.h. (vid Eldsberga kyrka finns dock en liten kulle som når 55 m ö.h.) och har mjukt rundade former, förmodligen utjämnade genom svallning. En del grunda dödisgropar finns dock bevarade vid bl.a. Eldsberga samhälle, och en större dödisgrop bildar den andra tvärsens nordsida vid Perstorp.



Fig. 26. En grund dödishåla i sand vid Bäckaskog (7f, 6286476 1327738), ca 50 m ö.h. Foto förf. 2002.
Traces of dead-ice in sand at Bäckaskog (7f), about 50 m a.s.l.

Färska skärningar saknas i den del av Eldsbergaåsen som ligger sydväst om järnvägen. Där-
emot finns äldre dokumentation av skärningar. Av dessa framgår bl.a. att det i ett grustag i
tvärsåsen vid Tönnersa funnits en 5–6 m djup grustäkt i horisontellt lagrat, välsorterat grus med
sandskikt (Nelson 1910, fig. 45 och 46). Strax sydväst om tvärsåsens södra del har det funnits
en täkt vid Genevadsån i hårt packad morän med runda stenar överlagrande välsorterad sand
(Mohrén & Larsson 1968, s. 52). Vid L. Fladie (5f), gården ca 1,5 km väster om Eldsberga
kyrka, har liknande förhållanden noterats. Eldsbergaåsens uppbyggnad är över huvud taget
komplex, vilket bl.a. visas av att det enligt en brunnsborrning placerad i grustaget ca 1 km väster
om Eldsberga kyrka påträffats lerlager såväl mellan 6 m och 8 m under markytan som under
31 m i grus- och sandlager. Materialsammansättningen i det numera avslutade grustaget 400 m
väster om Eldsberga kyrka redovisas av Mohrén & Larsson (1968, fig. 25). Uppenbarligen väx-
lar sammansättningen mellan sand och mycket grovt grus. Påsse (opublicerade uppgifter från
början av 90-talet) har dokumenterat ett stenigt isälvsgrus med kraftiga deformationsstrukturer
i samband med dubbleringen av järnvägsspåret genom Eldsbergaåsen.

Norr om Eldsberga samhälle har grävts och borrats genom mer än 46 m sand och lerig
sand, vilket visar att sedimentmäktigheten i åsen kan vara betydande. Avgränsningen av åsen
mot svallsediment är osäker. I en ca 3 m djup grustäkt ca 900 m norr om Eldsberga kyrka har
noterats ca 1 m svallgrus, överlagrande en stenhorisont med vindslipade stenar. Därunder finns
ytterligare 2 m sand och grusig sand, som bedömdes vara isälvs sediment, men vars genes är
mycket osäker (fig. 27).

En andra liten täkt finns ca 2,5 km nordost om Eldsberga kyrka, i åsens centrala del, allde-
les ovanför sluttningen ned mot dödishålan sydost om Perstorp. I den ca 10 m djupa täktens
östra sida fanns en ca 5 m hög färsk skärning. Där syntes snedställda skikt av finsand (<20 cm
tjocka) och lera (5–10 cm tjocka) stupande mot söder och sydost. De finkorniga sedimenten är
överlagrade av svallsediment bestående av grusig sand. Den sydvästra delen av täkten består av
planparallellt skiktat stenigt sandigt grus. Det grova materialet är ofullständigt sorterat. Bara
den översta halvmeter eller metern är välsorterad, och utgörs antagligen av svallsediment.

Kring Perstorp (6f) har gjorts omfattande borrningar och grundvattenutredningar, se bl.a.
Kjessler & Mannerstråle (1984, 1992 och 1997a). Eldsbergaåsen bildar ett brett plan nordost
om Perstorp. I de centrala delarna finns upp till 25–30 m grovkornigt material, medan det före-
kommer mäktiga lager med kohesionsmaterial (silt och lera) under de plana sandområdena som
omger den grova kärnan. På jordartskartorna har också gjorts ett försök att avgränsa de områden
där mäktigare sand och gruslager underlagras av kohesionsmaterial. Dessa delar har förts till de
områden som klassificerats som extramarginala deltan.

De små sjöarna som finns i det av dödis präglade området nordost om Tönnersjö avvattnas
genom Alslövsån, som skurit genom de sandiga och siltiga sedimenten. Grundvattenläckage
förekommer lokalt utmed sluttningarna, och Halmstads kommun utnyttjar Eldsbergaavlag-
ringen som grundvattentäkt sydväst om Tönnersjö (se bl.a. Kjessler & Mannerstråle 1997b och
Sweco VBB VIAK 2001).

Utmed moränsluttningen norr om Stjärnarp (6f) finns några små terrassartade isälvsav-
lagringar kring nivån 55–60 m ö.h. I en mindre täkt har där observerats ca 1 m horisontellt
skiktat grus och grusig sand som sannolikt utgörs av svallsediment. Därunder vidtar ett grovt
isälvs material bestående av grus med hög stenhalt. Enstaka finsand- och siltskikt har noterats i
täkten (fig. 28).



Fig. 27. Ca 1 m sandigt svallgrus överlagrande ett förmodat isälvsgrus. Husbehovstäkt ca 1 km norr om Eldsberga k:a (5 f, 6278795 1327400). Foto förf. 2002.

About 1 m wave-washed sandy gravel covering glaciofluvial gravel, 1 km north of Eldsberga church (5f).

Omkring 2 km öster om Perstorp, på sluttningen mellan Eldsbergaåsens högsta del och Als-lövsåns ravinartade dalgång sticker en vacker, vindlande, 5–8 m hög och knappt kilometerlång rullstensås upp över omgivande sandsluttning. Mohrén & Larsson (1968 s. 54 och fig. 21) har tolkat åsen som en matarås till tväråsen vid Perstorp. Åsen utgår också från den stora dödishålan vid Perstorp (se ovan). Krönet är relativt skarpt, om än inte getryggsformat. Åsens kärna tycks bestå av stenigt grus med enstaka block att döma av ett par igenvuxna små grustag. Bortsett från krönet är åsen täckt av finsand. Sydöstra sluttningen på åsen är högre och brantare än nordvästra. Av den seismiska profilen D som Kjessler & Mannerstråle (1984) presenterat skulle man kunna dra slutsatsen att åsen underlagras av kohesionsmaterial. Om så skulle vara fallet är åsens bildningssätt mycket svårförklarligt.

Ett mycket stort grustag finns strax nordost om Perstorp. När grustäkten besöktes 2002 kunde man se ett mindre parti med stenigt grus delvis överlagrat av lera och silt. De finkorniga delarna var genomsatta av förkastningar. Gruset är ofullständigt sorterat, 2–3 m mäktigt och underlagras av sand, som också är genomsatt av ett stort antal små förkastningar. Större delen av de synliga täktväggarna består dock av sand. Täkten har dokumenterats av Fernlund (1988), som tolkar avlagringen som en deltabildning vars överyta når 59,6 m ö.h. Deltats ytbädd har deformerats genom utsmältning av inbäddade dödisblock, och i de då bildade sänkorna har avsatts silt och lera i relativt lugnt vatten. Det glacialt avsatta gruset och sanden överlagras av några meter svallsediment.

En mycket ingående dokumentation och tolkning av lagerföljden har gjorts av Breum Andersen (2001). Resultatet av hans undersökningar kan mycket förenklat sammanfattas i följande. Ett understa grus- och sanddominerat isälvsmaterial avsattes subglacialt eller omedelbart utanför isranden som en åsbildning respektive iskontaktdelta i öppet hav. Detta grövre material täck-



Fig. 28. Husbehovstäkt med ca 1 m grusig svallsand på grovt isälvsgrus, strax norr om Stjärnarp (6 f, 6283280 1327400), se även Mohrén & Larsson (1968, fig. 22). Foto Magnus Persson 2002.

Gravelly and stony glaciofluvial deposit overlain by 1 m gravelly wave-washed sand. 1 km north of Stjärnarp (6f).

tes lokalt av lera och silt, som avsattes under en marin transgressionsfas. Lagerföljden avslutas uppåt av tunnare svallsediment, i några sänkor överlagrade av flygsand och grusiga och sandiga sediment avsatta i lokala sjöar.

Både sydost och nordväst om den centrala delen av Eldsbergaåsen mellan Perstorp och Tönnersjö vidtar ganska utbredda deltaytor dominerade av sand, finsand och silt. Dessa finkornigare partier av Eldsbergaavlagringen har förts till de extramarginala deltabildningarna i vilka man finner mäktiga silt- och lerlager under relativt tjocka lager med framför allt sand. I en tillfällig skärning strax sydost om Bruket (6g) dokumenterades en lagerföljd som bestod av drygt 5 m mer eller mindre horisontellt skiktad sand och finsand med några siltskikt. Övre delen är genomsatt av strukturer som tyder på omfattande porvattenavgång, s.k. "convolute bedding" (fig. 29). Ett par mycket tunna och flera meter djupa iskilar hade följts genom täkten i samband med brytningen.

Omkring 500 m sydväst om Tönnersjö kyrka korsar en liten rullstensås Alslövsåns 15–20 m djupa dalgång. I en liten täkt i kanten av åskärnan, som når med krönet upp till det omgivande sedimentplanet, syns stenigt åsgrus. Detta överlagras delvis av svallsand, men även skikt med svallgrus och silt. Gruspartiklar och stenar i åskärnan är delvis kraftigt frostsprängda och vittrade.



Fig. 29. Sand med strukturer sannolikt orsakade av porvattenavgång ("convolute bedding"), strax sydost om Bruket (6 g, 6280134 13313378). Foto förf. 2002.

Convolute bedding in sand south-east of Bruket (6 g).

1 till 2 kilometer nordost om Tönnersjö övergår den relativt plana delatytan i betydligt mera kuperade grusavlagringar med rikligt förekommande, vanligen vattenfyllda dödisgropar samt åsar och kullar. Sannolikt kan man spåra den centrala, subglacialt avsatta åsen via de talrika sjöarna och åsryggarna upp mot Simlångsdalen (8 g–h). Sjöarna nordost om Tönnersjö har i de flesta fall en mycket högt stående vattenyta, ofta inte mer än 1 m under deltaplanet. Man kan av det möjligen dra slutsatsen att de finkorniga sedimenten är mera utbredda under gruset och sanden än vad som framgår av kartan.

Isälvsedimenten blir allt grövre mot nordost. Framför allt i åsarna finns ofullständigt sorterat stenigt grus och strax norr om Hunesjön (6 g) har påträffats mindre partier med ren blockjord i en tvärställd rygg (fig. 9).

Från St. Skärsjön (7 g) och nordostut är isälvsedimenten mycket grova, och i de små skärningar som förekommer i området påträffas bara stenigt grus. På isälvsavlagringarna förekommer en del block varför jordarten lokalt får ett moränartat utseende. Ett antal rullstensåsar bildar flera hundra meter breda åsnät som omges av småkulliga grusavlagringar. Isälvsedimentens mäktighet är dåligt känd eftersom brunnsborringar i stort sett saknas, men några seismiska profiler som SGU upprättat vid Balasjön (7 g) och St. Skärsjön (7 g) ger en antydning om att mäktigheten kan variera mellan 5 m och 15 m.

I dalgången mellan Balasjön och Brearedssjön (8h) finns flera i dalen centralt belägna rullstensåsar. Isälvsstråket ansluter till Fylleåns dalgång vid Simlångsdalen, och bildar där en dalfyllnad med terrasser, plataer och enstaka kullar. Korta åsar kan följas utmed sjön Simlängen (8 h), men kullar och terrasser med omväxlande grus och sand dominerar i det natursköna landskapet (fig. 30).

Vid den lilla åsen ca 500 m öster om Breareds kyrka (8 h) har borrats för kommunal vattentäkt varvid man noterat upp till ca 20 m mäktiga lager med grus och sand med god genomsläpplighet. En seismisk undersökning som gjorts i det småkuperade området mellan sjön Simlängen och Töddesjön (7 h) ger en antydning om att Simlångsdalens centralt belägna, relativt grova isälvsediment kan vara upp mot 50 m mäktiga. Av de översta metrarna att döma, dominerar grus och stenigt grus, men skikt och linser av sand förekommer. Eftersom avsättning av sediment skett i kontakt med dödis och i mycket växlande vattenföring kan man förvänta sig att sedimentens sammansättning varierar.

Från Töddesjön och norrut omges isälvsavlagringen i dalbotten av höga bergbranter. Sedimenten bildar terrasser med dödisgropar på nivåer upp till 80–85 m ö.h. utmed dalsidorna. Borrningar och seismiska undersökningar visar att isälvsedimenten kan ha en avsevärd mäktig-



Fig. 30. Kullar med isälvs sediment i Simlångsdalen vid Lillared (8 h, 6292697 1337551). Foto förf. 2002.
Kames with glaciofluvial sediments at Lillared (8 h).

het i den norra delen av Simlångsdalen, se sammanställningen i figur 31. Ett av de mera imponerande områdena med dödisformer, dvs. kullar, ryggar och dödisgropar, ligger dolt i granskogen ca 500 m norr om Gyltinge (9 h–i). Enstaka dödisgropar kan där bli närmare 20 m djupa och ha mycket branta iskontaktssluttningar. Sedimentens sammansättning är inte känd, men man kan förmoda att det till övervägande del finns grovt material i ryggarna. Enligt Johansson (1972) har det i den numera efterbehandlade täkten drygt 500 m nordväst om Gyltinge brutits sten, grus och sand i växellagring. En seismisk undersökning i den gamla täkten gav vid handen att det kan finnas ett närmare 50 m mäktigt grus- och sandlager kvar på platsen. På andra sidan Fylleån, ytterligare 500 m mot nordväst finns resterna av ett efterbehandlat sandtag. I en kvarvarande, 4–5 m djup skärning finns planlaminerad sand, huvudsakligen finsand, och siltig sand.

Norr om Bårered (9 i) vidgar sig dalen vars botten där är helt utfylld med ett grovt stenigt grus. Gruset bildar en utbredd, låg plåtå vars yta är genomsatt av grunda strömfåror. Stenhalten är mycket hög i markytan, vilket föranlett äldre tiders jordbrukare att samla sten i långa strängar på de fortfarande delvis öppna fälten längs Fylleån. Sedimentmäktigheten har där lokalt konstaterats uppgå till 60 m enligt en seismisk undersökning som gjorts av SGU. Den seismiska profilen ger dock en antydning om att sedimenten är relativt finkorniga, vilket alltså skiljer sig från sammansättningen i ytan.

5. Roshultsområdet

Under detta namn har sammanförts flera mycket små och splittrade åsstråk som uppträder i den flacka morän- och torvmarksdominerade terrängen på höglandet. De relativa nivåskillnaderna i området är små, bl.a. beroende på den utjämnande effekt som torvmarkerna har.

Isälvsavlagringarna ligger helt inom C-karterat område, huvudsakligen skogträckt och till största delen inom militärt övningsområde. Avgränsningen av de små rullstensåsarna med omgivande grus- och sandavlagringar är därmed mycket osäker.

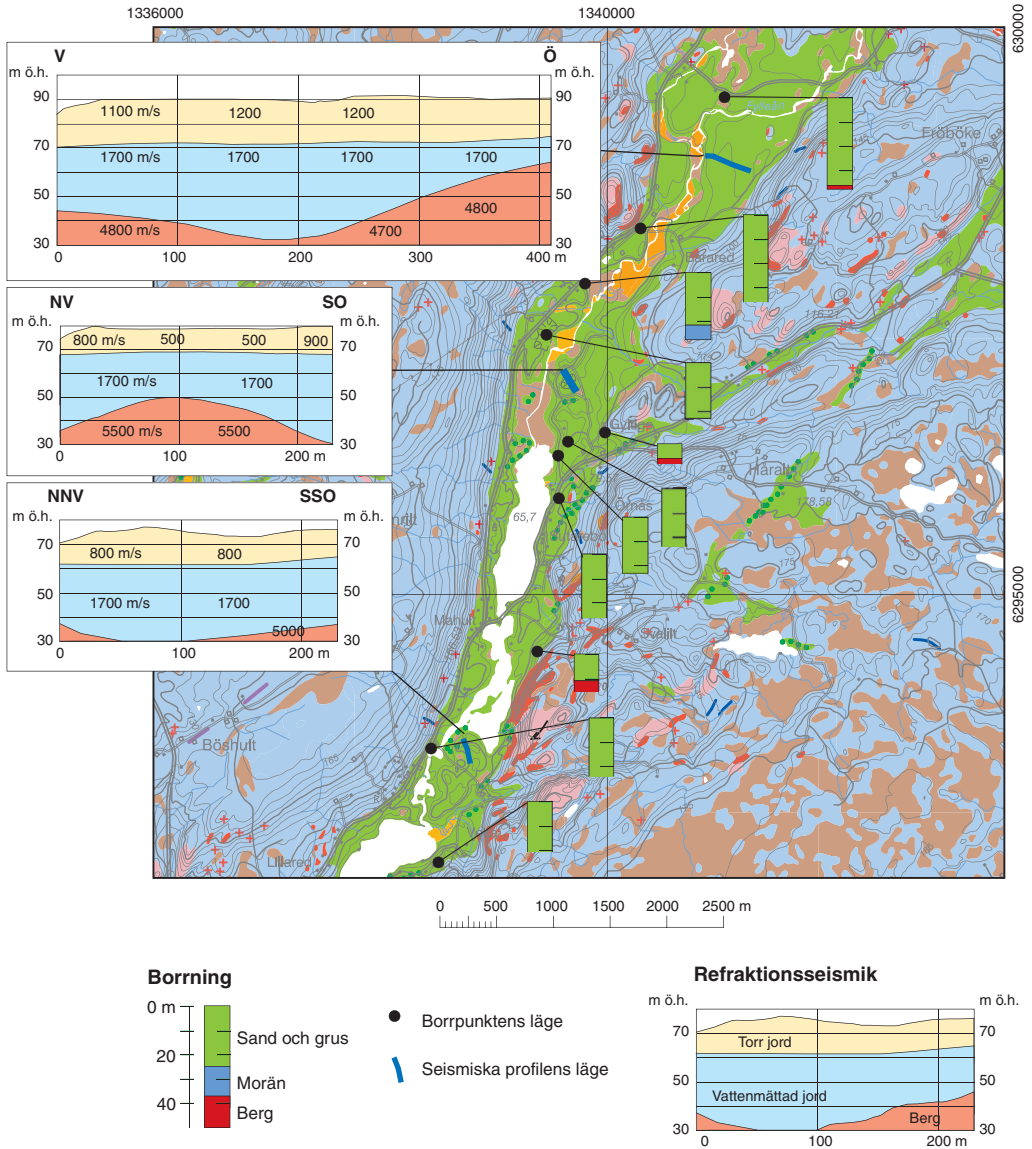


Fig. 31. Sammanställning av brunnborringar och en del av de grundvattenundersökningar som SGU gjort i Simlångsdalen. För kartan gäller jordartskartans färger och beteckningar.

Compilation of some of the results from ground-water investigations in the Simlångsdalen valley.

Omkring 2 km sydväst om Bökhult (6h) uppträder de sydvästligaste delarna av åsstråket i form av korta, 3–10 m höga åsryggar i terrängens lägsta delar. Av några enstaka skärningar att döma är åsen uppbyggd av ofullständigt sorterat stenigt grus (fig. 32).

Bortsett från några få spridda gruskullar längs vägarna har inte åsen kunnat lokaliseras igen förrän ca 2 km norr om Bökhult. Där har den ungefär samma dimensioner som sydväst om byn. Ett parallellt åssystem med liknande dimensioner dyker upp vid Ulvered (6h-i). Dessa båda åsar



Fig. 32. Skärning genom rullstensås 2 km sydväst om Bökhult (6 h, 6282240 1335450). Foto Magnus Persson 2002.

Gravel-pit in an esker about 2 km south-west of Bökhult (6 h).

tycks stråla samman i Roshultstrakten och bildar mera utbredda småkulliga isälvsavlagringar huvudsakligen bestående av grus. Gruset kan följas förbi den sänkta sjön Storsjön vid Esmared (8 i), där tidigare bottensediment nu ligger blottlagda. Därifrån kan man följa ett något mera utbrett och sammanhängande grusstråk med centralt liggande åsar och omgivande åsgrusbälte 4–5 km mot nordost, där det tycks upphöra, se även Lokrantz (1996).

6. Göstorp–Mästockaområdet

Två mindre isälvsavlagringar utgår från den inre delen av slätten kring Brostorpaån vid Göstorp (5 h), norr om Antorpasjö samt vid Bökeberg (5 h). Det ena stråket utgår från Göstorp och fortsätter mot nordost. Det andra lämnar slätten vid Bökeberg (5 h) och fortsätter mot öster över Börlarp (5 h). Söder och sydväst om Göstorp bildar isälvsavlagringarna ett delta med en nästan helt plan överyta 50–55 m ö.h. Deltaytan sluttar svagt mot väster och är genomskuren av Brostorpaåns och Prästabäckens dalgångar med anslutande ravinsystem. De distala och centrala delarna består av 10–15 m mäktiga sandlager underlagrade av nästan lika mäktiga lager kohesionsjordar, dvs. lera och silt. Vanligen finns också en metertjock ytbädd med grus och grusig sand. Ett antal borrhningar har kompletterats med georadarundersökningar och en seismisk profil över de inre delarna av deltat för att utröna grundvattennivåer, lagerföljd och jorddjup, se figur 33.

På nivåer över 60 m ö.h. koncentreras isälvsavlagringarna till de avsmalnande dalgångarna dels österut mot Börlarp (5 h) och Sövdared (5 i) dels nordostut mot Skaftabygget (5 h) och Bäckamot (6 i). Isälvsavlagringarna bildar småkulliga fält i de lägre delarna av terrängen. Undantagsvis

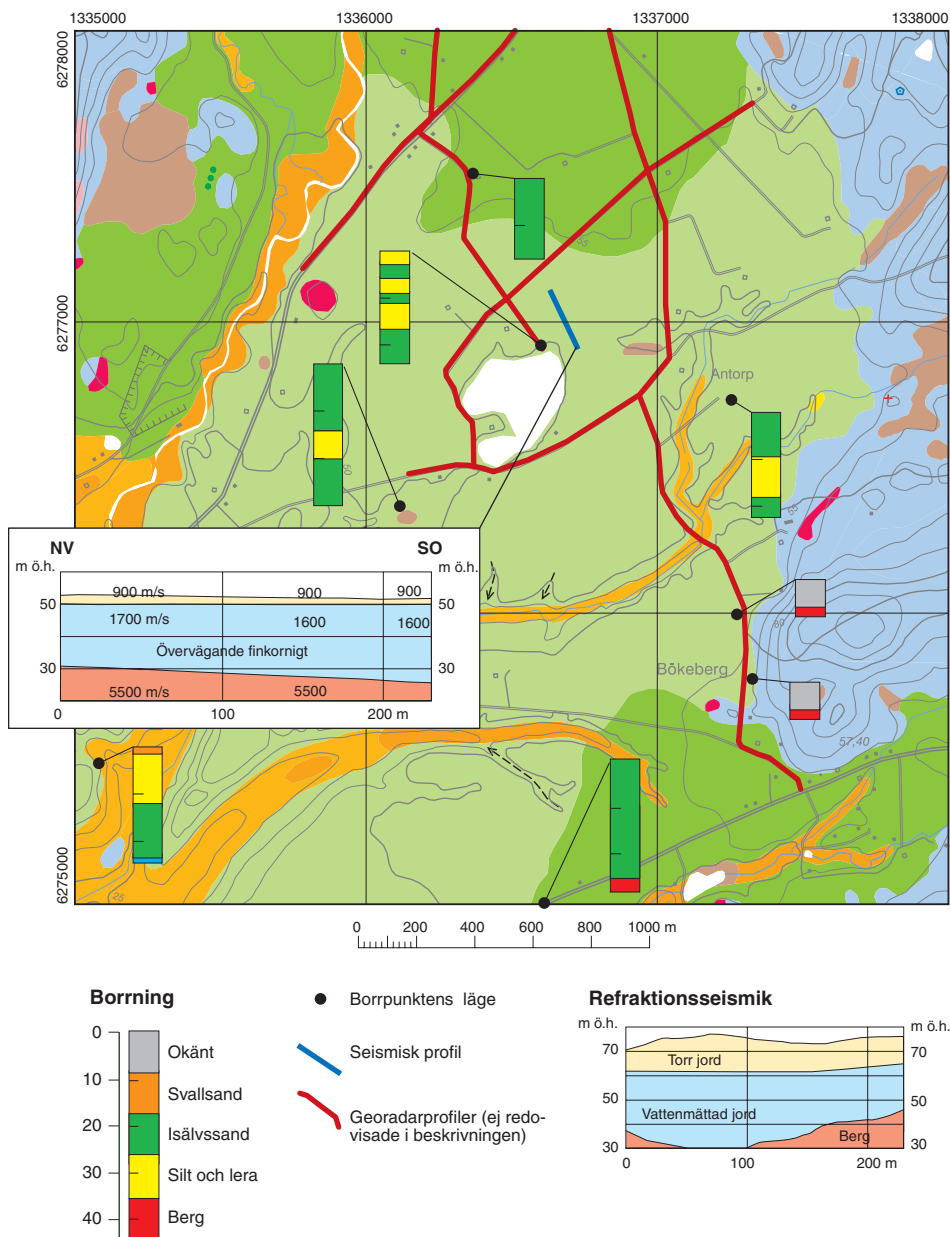


Fig. 33. Sammanställning av brunnborringar och en del av de grundvattenundersökningar som SGU gjort kring Antorpa sjö (5 h). Georadarprofilerna redovisas inte. Den ljusgröna färgen i kartan står för isälvssediment på lera, i övrigt gäller jordartskartans färger och beteckningar.

Compilation of some of the results from ground-water investigations in the surroundings of lake Antorpa sjö (5 h).



Fig. 34. Ca 1 m isälvsvgrus på relativt grov morän, 4 km ONO om Ulvered (6i, 6285130 1344500). Foto Magnus Persson 2002.

About 1 m of glaciofluvial gravel on till, 4 km ENE of Ulvered (6i).

påträffar man relativt låga och korta åsar. Strax öster om Lingshult följer en högst 5 m hög och 25 m bred ås den ganska trånga dalen i nord-sydlig riktning och knyter därmed samman de båda tidigare nämnda åsstråken.

Omkring 5 km norr om Mästocka (5i) förenas de två isälvsvlagringarna och bildar ett ganska brett fält med flacka kullar och enstaka ryggar med grus som fortsätter till kartområdets östra gräns. Såväl mäktigheten som sedimentens sammansättning är växlande. Ett litet fåtal täkter har påträffats utmed vägarna, och de kan innehålla såväl sand som ett tunt gruslager på morän (fig. 34). Avgränsningen av isälvsvlagringen i de stora torvmarkerna bygger till största delen på flygbildstolkning vilket gör den mycket osäker. Relativt centralt i den utbredda avlagringen med grus och grusig sand kan man följa en blott ett par meter hög och något tiotal meter bred ås. Delar av denna isälvsvlagring har undersökts närmare och volymeräknats av Lokrantz (1996).

7. Veingedeltat

En av de större randbildningarna på Laholmsslätten formar ett delta uppbyggt kring det uppstickande berget väster om Veinge (4g). Berggrunden, med de båda höjderna Ramshall och Drottninghall, når strax över 75 m ö.h. Det anslutande deltats överyta når upp till ca 55 m ö.h. dvs. i nivå med, eller strax under den vanligen accepterade HK-nivån. En mycket tydlig distalbrant, sannolikt accentuerad av abrasion, avgränsar deltat mot väster (fig. 35). Norr och öster om deltaplanet finns ett kuperat område, och deltat avgränsas åt öster av en iskontaktbrant som stupar mot öster. De högsta delarna av deltat har en lätt kuperad dödismorfologi, och några korta åsryggar i olika riktningar kan urskiljas strax söder om Drottninghall.

Det angränsande området med isälvssediment kring L. Tjäreby (4g) har inte samma tydliga deltaform och har en betydligt mera osäker avgränsning, delvis är den rent hypotetisk.



Fig. 35. Veingedeltats distalbrant mot väster. Foto är taget strax nordost om Tjärby kyrka (4 g) mot öster. Foto förf. 2005.

The distal slope of the Veinge delta just east of Tjärby church (4 g).

Omedelbart söder om sjön har det borrats genom 18 m sand och grus utan att man nått berg eller morän. Några enstaka geotekniska borrhningar har gjorts i östra delen av avlagringen, och i samband med den hydrogeologiska karteringen har gjorts en del georadarprofiler i området, se även M. Gustafsson (2004b), men dessa har inte varit till någon större hjälp vid tolkningen av områdets jordlagerföljd.

Ett par stora täkter i Veingedeltat har undersökts ingående av Robison (1983, s. 73). Hon har identifierat tre olika sedimentenheter i täkterna. De tre enheterna utgörs från botten av ett deltakomplex med mellanbädd och ytbädd, ett lager med deformerade sediment som bara fanns i det östra grustaget, samt slutligen ett ytligt liggande lager med svallsediment.

Rester av en till största delen bortschaktad ytbädd av grovt stenigt grus kunde vid karteringstillfället fortfarande ses i delar av den västra täkten. Mellanbädden i deltats proximala (östra) del bestod i täktens norra del av grovt stenigt grus. I övriga delar av täkten bestod mellanbädden till största delen av sand med enstaka grusskikt som stupade mot söder. I södra delen av täkten fanns mer horisontella lager av silt och sand med storskaliga strukturer orsakade av porvattenavgång (fig. 36). En mindre bergblotning med vackra räfflor finns i den nordöstra delen av den västra täkten. Deltats totala mäktighet är oklar, men det finns uppgifter från en brunnsborrning med drygt 37 m grus och sand (delvis ”fin sand”) vid den östra täkten.

Den östra täkten var oöverskådlig och inga öppna skärningar fanns tillgängliga under kartläggningen. Lagerföljden i den östra täkten har dock beskrivits av Robison (1983, s. 78).

Strax sydost om Elestorp (4 g) sticker ett par hållar upp genom omgivande sand. Det råder en viss osäkerhet om sandens genes, och Robison (1983, pl. 3) har markerat den som isälvsediment. På jordartskartan har den markerats som svallsand och de uppstickande hållarna visar att sedimentmäktigheten är begränsad. Omedelbart öster om Veinge har ett anslutande sandområde som når upp till 40 m ö.h. förts till de extramarginala deltabildningarna. Lagerföljden består där i stora drag av upp till 20 m mäktig sand som underlagras av kohesionsmaterial (silt och lera), som kan vara lika mäktigt. Underst finns 5–15 m sand och grus som utgör en lertäckt fortsättning på Veingedeltat, se WSP (2003b) och K-Konsult (1980a och b).



Fig. 36. Veingedeltats mellanbädd bestående av sand med strukturer orsakade av porvattenavgång ("convolute bedding"). Ca 2,2 km OSO om Tjärby k:a (4 g, 6271895 1331594). Foto förf. 2004.

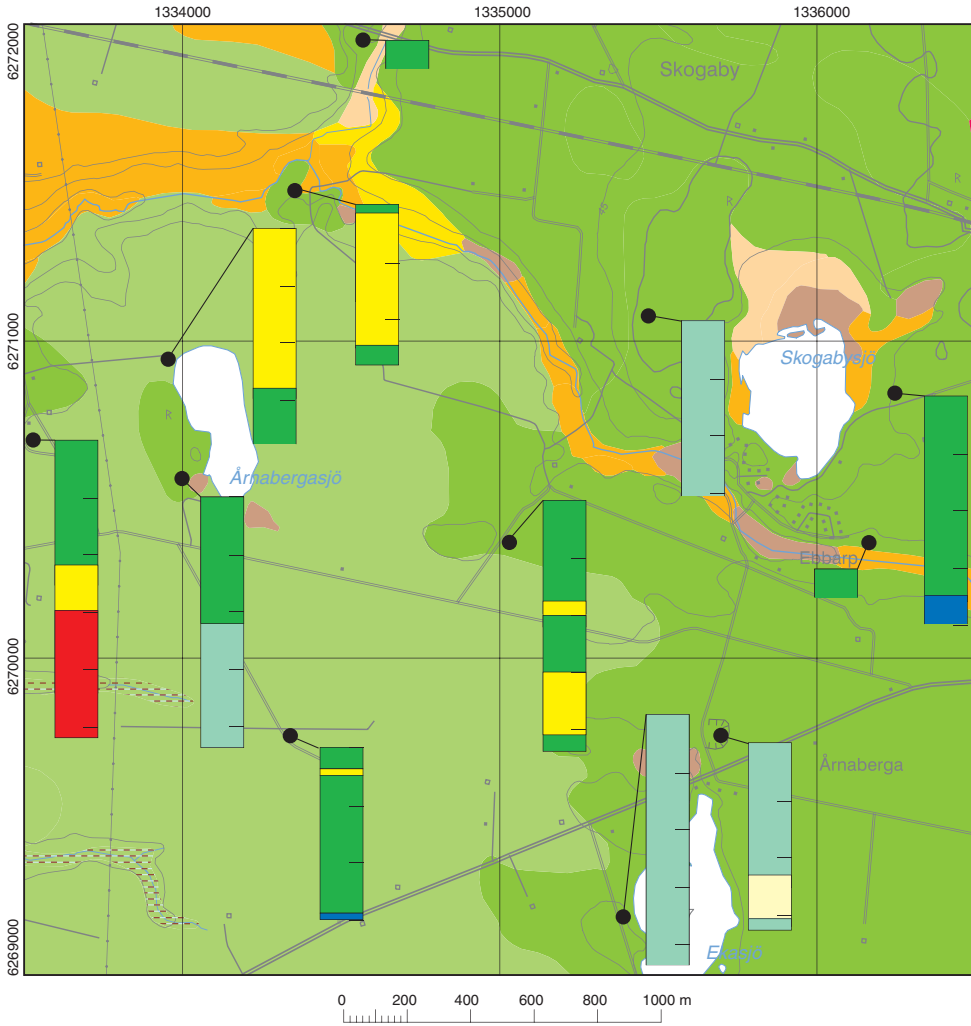
The foreset layers of sand with convolute bedding in the Veinge delta, about 2,2 km ESE of Tjärby church (4 g).

8. Knäredsavlagringen

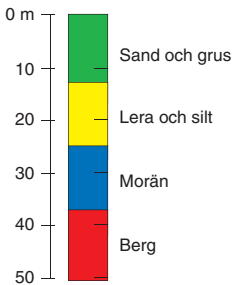
Öster om Veinge och Tjärby utbreder sig ett av Laholmsslättens större helt plana sandområden. Flera borrhningar visar att jordlagerföljden där består av 5–20 m sand underlagrat av upp till 20 m lera. Huvuddelen av sandområdet torde höra till Lagaåns sen- och postglaciala, extramarginala delta. Sanden avsattes med andra ord ovanpå den glaciala leran då isranden redan befann sig en bit upp i Småland. Det sticker dock upp flera isälvsavlagringar med relativt grov sammansättning genom sanden. De grova isälvsavlagringarna höjer sig 1–15 m över den omgivande sanden, vanligen omedelbart väster om de småsjöar (Årnabergasjö (4 g), Skogabysjö (4 h) och Ekasjö (3 h)) som finns på sandslätten. Som framgår av figur 37 har SGU sonderat genom mer än 40 m sand och grusig sand såväl vid Årnabergasjö som vid Ekasjö. Vid borrhningen omedelbart sydväst om Årnabergasjöns sydvästsida, där det finns ett gammalt ca 10 m djupt grustag, visade sig grundvattennivån ligga ca 10 m under sjöns vattennivå. Även tåkten, som når flera meter under sjönivån är torr, vilket visar att sjön av någon anledning har en tät botten.

Ytterligare en lätt kuperad isälvsavlagring med spår av gamla tåkter finns vid Ala. Ett tydligt terrängbrott, sannolikt ett abrasionshak, avgränsar isälvsavlagringen mot sydväst. Däremot är den östra avgränsningen tveksam. Den har dragits i huvudsak med utgångspunkt från förekomsten av grus i markytan vilket kan vara missvisande.

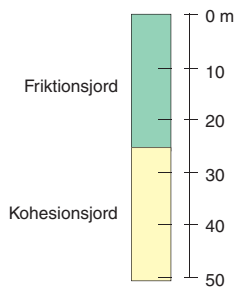
Avgränsningen av deltat vid Skogaby (4 h), Ebbarp (3 h) och Årnaberga (4 h) är problematisk. Omedelbart väster om Skogaby finns ett tydligt terrängbrott som kan vara en distalbrant på ett delta vars överyta når precis 50 m ö.h. Haket ser dock ut att vara påverkat och accentuerat av



Borring med provtagning



Endast sondering



● Borrpunktens läge

Fig. 37. Sammanställning av borrnings- och sonderingsresultat från Årnabergatrakten (3–4 h). Den ljusgröna färgen i kartan står för isälvs sediment på lera, i övrigt gäller jordartskartans färger och beteckningar.

A compilation of results from borings in the Årnaberga area (3–4 h).

antingen abrasion eller erosion genom Lagans vattenflöde då havet stod 45–50 m över nuvarande havsytan. Strömfåror som syns mycket tydligt på flygbilder, men är nästan osynliga i terrängen, kan följas från Lagans nuvarande fåra norr om Gosterbygget (3 h) mot nordväst över sandslätten, se även Robison (1983, pl. 1). På jordartskartan har deltats avgränsning mot väster dragits i anslutning till Ekasjön och Skogabysjön. Gränsen baseras på ett fåtal borrhningar och är mycket osäker. Deltats överyta antas ha blivit eroderat mellan haket vid Skogaby och sjöarna av Lagans vattenflöde. Grus- och stenhalt är betydligt högre i denna del av avlagringen än längre västerut. Det är dock fullt möjligt att man även mellan Årnaberga och Skogaby finner mäktigare lerlager under ett antal meter sand. I anslutning till Skogaby har vid en borrhning påträffats 3 m silt under 28 m sand.

En gren av Skogabydeltat kan följas mot nordost över Kårarp (4 h) som ett helt jämnt plan med överytan långsamt stigande in mot moränområdet, som vidtar på nivåer kring 60 m ö.h. I den plana delatytan finns (liksom i övriga delar av det inre av Hallandsslätten) ett antal mindre sjöar som utgör de synliga spåren efter kvarliggande dödispartier. Större delen av delatytan består av grusig, ibland något stenig sand. På grund av berggrundens ojämna topografi är det svårt att förutsäga sedimentens mäktighet. Det finns brunnsinformation som visar en sandmäktighet på över 18 m samtidigt som små hållar påträffas i de centrala delarna av deltat väster om Kårarp (4 h). Strax söder om Gamlegårdssjön har man borrarat genom nästan 37 m sand, som i de djupare delarna blir siltig och innehåller både lerlager och stenar enligt brunnsprotokollet.

En 3–4 m hög och blott några tiotal meter bred ås kan följas längs moränkontakten i norra delar av deltat, ca 1 km väster om Kårarp. Möjligen är detta en s.k. matarås som ånyo dyker upp längs Kårarpasjöns nordvästra strand. Vid sjön övergår deltaplanet i småkulliga isälvsavlagringar, som av ett par mindre täkter att döma består av grus och stenigt grus. Grusavlagringen smalnar ganska snabbt av mot nordost och koncentreras så småningom till en låg och smal ås som tycks upphöra i den kuperade terrängen i trakten av Källshult (5 i).

Huvudgrenen av isälvsavlagringen fortsätter dock från Skogabydeltat in i Lagans dalgång. Isälvsavlagringen fyller i det närmaste ut Lagadalen i det storkuperade bergkullandskapet. På ett par platser följer Lagan ett lopp som är nerskuret djupt mellan tvärbranta klippstup (fig. 38). Lagan, som nu är dämnd vid Skogaby kraftstation, har möjligen haft sitt preglaciala lopp genom den norra dalgången, som nu är fylld av grus, och där sjöarna Kankesjön och Gatesjön vittnar om kvarliggande dödis. Deltaplanet kan följas till Kankesjön (3i), öster därom bildar grusavlagringen kullar, terrasser och ett antal mycket stora, och på flera ställen vackert getryggsformade rullstensåsar.

Söder om Gatesjön och Kankesjön finns terrassartade plan med relativt välsorterat grus på nivåer kring 50–60 m ö.h. Depositionen och erosionen av isälvsgrus har varit ganska intensiv utmed Lagan, och det finns partier längs dalgången där det varit svårt att skilja eroderad morän från ett grovt grus med en del block i ytan. Erosionen har också varit mycket omfattande nedströms kraftverksdammen, se ovan i avsnittet om blockmark.

Från sydväst ansluter såväl Edenbergaåsen som Ålstorpsavlagringen till Lagadalens isälvsavlagringar, och man får ett intryck av att dessa båda åsstråk korsar Lagans dalgång och successivt försvinner nordostut i moränhöjderna norr om Lagan.

Öster om Uddared (3i) ändrar isälvsavlagringen karaktär. Ett kraftigt kuperat landskap med grus dominerar dalgången. Mellan kullarna slingrar sig södra Hallands sannolikt största och högsta rullstensåsar. Närmast Lagan finns 1–3 parallella åsar på nivån strax över 55 m ö.h.



Fig. 38. Lagans genombrottsdal söder om Kankesjön (3 i, 6268422 1340355). Foto Leif Andersson 2004.
The Lagan river valley south of Kankesjön (3 i).

En knapp kilometer norrut, och ca 20 m högre i terrängen, finns ytterligare ett åsstråk. I båda fallen kan åsarna bli upp mot 20 m höga och ha ett mycket skarpt krön (fig. 39). Nordost om Uddaredssjön får den norra åsen en moränliknande yta beroende på att det förekommer en del block på åsen. Man kan förvänta sig att det finns ett grovt, stenigt grus i åsarna. Detta bekräftas också av någon enstaka liten skärning.

I ett stort grustag, beläget i ett delta ca 1,5 km OSO om Uddaredssjön tycks dock sand och grusig sand dominera. Lagren stupar mot väster. Ingen ytbädd är synlig, möjligen beroende på att den översta delen är bortschaktad. I västra delen av tälten består sedimenten av stenigt grus som troligen bildar en åskärna i deltat. Genom seismiska undersökningar, utförda av Sydskraft (1962) ca 1 km väster om Knäred, har konstaterats att grusmaktigheten längs Lagan normalt varierar mellan 10 m och 20 m. Samma undersökning redovisar ungefär halva det jorddjupet ca 1 km öster om byn, även detta längs med Lagan. Förmodligen har dalgången varit mer eller mindre fylld med isälvsediment vid isavsmältningen för att senare eroderas av Lagan. De eroderade sedimenten har förts ut på slätten och avsattes i de extramarginala deltan som kommenteras i avsnittet med samma namn.

En rullstensås kan följas in i Knäreds samhälle alldeles norr om Lagan. I övrigt tycks Knäred ha etablerats på en välvd deltayta vars högsta delar når 65–70 m ö.h. Deltat är genomskuret av Krokån, som delat upp avlagringen i en större västlig del och en mindre östlig. Omkring 1,2 km



Fig. 39. En av de största rullstensåsarna i södra Halland, belägen ca 2 km OSO om Uddared (3 i, 626916 1344215). Foto förf. 2004.

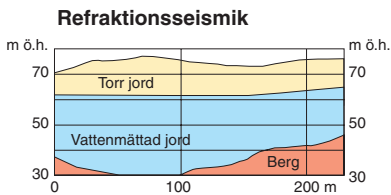
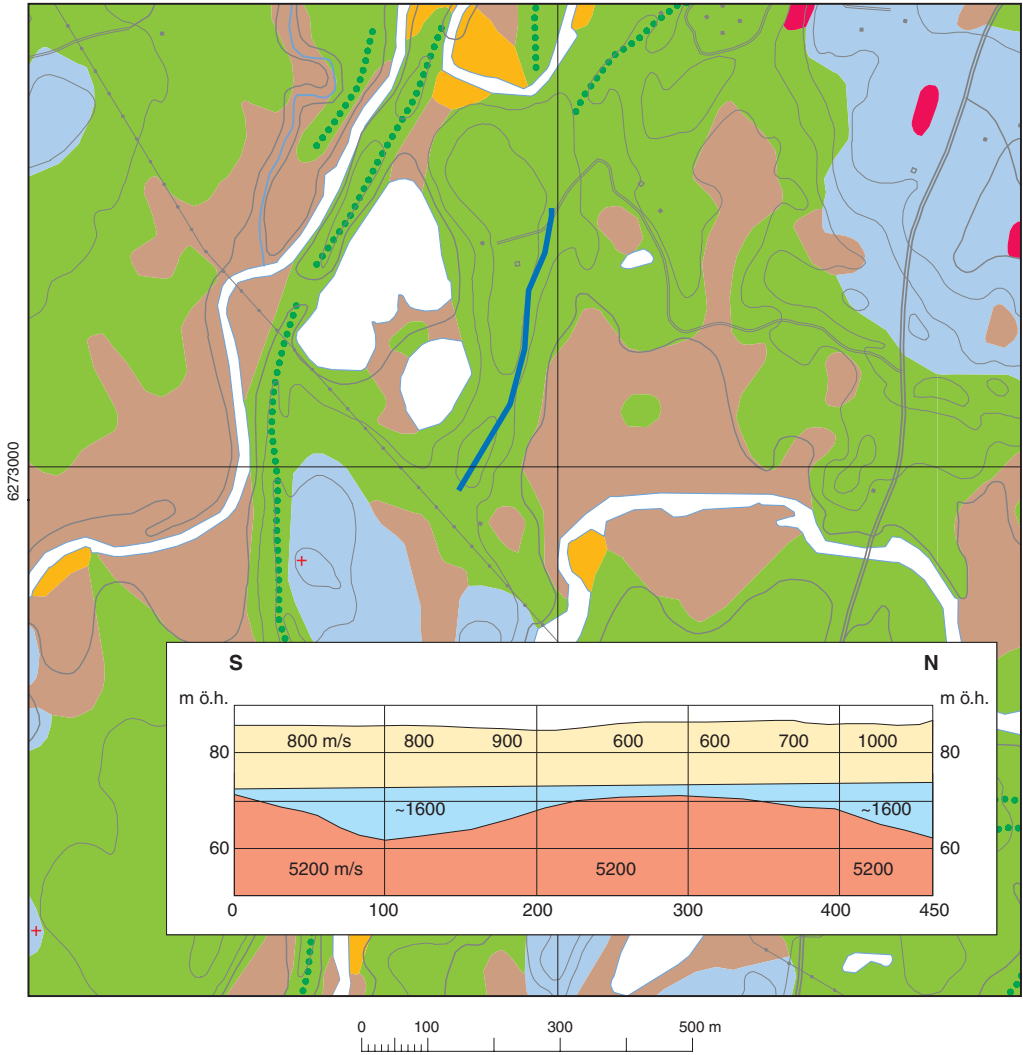
One of the biggest eskers in the mappad area, 2 km ESE of Uddared (3 i).

ONO om Knäreds kyrka (som ligger på den västra deltadelen), finns ett plan med finsand med enstaka ytliga block. Flera borrhningar närmare Lagan visar att det kan finnas upp till 25 m sand vid samhället.

Vid Knäred delar sig isälvsavlagringen i en nordgående gren och en gren som följer Lagan ytterligare en bit österut. Strax utanför kartområdet förgrenar sig denna östliga gren ånyo och lämnar Lagans nuvarande dalgång i två separata stråk som fortsätter mot nordost.

Från Knäreds samhälle leder två åssystem norrut mot Körsveka (4 i). Bitvis är åsarna drygt 10 m höga. Av dessa är den som följer Krokån en av de längre sammanhängande åsarna inom det karterade området. Ytterligare en å ansluter till Krokåns dalgång. Denna å utgör sannolikt en fortsättning på en av de isälvsavlagringar som korsar Lagans dalgång väster om Knäred, se ovan. Man kan nämligen spåra några mindre ryggar och kullar med grus i moränterrängen sydost om Kyrkhult (4 i). Väl uppe i Krokåns dalgång sväller de små åsstumparna till en mycket lång och sammanhängande, 5–10 m hög och getryggsformad ås.

Isälvsavlagringarna utmed Krokåns vindlande fåra utgörs till mycket stor del av ett grovt stenigt grus, som lokalt innehåller en del mindre block. En seismisk profil från en bred ryggsformad del av avlagringen strax sydväst om Körsveka visar att grusmaktigheten lokalt kan vara upp emot 25 m, se figur 40. Nordväst om Körsveka, alldeles söder om gränsen mellan kartområdena 4C SO och 4C NO finns ett mindre delta genom vilket ett par åskrön kan spåras. Överytan på deltat når 85–90 m ö.h. Distalbranten på den lilla deltatytan är genomskuren av 3–4 korta erosionsrännor. Av ytan att döma finns det huvudsakligen stenigt grus även i denna del av avlagringen.



Seismiska profilens läge



Fig. 40. Seismisk profil över isälvsavlagringarna sydväst om Körsveka (4.j).
Seismic profile from the glaciofluvial deposits south-west of Körsveka (4.j).

Isälvsavlagringen fortsätter mot nordost i form av åsar och småkulliga dalfyllnader i moränterrängen. En västlig del följer Krokåns dalgång, en annan tar en mera nordostlig riktning in på intilliggande kartområde.

9. Edenbergaavlagringen

Under denna beteckning sammanförs de isälvsavlagringar som man kan följa från Edenberga samhälle (2g) över Perstorp (2h) och Hjørneredssjön (3h–i) fram till Lagan, där avlagringen sammanstrålar med Knäredsavlagringen.

De distala delarna av Edenbergaavlagringen utgörs av ett höjdområde vid Edenberga samhälle genomskuret av Edenbergaåns dalgång. Den del som ligger söder om ån utgörs av en platåliknande bildning med relativt jämn överyta drygt 40 m ö.h. I markytan dominerar en något sten- och grushaltig sand. Enligt utsago från lokalt boende skall det ha funnits en några meter djup sand- eller grustäkt i norra delen av platån. Täkten skall numera vara fylld av sopor. Enligt ett brunnsprotokoll skall det finnas ca 30 m sand i sydöstra delen av byn (vid koord. 6262894/1333107). Detta bekräftades också genom en sondering med SGUs borrhandsvagn ca 150 m nordost om nämnda borrhpunkt. Där bedömdes lagerföljden bestå av sand ner till 29,5 m. Enstaka grusigare lager påträffades i de nedersta metrarna. Bara ca 250 m nordväst om förstnämnda borrhplats har vid en annan brunnborrning borrats genom 2 m ”grus”, 9 m ”lera”, 31 m ”grus” och underst ca 8 m ”grus och sten”. Möjligen talar denna borrning för att isälvsavlagringen fortsätter under leran mot väster. En liknande lagerföljd, men med delvis finkornigare sammansättning, erhöles vid en sondering i tallskogen sydväst om Edenberga (vid koord. 6262710 1332733). Enligt sonderingen finns där ca 4 m flygsand, 3 m sand, 9 m lera/silt och 4 m grovsilt/finsand. Med anledning av den relativt mäktiga leran har denna del av sandområdet förts till de extramarginala deltabildningarna. Möjligen motsägs denna tolkning av en brunnborrning ca 500 m längre västerut vilken enligt protokollet skall ha gjorts i 23 m ”grus” innan man nådde berggrunden.

Det är inte klarlagt om ett par kullar ca 1 km VNV om Edenberga by har kontakt med Edenbergaåsens sediment. En ca 7 m djup, men nästan igenväxt täkt finns i en av kullarna. De övre metrarna består av lätt lerig sand, men i övrigt är väggarna täckta av rasmassor. Enligt markägaren skall det ha gjorts borrningar i täktens botten. Uppgifter från dessa har dock inte kunnat lokaliseras. Även intilliggande kulle består enligt ytkarteringen av sand som bedömts vara isälvs sediment.

Den norra delen av Edenbergaavlagringens distala del, höjden norr om Edenbergaån, är något lägre än den södra delen, och man finner mest sand i ytan. Mot öster ökar dock halten grus och sten i markytan. Nordost om byn finns en efterbehandlad grustäkt, som numera hyser en motorbana. Grustäkten har dokumenterats och beskrivits av Robison (1983, s. 52 ff). En liten håll strax norr om grustaget (se K-Konsult 1975) har inte kunnat återfinnas vid karteringen. I täkten har Robison identifierat ett understa lager av subakvatiskt avsatt, mer än 20 m mäktigt isälvs sediment (åsmaterial bestående av allt från sten till lera), däröver marin lera och sand samt överst svallsediment bestående av sand och grusig sand.

Störningar i lagringsstrukturen tolkades av Robison som sättningsstrukturer efter dödis som bäddats in i sedimenten. Sedimenten byggdes upp till en nivå kring 50 m ö.h., dock inte ända upp till den dåvarande vattenytan. Edenbergaavlagringen kan följas via ett par korta partier med en låg och flack rygg vars mycket grova grus plöjs fram i markytan. Sannolikt är åsens ursprungliga former utjämnade genom svallning. Åsen kan följas in i en helt plan deltayta med ett antal numera vattenfyllda dödisgröpar väster om Storesjö (2–3 h). Sannolikt markerar småsjöarna den grova åskärnans sträckning under deltasedimenten. Åsen tycks följa en sänka i berggrunden att döma av den karta över berggrundsyntans nivå som K-Konsult (1975 och 1976) sammanställt.



Fig. 41. Småkulliga isälvsavlagringar sydost om Munkabygget (3 h, 626535 1339496). Foto förf. 2004.
Hummocky glaciofluvial sediments south-east of Munkabygget (3 h).

De proximala delarna av deltat omger Storesjö som numera utgör en uppdämd del av Lagans vattensystem. De distala delarna av sandområdet vid Tvärbäck (6 h) och Staffanstorp (6 h) har förts till de extramarginala deltabildningarna. Strax väster om Storesjö har omfattande undersökningar gjorts inför en eventuell kommunal vattentäkt. Sedimentmaktigheten växlar mellan 10 m och 25 m i området. Undersökningarna visar att det grövsta materialet ligger i norra delen av avlagringen där åskärnan förväntas vara belägen, medan inslaget av finkornigt material ökar mot söder under den täckande sanden.

Öster om Storesjö finns ett småkuperat område med en del ryggformade och småkulliga isälvs sediment (fig. 41) samt terrassbildningar bestående av omväxlande grus och sand med lokalt relativt hög sten- och blockhalt. Möjligen finns längs moränhöjderna en del svallgrus, som inte kunnat avgränsas från isälvsgruset. En vacker, upp till 10 m hög ås slingrar sig utmed sjöns södra och sydöstra strand. Ute på den plåtåformade ön sydost om Hjørnered (3 h) har SGU borrar genom 16 m grusig mellansand och grovsand underlagrat av morän.

Nordost om Storesjö och Hjørneredssjön (3 h) sprider sig isälvsavlagringen utmed det dämnda sjösystemet som småkulliga eller terrassformade grusavlagringar. I dalgången vid Björkhult (3 i) finns en ca 10 m hög rullstensås med stenigt grus.

10. Ränneslövsområdet

De västligaste delarna av isälvsavlagringen vid Ränneslöv utgörs av ett litet delta vars överyta når ca 30 m ö.h. En flack men tydlig distalbrant bryter slättens jämnhet, medan den proximala sidan sannolikt utgörs av en iskontaktbildning med relativt brant sluttning ner mot Smedjeån. Centralt i den plana överytan finns en relativt stor och 7–8 m djup täkt. I de synliga täktvägarna dominerar växelagrande sand- och grusskikt med trågorsskiktning och planparallell skiktning. Lagerserien stupar svagt mot söder eller sydväst. Övre metern är horisontellt skiktad, men ingen tydlig ytbädd har noterats. År 2003 kunde man i täktens östra sida se deformationer i lagerföljden orsakade av dödisblock som överlagrats av grus och sand och som senare smält. Silt

med lerskikt har fyllt den lilla depressionen efter den smältande isen. I täktens botten har SGU borrar genom 32 m sand och grusig sand ner till moränytan. Grundvattennivån stod då i nivå med Smedjeån. Små områden med styv glacial lera finns på den proximala sluttningen.

Rännelövsavlagringens fortsättning mot öster är mycket osäker, och avgränsningen av isälvsavlagringen på ömse sidor av Smedjeån är mer eller mindre hypotetisk. Några mer omfattande undersökningar har inte gjorts inom området och några mindre undersökningar talar närmast mot den avgränsning av isälvsavlagringen som gjorts på jordartskartan, se bl.a. VBB 1955. Följande iakttagelser ligger till grund för avgränsningen: En i öst–väst orienterad flack höjdsträckning finns strax norr om Smedjeån i södra delen av Rännelövs by. I östra kanten av höjden kan man se spår efter en gammal, drygt 10 m djup täkt. Materialsammansättningen i höjden är inte känd, men det ligger rikligt med sten i den forna täkten. Möjligen är det samma bildning som fortsätter österut söder om ån. Terrängen närmast ådalen består där också av en flackt välvd höjd med stenig sand och sand i ytan. I sluttningen ner mot ån, i höjdens östra del, har man tagit sand och grus. Den igenrasade skärningen är ca 12 m hög, och i den övre delen finns växellagrande stenigt grus och sand.

Den högre grus- och stenhalt på Smedjeåns sydsida, sydväst om den lilla byn Smedjeån (2 g), har föranlett avgränsningen av isälvsavlagringen söder om ån. Norr om ån, strax väster om byn (6261100/1332630) finns en liten, ca 4 m hög skärning med ett stenigt grus. Även ännu längre österut är grushalten i markytan högre längs ån än i omgivande sandslätt, och i någon liten skärning ytterligare har lite grövre sediment påträffats. I en liten husbehovstäkt (ca 10 m lång skärning) i en flack kulle strax öster om Smedjeåns by finns ett litet sandtag (6260933/1333314) med storskalig trågorsskiktning som visar att sedimenten avsatts från öster. I den lilla täkten finns sandigt grus, grusig sand och sand.

11. Ålstorpsavlagringen

Drygt 5 km öster om deltat vid Rännelöv finns ytterligare ett delta vid Ålstorp. Avlagringen har utsatts och utsätts fortfarande för en omfattande exploatering. I den lätt kuperade centrala delen når deltat upp till ca 55 m ö.h. enligt den ekonomiska kartan. Bildningen har beskrivits av Robison (1983, s. 41 ff.). I skärningarna har hon kunnat identifiera deltats mellan- och yt-bädd med en sammansättning som domineras av stenförande sand och grus i snabb växling. På deltaytan finns sandigt och grusigt svallsediment med en mäktighet som normalt understiger 0,5 m. Lagringen är delvis deformerad som ett resultat av smältande dödsklumpar. Enligt Robison har havsnivån legat ca 51 m över nuvarande havsnivå då deltat avsattes utanför iskanten.

Från den centrala delen av deltat kan man följa ett par korta åsar mot öster. I trakten av By (2 h) och Stäme (2 h) är det dock mycket svårt att avgöra de sandiga sedimentens genes. De kan vara bildade som isälvsavlagringar eller vara avsatta som äldre älv- eller svämsediment eller möjligen svallsediment. Norr om By har i sandområdet avgränsats ett bananformat smalt område med morän. Jordartsbestämningen är dock osäker, och det skulle kunna vara en svallad ryggformig isälvsavlagring. Enligt obekräftade uppgifter skall det ligga lera under 12 m sand ca 500 m nordväst om By.

I den plana sandavlagringen vid Stäme finns växlande lager med korsskiktad mellansand och grovsand och lager med finsand och silt med ripplor. Sedimenten, som har avsatts i ett vatten som strömmat mot sydväst, har sannolikt fyllt dalgången men senare eroderas av ån. Sediment med

liknande sammansättning har påträffats i flera små skärningar i dalgången norr om Stäme.

Några små, lätt vindlande åsar kan följas genom torvmarkerna nordost om Stäme, men längre österut bildar isälvsavlagringen en kuperad dalfyllnad med sand och grusig sand. Uppenbarligen har detta dräneringsstråk i stort sett upphört att fungera så fort isens smältvatten kunde utnyttja Lagans dalgång i stället. Små fält och kullar med sand och grus kan dock följas mellan berg- och moränhöjderna från Kassabygget (2i) till Hultabygget (3i) och vidare genom dalgången vid Timmershult (3i) till Lagandalen vid Bästhult (3i).

12. Våxtorpsavlagringen

Ett tredje delta, liksom Ålstorpsdeltat sannolikt ett randdelta, finns vid Vallen (1 g–h) strax norr om Våxtorps samhälle (1g). Den av erosion genombrutna deltatytan når i norra delen ca 55 m ö.h. Distalsidan är relativt flack medan proximalsidan varit brant. Mot söder planar deltat ut helt vid Våxtorps samhälle. Deltat har varit utsatt för relativt omfattande exploatering, och utnyttjas nu delvis som golfbana, varför den ursprungliga morfologin är svår att rekonstruera. Genom de proximalt belägna torvmarkerna kan man dock fortfarande följa flera smala åsar (numera delvis utbrutna och i något fall återuppbyggd) som sammanstrålar strax norr om Vallen. De små mataråsarna till randdeltat vid Vallen är orienterade mot nordost, och smältvattnet har letat sig fram genom den smala dalgången som leder upp mot By (2h). Sannolikt är det smältvattnet som eroderat i moränsluttningarna i dalgången så att moränblock anrikats och moränen fått en rikblockig yta.

Deltats avgränsning mot söder är osäker, och möjligen har storleken på isälvsavlagringen överdrivits på jordartskartan. Dock finns i anslutning till Våxtorps samhälle resterna av en större täkt i vilken man enligt Engdahl m.fl. (1994) brutit såväl grus (i täktens norra del) som sand (i den södra). Möjligen förekommer dock lera under gruset och sanden. I bebyggelsen finns två borrhningar ner till ca 16 m djup i sand, samtidigt som det finns ett borrhprotokoll i vilket det anges 17 m sand, 4 m lera och underst ytterligare 1 m sand. Den senare borrhningen har gjorts i östra delen av samhället.

Även vid Skråmered (1 h) och nordväst om byn är avgränsningen av isälvsavlagringen osäker. Erosionsspår, som är mycket tydliga på flygbilder men nästan osynliga i fält, ger intryck av en ganska omfattande vattenföring och materialtransport i Smedjeåns dalgång vid Skråmered. Sedimentplanet öster om sjöarna vid Vallen består till största delen av grusig sand i ytan. Omkring 1,3 km sydost om Vallen har konstaterats att det ner till 2,5 m djup finns ett mer eller mindre horisontellt lagrat, ofullständigt sorterat sandigt grus, som möjligen avsatts i ett vatten som strömmat ut från Skråmeredshället.

13. Isälvsavlagringarna mellan Hallandsåsen och Oxhultasjön

De teoretiska israndlinjer som presenterats i tidigare litteratur (exempelvis Mörner 1969, Robison 1983, Lagerlund 1990, Lagerlund & Houmark-Nielsen 1993, Lundqvist & Wohlfarth 2001 samt i viss mån Houmark-Nielsen 2003) skär Hallandsåsen i en mer eller mindre spetsig vinkel. Av isälvsavlagringarnas utbredning och morfologi att döma har isranden en tid legat mer eller mindre parallellt med Hallandsåsens nordsida. Dräneringen från den smältande isen har sökt sig tvärs över Hallandsåsen via bl.a. Trollehallardalen (se Daniel 1980) dels längs med åsens

norra fot mot väster. Den förstnämnda dräneringskanalen utgår från Sjöaltesjön (0i), alldeles i södra kanten av kartområdet. Helt lokalt har små issjöar dämts upp mellan den smältande isen och Hallandsåsen.

Utmed Hallandsåsens fot finns terrassformade grus- och sandavlagringar vars bildnings-sätt är osäker, de kan vara svallsediment eller lateralt avsatta isälvsediment. Det finns dock mycket lite spår av svallning längs slutningen vilket gör det mindre troligt att den relativt stora mängden grus och sand bildats som svallsediment. Moränen är till synes opåverkad kring den vedertagna nivån på HK, dvs. 55–60 m ö.h. (fig. 42). Isälvsavlagringar förekommer annars framför allt under mäktiga lerlager utmed Hallandsåsen. Detta bekräftas av såväl brunnborringar som undersökningsborringar i bl.a. Dömostorps- och Hasslövsområdet, se avsnittet om isälvsavlagringar på Laholmsslätten.

Både väster och öster om Hasslöv (0f) finns vackra terrasser längs Hallandsåsens fot. Mäktiga lerlager har påträffats vid en borrning alldeles väster om byn. Öster om byn bildar isälvsavlagringen en låg terrass och ett plan utanför densamma. Ett antal borrningar har gjorts till ca 10 m djup i sand, men detta till trots är genesen mycket tveksam. Vid Flintarp (1f) fanns en husbehovstäkt i terrasskanten ca 50 m ö.h. En grov, närmast grusig och mycket löst packad morän innehållande en del block överlagras där av stenigt grus, som med viss tvekan bedömts vara ett lateralt avsatt isälvsgrus och inte svallgrus (fig. 43).

Vid Flintarp har på jordartskartan också markerats en ryggformad isälvsavlagring som ligger i anslutning till Truedfällsbäckens ravin. På ömse sidor av ryggen finns erosionsfåror, och det råder en viss osäkerhet om det är en rygg som bildats som en slukås eller om det är en erosionsrest. Strax norr om den nämnda ryggen finns två flacka höjder med grusig sand och mellanliggande dödishålor. Morfologin har där föranlett klassificeringen av ryggarna som isälvsediment. Knappt 900 m nordost om ryggarna har borrats genom drygt 21 m lera som över- och underlagras av sand, 1,5 m respektive 4 m mäktig. En seismisk profil mellan nämnda borrpunkt och en punkt strax väster om de båda ryggarna tyder på att det finns mellan 50 m och 70 m vattenmätade relativt finkorniga sediment (P-vågshastighet 1600 m/s) under ett torrt ytlager med sand.

Även vid Vindrap (1g) bildar isälvsavlagringen en småkuperad terrass längs Hallandsåsen. Ytan består till största delen av grusig sand ner till ett par meters djup. Norr om denna zon med lite grövre sediment vidtar en av raviner genomskuren f.d. sandslätt. Där underlagras sanden av såväl silt som lera, vilket medfört att sedimenten förts till de extramarginala deltabildningarna.

Strax öster om Vindrap börjar ett område med korta men vackert formade rullstensåsar, som kan följas österut längs Hallandsåsens fot till Jonstorp (0g–h) där de försvinner in i ett vidsträckt, småkulligt område med grus och sand. Åsarna mellan Vindrap och Jonstorp kan lokalt följas upp på nivåer strax över 75 m ö.h. De har genomgående ett välformat krön, och bildar längs vissa partier små åsnät, se även Björck (1976, s. 19). Ett par små husbehovstäkter finns i några åsar. I täkterna har man tagit ett ofullständigt sorterat stenigt grus som verkar vara korttransporterat och ha avsatts mycket snabbt. Åsarna kan vara bildade lateralt eller subglacialt. I en liten husbehovstäkt strax norr om åsarna vid Åstarp (1g) syns 10–20 cm tjocka skikt med en sammansättning som växlar mellan finsand, grovsand, grusig sand och stenigt grus. De största stenarna är 20–30 cm i diameter. Lagren lutar mot nordväst och väst vilket visar att sedimenten avsatts från öster mot väster. En seismisk profil från området strax väster om den beskrivna täkten ger en antydning om att det grövre isälvs materialet kan fortsätta in under ett lager med silt och lera.



Fig. 42. Moränen på Hallandsåsens nordsluttning tycks till större delen vara opåverkad av svallning. Fotot är taget från ca 75 m höjd ut mot slätten strax söder om Västerby (1 f, 6257500 1325850). I skogsbrynet vidtar grus- och sandavlagringar med osäkert bildningsätt. Foto förf. 2003.

The northern slope of Hallandsåsen with till, normally unaffected by wave-washing. The two geologists are standing appr. 55 m a.s.l., corresponding to the deglaciation shoreline.

I trakten av Hylte (1 g) är avgränsningen av isälvsedimenten mycket osäker och baseras i huvudsak på enstaka observationer av sedimentens sammansättning ner till några meters djup. Dock finns en ca 6 m djup husbehovstäkt i övre delen av sluttningen ner mot Stensåns dalgång (vid koord. 6255380/1332010). I tälkten finns omväxlande planlaminerad och trågorsskiktad sand utan inslag av finkornigare sediment. Någon enstaka brunns- och undersökningsborring visar att det under ett upp till 10 m tjockt lager med grusig sand finns mellansand och finsand.

Norr om Jonstorp (0 h) utbreder sig ett småkuperat område med dödisgropar och enstaka relativt små rullstensåsar. De högsta partierna av isälvsedimenten når precis över 50 m ö.h. Materialsammansättningen växlar, men grus och sand dominerar. Informationen om de djupare liggande lagren är bristfällig. Jorddjupet varierar mellan 5 m och 20 m inom isälvsavlagringen. Isälvsedimentens mäktighet torde vara något mindre eftersom moränen är frameroderad på flera ställen längs Stensån. En stor, numera delvis efterbehandlad täkt finns ca 1,4 km nordväst om Ön (0 h). Tälkten har dokumenterats och beskrivits av Robison (1983, s. 27). I den då ca 8 m djupa tälkten har Robison identifierat en åskärna uppbyggd av stenigt och blockförande grus omväxlande med sandlager. Denna åssekvens, avsatt i englacial miljö (dvs. i isen), överlagrades av sand avsatt i marin miljö och en ytligt liggande svallsand. Såväl isälvsedimenten som den marina sanden skall ha avsatts på ett underlag av kvarliggande dödis. I samband med den inbäddade isens avsmältning har lagringen i såväl isälvsedimenten som den marina sanden deformerats och genomsatts av förkastningar. Slutligen har de ytligt liggande sedimenten omlagrats genom svallning i samband med regressionen. År 2004 fanns bara en liten, ca 3,5 m djup skärning öppen i anslutning till den skärning som Robison dokumenterat. De synliga delarna bestod då av



Fig. 43. Liten husbehovstäkt vid Flintarp (1 f, 625672 1328282) i relativt grov morän överlagrad av ett par meter stenigt grus, som antas vara lateralt avsatta isälvs sediment.

Sandy and gravelly till overlain by gravel, probably of glaciofluvial origin, Flintarp (1f).

korsskiktad sand och finsand med lite grus. Ett ca 20 cm tjockt siltskikt fanns mitt i skärningen och därunder ca 30 cm sandigt grus.

Öster om ovannämnda täkt kan man följa en knappt 5 m hög ås utmed småbruten moränterräng. Isälvsavlagringen fortsätter österut som ett småkulligt område med sand och grusig sand. Lokalt har påträffats stenigt grus i de flacka kullarna. Sannolikt överstiger isälvs sedimentens mäktighet inte 10 m. En handfull brunnsborringar har gjorts genom 3–8 m grus och sand. Överlag tycks isälvs sedimenten bli grövre mot nordost. Strax nordost om Egla (1h) dyker åsen upp igen i form av en starkt vindlande, oregelbunden, 5 m hög och ca 40 m bred rygg med ovanligt grovt, stenigt grus. Det finns bitvis rikligt med block såväl i gruset som uppe på åsen. Den fortsätter österut in i ett område med småkullig morän, eller möjligen småkulliga isälvs sediment med mycket grovt material och block i ytan. Bitvis är det nämligen svårt att avgöra om det är en rullstensås eller moränrygg som ligger i den småkulliga terrängen. Detta speciellt med tanke på att det i angränsande småkulliga morän påträffats enstaka moränryggar, se jordartskartan. Dimensionerna på isälvsavlagringen minskar ytterligare mot Horsabäck (1i) och Ekenäs (1 i). Vid Horsabäck finns en ca 5 m hög ås, som kan följas genom torvmarkerna till Oxhult (1 i). Den andra delen, som ansluter till angränsande isälvsavlagring vid Ekenäs (1 i), utgörs huvudsakligen av en grusig dalfyllnad med hög stenhalt (fig. 44) omväxlande med små terrasser och kullar med sand.

Även den del av isälvsavlagringen som kan följas mot Knopparp (0h) består till största delen av småkuperade grusavlagringar med hög stenhalt och en centralt belägen, 4–5 m hög rullstensås med stenigt grus.



Fig. 44. Stenigt isälvsgrus ca 1 km söder om Krogshult (1 i, 625740 1340934). Foto förf. 2004.
Stony glaciofluvial gravel 1 km south of Krogshult (1 i).

14. Avlagringen mellan Sjöaltesjön och Oxhultasjön

Via den djupt nedskurna dalgången Trollehallardalen (se Daniel 1980) strax väster om Sjöaltesjön (0i) har isens smältvatten en kort period tvingats tvärs över Hallandsåsen. På båda sidor av dalgången finns isälvssediment med växlande sammansättning. Delvis är det små kullar och terrasserester som av ytan att döma innehåller finsand och sannolikt utgörs av kamesbildningar med issjösediment. Dessa finkorniga sediment uppträder dock tillsammans med någon enstaka kort rygg med grus och kullar med grus och grusig sand. Allt har därför på kartan markerats som isälvssediment. På östra sidan av det ganska branta berget Stutahall, väster om Sjöaltesjön (0 h–i) finns ett mycket litet delta vars plana överyta når nästan upp till 100 m ö.h. Deltats överyta, som inte är större än 25–30 m i diameter, består av ren finsand. Liknande sediment, avsatta i en issjö, fortsätter in på intilliggande kartområde i söder (se Daniel 1980).

De flacka, lokalt plåtårtade fälten med grus och sand sydväst om Sjöaltesjön utgör den västligaste delen av en mycket utbredd isälvsavlagring innefattande bl.a. ett stort åsnät som följer Hallandsåsens nordsluttning in på angränsande kartområde mot söder (se Daniel 1980). De västligaste delarna av åsnätet når Sjöaltesjöns sydsida. Strax norr om sjön finns enstaka borrhoppingar som visar att isälvsavlagringen kan vara 15–20 m mäktig.

Från Ekebränna (0 h) strax nordväst om Sjöaltesjön, sträcker sig ett nästan 2 km brett område med isälvssediment mot Hishult (1 j). Större delen av avlagringen består av relativt låga kullar med grus och sand. Information från brunnsborrningar och de lokalt uppstickande småhällarna och moränkullarna visar att grus- och sandmäktigheten vanligen är mindre än 5 m och mycket sällan överstiger 10 m. Då får man bortse från den centralt belägna, och i stort sett samman-



Fig. 45. Nästan plant fält med isälvsgrus ca 500 m sydost om Mårhult (1 i, 6255785 1341198). Foto förf. 2004.

Glaciofluvial gravel with very low relief, about 500 m south-east of Mårhult (1 i).

hängande rullstensåsen, som kan följas hela vägen mellan Ekebränna och Hishult, och vidare österut mot Kornhult på intilliggande kartområde, en sträcka på ca 15 km. Åsen är 5–10 m hög och vackert getryggsformad längs långa sträckor. Omkring 2 km nordost om Ekebränna finns ett mycket naturskönt område med ett starkt dödispräglad landskap innefattande en centralt belägen ås samt ett anslutande åsnät bestående av korta, vindlande blåsar som omgärdar torvfyllda dödisgropar. Av dessa korta ryggar har en del inte kunnat markeras på jordartskartan. Ett nästan lika naturskönt åslandskap finns vid Oxhultasjöns östra strand, mellan sjön och Råvaljungsmossen. Åsarna är även där 5–10 m höga, lokalt 50 m breda och getryggsformade. Seismiska undersökningar längs en drygt 200 m lång sträcka av åsen visar dock att grusmaktigheten inte är mer än ca 10 m.

I trakten av Mårhult (1 i) utbreder sig ett relativt grovt grus i utbredda, lätt kuperade fält (fig. 45). Avgränsningen mot omgivande moränterräng med likartad morfologi är synnerligen osäker med tanke på att avgränsningen i huvudsak gjorts med hjälp av flygbilder i terräng som till stora delar är täckt av ganska tät skog.

Den halvö som sticker ut i Oxhultasjön mot nordost från Ekenäs (1 i), består att döma av observationer längs den centralt belägna skogsvägen av stenig, grusig sand som bildar ett kulligt och mycket naturskönt område.

Den ovan kommenterade åsen delar sig strax norr om Oxhultasjön. Den del som fortsätter NNO-ut mot Kåphult (2 j) utgörs av en 5–8 m hög ås med ett mot norr avsmalnande åsgrusbälte. Längst i norr uppträder isälvsavlagringen som helt plana sandtytor utmed ett par småsjöar strax norr och nordväst om N. Kåphult. Sandens läge och avsaknad av egenformer ger ett intryck av att den skulle kunna vara avsatt i en issjö. Den andra grenen av isälvsavlagringen följer Smedjeåns dalgång mot öster förbi Hishult. Längs Smedjeån ligger en smal men närmare 15 m hög ås som bitvis sväller ut och bildar mindre åsnät. Dalgången är i övrigt utfylld med kulliga isälvsavlagringar som lokalt bildar terrasser utmed dalsidorna. Av ett litet fåtal skärningar att döma finns det huvudsakligen ett ofullständigt sorterat stenigt grus i åsen.

15. Ljungbyåsen

Sydöstra hörnet av kartområdet intas av en utbredd isälvsavlagring som söder om kartområdet har kontakt med samma avlagring som återkommer kring Sjöaltesjön, se ovan. Isälvsavlagringen kan följas mot Markaryd och vidare mot NNO som Ljungbyåsen, se bl.a. översiktskartan över Sveriges jordarter (Fredén 2002). Inom kartområdet kan man följa en mycket välformad ås från Lönnsjöholm (0 j) mot nordost. Åsen når mellan 4 m och 8 m över omgivande terräng och är genomgående getryggsformad. I anslutning till Lönnsjöholm finns stora kvantiteter grova isälvs-sediment avsatta i dödismiljö. Där finns dels tämligen skarpt brutna ryggar, kullar och korta åsar, dels flackt välvda plataer som täcker stora arealer. Av enstaka skärningar att döma består isälvsavlagringen av stenigt, sandigt grus som är dåligt sorterat och har låg rundningsgrad. I området närmast norr om Lönnsjöholm vidgas åsen och övergår i flera, parallella ryggar. Längs vissa delar av åssträckningen märks en tydlig serie av åskullar som återkommer med 50 till 150 m intervall. Möjligen avspeglar dessa den årsvisa växlingen av isälvens vattenföring och isens årliga avsmältning.

16. Isälvsavlagringarna på Laholmsslätten

Som tidigare nämnts är det vanligt att på Laholmsslätten finna en lagerföljd med en ytligt lig-gande sand, därunder lera och slutligen sand och grus igen. Detta konstaterades redan av De Geer (1893, s. 15), som noterar att: ”Den glacierelf, som afsatt Knäredsåsen, synes hafva utbredt sina grusmassor öfver ett betydande område af Laholmsslättens östra del, ehuru gruset sedan blifvit övertäckt af yngre sand- och lerlager.” Vanligen är det understa lagret med grova sediment relativt tunt. Dock förekommer det på vissa platser mäktigare grus- och sandansamlingar under lera. Dessa grova sediment utnyttjas bl.a. vid Skottorp (2f) och Dömostorp (1f) för uttag av grundvatten. På en handfull platser sticker grusiga och sandiga isälvsavlagringar dessutom upp genom leran som väl avgränsade kullar, bara något tiotal eller ett hundratal meter i diameter.

I norra delen av Laholmsslätten, drygt 3 km nordväst om Tjärby kyrka (4f–g), sticker en 3–4 m hög kulle upp i sand- och lerområdet i anslutning till ett av de större områdena med flygsanddyner. I kullens mitt finns en gammal, ca 6,5 m djup grustäkt. I tätkanten överlagras grovt grus av 1–1,5 m brun, siltig lera. En sonderingsborrning i täktens botten avslöjar att det ner till 24 m under täktbotten finns omväxlande lager med sten, grus och sand. Mellan 24 m och 38 m tycks det vara ren sand. Mellan denna, i markytan mycket begränsade isälvsavlagring, och Eldsbergaåsens sydvästra spets har gjorts en brunnsborrning vid vilken man enligt protokollet borrade genom 26,5 m lera och nästan 25 m sand och grovt grus. Brunnsborrningen och sonderingen har gjorts i förlängningen på Eldsbergaåsens distala tvärs, och möjligen kan de påträffade grus- och sandackumulationerna ha kontakt under leran.

En liten, i öst–väst orienterad rygg vid Kövlinge (2f–g) har på jordartskartan markerats som en isälvsavlagring. Ryggen utgör egentligen en fortsättning på det stora extramarginala deltat som breder ut sig söder om Laholm. Möjligen är den från deltatytan utskjutande ryggen bara en erosionsrest som framhävs genom den intilliggande Kövlingedalen, se Svensson (1977). Dock finns en gammal, numera igenrasad grustäkt i den västra delen av ryggen. Mohrén, som hade möjlighet att dokumentera täkten i färskt skick (Mohrén & Larsson 1968), klassade sedimenten som isälvsgrus. Endast de övre metrarna av skärningen är öppna nu, och de består av stenig sand.

I den drygt 6 m djupa täktens botten har sonderats ner till 25,8 m. Jordartsbedömningen är något osäker, men hela lagerföljden till det djupet bedömdes vara sand. En kontrollborrning med skruvborr ner till 6 m bekräftade detta. Mohrén (i Mohrén & Larsson 1968) har även markerat sandområdet öster om Kövlingeryggen som isälvsavlagring. För detta finns dock inga säkra belägg, även om det strax nordost om ryggen finns uppgifter från en brunnborrning med 32 m jord, som möjligen är sand.

Vid Vallberga (2 f) syns mitt i byn fortfarande spåren efter en djup grustäkt där man exploaterat en isälvsavlagring som sticker upp genom omgivande lera och silt. Avlagringen har utnyttjats som vattentäkt, men p.g.a. den förhöjda nitrathalten utgör den numera bara en reservvattentäkt. Brunnborrningarna har gjorts ca 200 m sydväst om grustaget (se Laholms kommun, PM 1981). Vid borrhöjden underlagras ca 1 m svallsand av 12,5 m lera och därunder 11 m sand. Den ler-täckta isälvsavlagringens utbredning är dåligt känd, men det har antagits att den utgör en del av en ås som skulle sträcka sig från Storesjöområdet (se avsnittet om Edenbergaåsen) till Skottorps stationsområde, se ovan nämnda PM. Antagandet är dock baserat på ett osäkert underlag.

Lika osäker är avgränsningen av den lilla isälvsavlagringen ca 700 m sydväst om Vallberga. Där finns en flack, 1–1,5 m hög kulle med stenig och grusig sand i ytan och ner till en knapp meters djup. Så grovt material finns annars inte i området, varför kullen antas vara en uppstickande isälvsavlagring.

En andra, mera långsträckt och knappt urskiljbar höjd orienterad i sydväst–nordost finns vid Vrångarp (2 f). Tre gamla små täkter finns i avlagringen. I norra delen finns strax öster om landsvägen mellan Vallberga och Laholm en ca 5 m djup täkt i grusigt och stenigt material med en del block i botten. Man kan borra ytterligare ca 1 m utan att komma ner i någon lera. Det finns ett observationsrör efter en borrning i täktens botten. Uppgifter från denna borrning har inte kunnat lokaliseras. Grundvattenytan låg i april 2003 ca 1,6 m under täktbotten. Brunnsprotokollet från en borrning som gjorts ca 100 m sydväst om täkten visar att det finns 26,8 m grus och stenigt grus. Den senare borrningen slutar i 0,2 m lera. Knappt 300 m mot sydväst finns en ca 2 m djup täkt i vilken ett grovt isälvgrus tycks vara överlagrat av lera. Ytterligare en täkt har funnits i sydligaste delen av avlagringen, men denna täkt är inte åtkomlig längre. Vid landsvägen alldeles intill täkten har dock observerats 2–3 m finsand i en flack höjd som på sidorna täcks av lera. I en borrning i närheten, vid Nya Skottorp (2 f), har man borrarat genom 25 m grus, sten och block som enligt protokollet var lerblandat. Möjligen skulle denna isälvsavlagring kunna ha ett samband med avlagringarna i Skottorp och Vallberga.

Ytterligare en ca 5 m hög kulle finns på slätten ca 1,7 km sydost om Nya Skottorp. I kullens mitt finns en ca 7 m djup täkt som är helt igenväxt. I tätkanterna finns 1–1,5 m lera överlagrat av sand. I täktbotten finns en del sten som sannolikt lämnats kvar efter exploateringen av sanden. En knapp kilometer öster om sandtäkten finns ett par borrningar med 6 m grus under mer än 20 m lera. Ungefär lika långt söder om täkten finns flera små isälvsavlagringar som sticker upp genom leran. Vid Rostorp (1 f) finns en Y-formad kort rullstensås vars flacka krön sticker upp något över omgivande finkorniga sediment. I vinkeln mellan de två åsgrenarna finns en numera torvfylld dödishåla. Tre små grustäkter finns i åsen, en i vardera ändpunkt. Täkterna är 5–7 m djupa och till största delen igenväxta. Dock kan man konstatera att det i åskärnan finns ett grovt grus som överlagras av silt och lera. Möjligen hänger åsen samman med intilliggande flacka kulle med grusig sand som också torde vara isälvssediment. Några närliggande brunnborrningar visar att det finns grus och sand under mäktiga sand- och lerlager,

men hur utbredda de djupt liggande isälvssedimenten är, och om de har kontakt med de grövre sediment som når markytan är oklart. På jordartskartan har markerats ytterligare en liten och osäker isälvsvavlagring ca 500 m mot OSO. I området finns lite småkuperad sand och på något enstaka ställe lite högre grushalt. Vid en brunnborrning har man noterat nästan 39 m grus med något lerlager.

En liknande liten ås når markytan nästan 2 km mot nordväst. Ett par små, ca 5 m djupa täkter finns i den mycket låga och långsträckt höjden. Avgränsningen har gjorts efter morfologin. Den ytligt liggande finsanden skiljer sig inte från omgivande finsand. De förmodade isälvssedimentens sammansättning är inte känd eftersom täkterna är helt igenväxta. Vid Skottorps slott (2 f), bara 700 m söder om de små täkterna skall det finnas ca 33 m sand och grus, som dock inte har iakttagits i markytan. Denna långsträckt isälvsvavlagring är orienterad så att man kan förvänta sig ett samband med isälvsvavlagringen vid Skottorp, som ligger i västra kanten av kartområdet. Mellan dessa två små områden har borrats genom 4,5 m sand och 13,5 m lera som underlagras av 21 m siltig och delvis lerblandad sand. Det kan med andra ord finnas en kontakt mellan de två isälvsvavlagringarna under leran. I Skottorpsområdet har flera undersökningar (bl.a. Kjessler & Mannerstråle 1991a) visat att de isälvssediment som finns under leran är mycket kuperade och delvis ryggformade.

Det har gjorts omfattande undersökningar av lagerföljden i trakten av Dömostorp där det finns en kommunal vattentäkt. Man har konstaterat att det under ganska mäktiga lerlager finns mäktiga grus- och sandavlagringar vars utbredning inte är fullständigt klarlagd (se bl.a. Kjessler & Mannerstråle 1991b och 1998).

17. Isälvsvavlagringarna på Hallandsåsen

Det finns endast ett mycket litet fåtal små isälvsvavlagringar uppe på Hallandsåsens höjdsträckning. Av dessa utgörs några av små rullstensåsar, varav en kan följas in på intilliggande kartområde i söder (Daniel 1980). Den största enskilda förekomsten utgörs av ett flackt fält och intilliggande terrassbildning vid Fladalt (0 g). Sedimenten, som består av sand och grusig sand, torde ha relativt liten mäktighet.

Isälvssediment på lera (yngre extramarginala deltan)

Som nämndes redan inledningsvis har på två av jordartskartorna gjorts ett försök att särskilja isälvsvavlagringar i strikt bemärkelse från de sandavlagringar som avsatts i ett skede då isranden redan dragit sig en bra bit mot nordost. Uppenbarligen har mycket stora mängder smältvatten koncentrerats till framför allt Nissans och Lagans dalgångar under lång tid.

Mycket stora mängder sand har förts ut i det dåvarande havet i vilket lera redan hade avsatts och fortsatte att avsättas. Sanden bildade utbredda deltan med plana överytor, av vilka de tydligaste formades vid Lagans mynning, som successivt försköts västerut allteftersom landet höjdes ur havet. Tidsmässigt spänner detta skeende över en relativt lång period som inte har daterats, se dock avsnittet om isavsmältningen och strandförskjutningen. Säkert pågick avsättningen av de yngsta deltana in i postglacial tid. Det har inte varit möjligt att skilja ut senglaciala och postglaciala ytor med i stort sett samma lagerföljd. Därför har beteckningen extramarginala deltan använts för alla

de ytor som är av deltakaraktär och har, eller tros ha, en lagerföljd som vanligen består av relativt mäktig sand på ännu mäktigare lera och därunder möjligen ytterligare ett sand- eller gruslager. Det väsentliga i resonemanget är att det knappast kan vara svallsand som utgör huvuddelen av de enorma sandvolymerna som finns på den sydhalländska slätten, framför allt Laholmsslätten.

Det skall tilläggas att avgränsningen av de extramarginalt avsatta deltabildningarna inte kunnat genomföras konsekvent. Bland annat i Nissans dalgång är utbredningen av lera under mäktiga sandlager så pass svårbedömd att avgränsningen av isälvsavlagringar som underlagras av lera undvikits där. Det bör också poängteras att i princip samma lagerföljd finns inom de områden där svallsand på lera markerats på jordartskartorna 4C NO och SO. Där är det täckande sandlagret dock tunt, vanligen under 1 till 2 m, och kan mycket väl vara utsvallat från högre liggande terräng.

Avgränsningen av de extramarginala deltana har gjorts med hjälp av information från brunnborrningar, en del geotekniska borrningar, egna borrningar och sonderingar, undersökningar med hjälp av georadar och refraktionsseismik samt sist men inte minst med stöd av morfologin. Det är dock inte lätt att på ett korrekt sätt avgränsa de områden där underlagrande lera saknas eller är mycket tunn. Detta måste beaktas då man använder information om områdets jordlagerföljd.

Flera av de extramarginala deltana som bildats på Laholmsslätten når i de proximala delarna nästan upp till den nivå som vanligen anses vara HK, dvs. 55–65 m ö.h. Deltaytorna är vanligen helt plana (fig. 46), men lutar vanligen med gradient på 0,1–0,5 % mot väster till nivåer kring 20–25 m ö.h. Några av deltaytorna har en även i terrängen identifierbar låg distalbrant, men i



Fig. 46. Den helt plana överytan på det extramarginala deltat vid Sandvad (2g, 6261678 133716). Det ljusare partiet i den borte delen av fälten utgörs av flygsand. Foto förf. 2003.

The surface of an extramarginal delta at Sandvad (2g). The light brown area in the background is eolian sand.

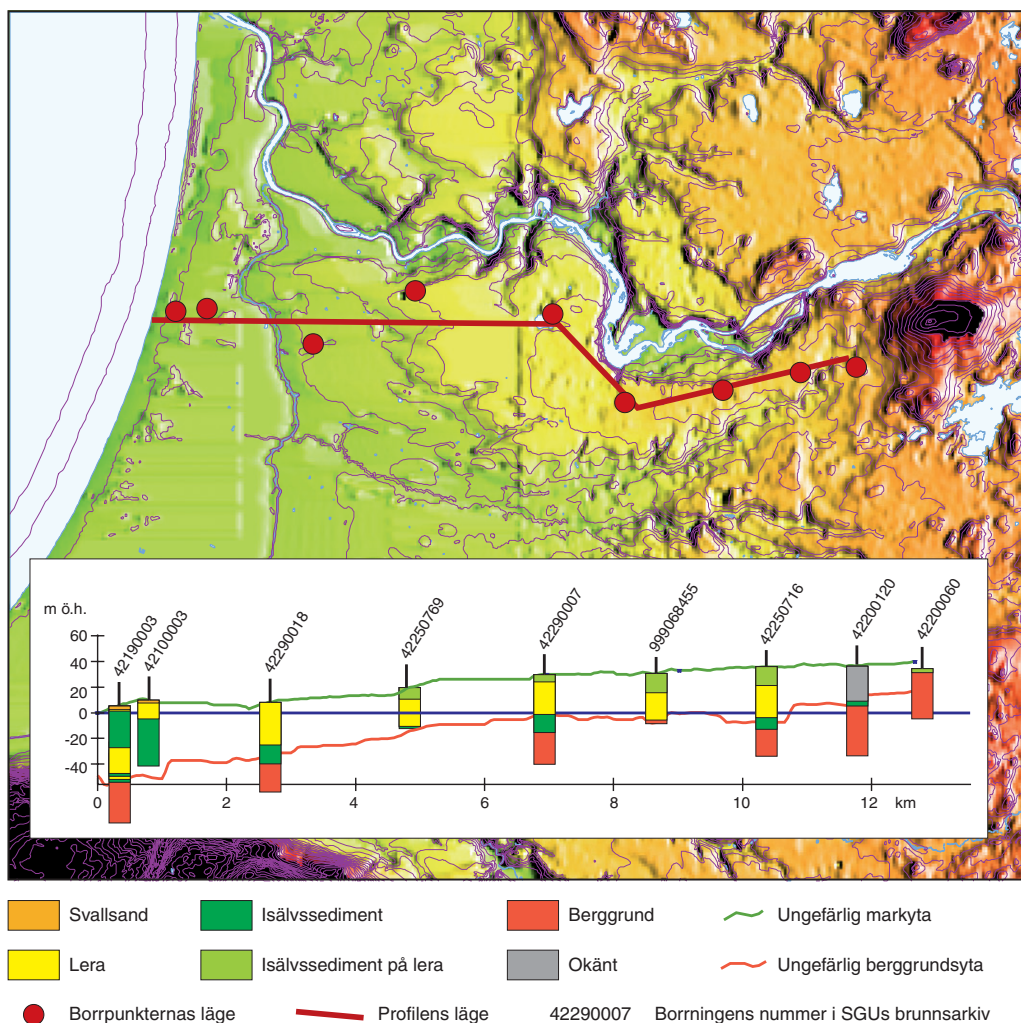


Fig. 47. Översiktlig sammanställning över en stratigrafin på Laholmsslätten. Profilen bygger på ett urval brunnborringar och Lantmäteriets höjddatabas. Den senare utgör också underlaget i bakgrunds-kartan.

The schematic stratigraphy at the Laholm plain.

de flesta fall är de olika planen bäst urskiljbara på den reliefbild som kan skapas med hjälp av LMVs höjddatabas, se bl.a. figurerna 3 och 47. Flertalet deltatyor har eroderats av strömmande vatten varvid grunda strömrännor bildats samtidigt som deltat byggts på i de distala delarna. En sammanställning av erosionsformer i sydligaste Halland har gjorts av Robison (1983). En omfattande erosion har dessutom skett i samband med torrläggningen av slättområdena. Raviner och andra grundare, men längre erosionsdalar har bildats i deltatytorna och utgör nu ett karaktäristiskt inslag i slättens ytformer.

Nästan genomgående består de översta metrarna av de extramarginala deltana av sand, som delats in i två grupper, finsand respektive mellansand-grovsand. På jordartskartan redovisas de

som en grupp – sand. Endast undantagsvis finner man grusiga partier i de ytliga 2–3 metrarna. Sannolikt utgörs en del av den ytliga sanden av ett tunt lager flygsand eller flygmo utan dynform. På jordartskartorna har avgränsats endast sådan flygsand som avsatts i dynor, se avsnittet om flygsand.

Bortsett från ett par problematiska områden som kommenterats under respektive avsnitt om isälvsavlagringarna görs det inga detaljbeskrivningar över de extramarginala deltaavlagringarna. En profil har sammanställts över området söder om Laholm för att illustrera lagerföljden i stora drag (fig. 47).

Finkorniga havs- och sjösediment

Beteckningen finkorniga havs- och sjösediment innefattar jordarterna silt och lera av såväl glacialt som postglacialt ursprung. Gytjelera och gyttja kommenteras under rubriken postglaciala finkorniga sediment.

De glaciala sedimenten bildades genom att de finkornigaste partiklarna transporterades ut i öppet vatten av smältvattnet från isen. Där kunde de avsättas på havs- eller sjöbotten och bilda en jordart som vanligen kännetecknas av en växellagring av silt och lera. Växellagringen, varvigheten, i glacial lera är normalt betingad av årstidsvariationerna i isens avsmältning och därmed vattenföringen i isälvarna. De finkornigare och mörkare lerskikten avsattes under vinterperioden medan de något grövre och ljusare silt- och finsandsskikten avsattes under vår- och sommarperioden. Det bildades varvig lera och varvig silt med lerskikt.

Även under postglacial tid avsattes finkorniga sediment i hav och sjöar. De postglaciala finkorniga havs- och sjösedimenten utgörs delvis av omlagrade glaciala finkorniga sediment. De postglaciala finkorniga sedimenten saknar i regel tydlig varvighet (men är ofta skiktade) och kan innehålla organiskt material och molluskskal.

Inom det karterade området tycks postglaciala finkorniga sediment ha mycket liten utbredning i markytan, framför allt på nivåer högre än 15–20 m ö.h. Ofta finner man dock att de ytligare 5–10 decimetrarna av den glaciala leran och silten saknar skiktning och utgörs av ett omlagrat sediment eller är de glaciala sedimenten störda av markprocesser. På lite större djup börjar dock skiktning alternativt varvighet att uppträda i sedimenten. Övergången mellan den skiktade och den oskiktade leran är ofta oskarp, se även Lundbohm (1887). På jordartskartan har all lera sammanförts till en klass – glacial lera – eftersom postglacial lera med lite större mäktighet har mycket liten utbredning inom området.

Inom det karterade området har finkorniga havs- och sjösediment påträffats endast på nivåer under 55–60 m ö.h. Några större sjöar i vilka lera och silt kunnat avsättas tycks inte ha funnits i terrängen över denna nivå.

Gyttja och gytjelera förekommer inom det karterade området, men är då vanligen täckt av svallsand. Gytta och gytjelera har framför allt påträffats i samband med borringar och geotekniska undersökningar i kustnära områden.

Glacial lera och silt

Glacial lera förekommer utmed hela slättområdet, från norr till söder, ofta tillsammans med silt. Övergången mellan silt och lera är flytande och fördelningen mellan dessa finkorniga sediment

är generaliserad på jordartskartorna. Framför allt gäller detta inom området som karterats enligt den modifierade A-metoden, se avsnittet om karteringsmetoder.

Leran har betydligt större utbredning än vad kartorna visar. Framför allt gäller detta den södra delen av det karterade området där leran till mycket stor del täcks av ett ytligt lager av sand, vilket har redovisats med en speciell beteckning på jordartskartan. De många märgelgravarna på Laholmsslätten vittnar om lerans utbredning under ett relativt tunt sandlager. Även inom de inre delarna av slätten har leran stor mäktighet och utbredning, men är där täckt av mäktiga sandlager i de extramarginala delarna, se figur 47.

Det finns inga tegelbruk kvar inom området, varför större skärningar i lera och silt har saknats. Det finns dock äldre dokumentation av glacial lera där den brutits för tegelframställning, se bl.a. Mohrén & Larsson (1968), Caldenius m.fl. (1966) och Asklund (1935). Större tegelbruk har funnits bl.a. vid Sennan (9f), i norra delen av Halmstad där Slottsmöllans tegelbruks lergravar fortfarande syns, vid Trönninge (5–6f) och Genevad (4–5g) samt vid Laholm.

En ca 6 m hög skärning genom lera i Frösakull (7c) kan tjäna som illustration av de olika varianter av lera som påträffats under karteringen, se även Daniel (2004b). I den tillfälliga skärningen påträffades under ett ca 1,5 m tjockt lager med svallsand såväl siltig, mer eller mindre homogen, rödbrun lera som rödbrun varvig lera och en mäktig sekvens med en till synes nästan homogen grå lera. Den senare lerans ursprungliga skiktning har påverkats så kraftigt genom utglidning eller glacialt tryck att lerans kvarvarande inhomogenitet blir mycket otydlig, se figurerna 48 och 49. I samtliga lertyper har påträffats sten och grus, och rikligt med flinta uppträder i framför allt den övre delen av sekvensen. Samtliga ovan nämnda lertyper har påträffats på karteringsdjup inom området.

På ett antal platser nordväst om Halmstad har iakttagits ytligt liggande siltig lera och lerig silt. Jordarten är gulbrunflammig och innehåller störda skikt och linser av silt och finsand liksom en del grus- och stenpartiklar. Bl.a. påträffar man relativt ofta flinta i jordarten.

Ytterst få prover har analyserats av den ytligt liggande siltiga leran. Prov 15 i tabell B representerar dock denna lertyp. Av tabellen framgår att det är en lera med en hög silthalt och med en viss sandinblandning vilket stämmer väl överens med de observationer som gjorts vid karteringen. Framför allt inom kartområdet 4C NV har noterats att det är vanligt med sten och grus i leran, se proverna 18 och 22 i tabell B. Lokalt kan leran innehålla så pass mycket grövre partiklar att den ger ett moränliknande intryck, se även kornstorleksdiagrammet i figur 50.

Vanligast är en rödbrun skiktad eller varvig lera, som uppträder relativt ytligt över hela det karterade området. Lertypen har kunnat dokumenteras i ytliga skärningar bl.a. 1,5 km öster om Vapnö slott (8d), där en tillfällig schaktning för en gångtunnel avslöjade följande lagerföljd:

- 0 –1,5 m Brun siltig lera, oskiktad eller med mycket störd skiktning. Sten förekommer i leran.
- 1,5–3,5 m Brun siltig lera, tydligt skiktad och innehållande enstaka stora block
- 3,5–5,5 m Grå silt med lerskikt.

Under silten finns en blockförande jordart, grus eller morän, som är vattenförande.

En liknande varvig rödbrun lera frilades i samband med vägarbeten ca 500 m nordväst om Fyllinge kyrka (6e). Leran bildar i området ett plan vars västra begränsning sannolikt utgörs av ett abrasionshak ca 10 m ö.h., se figur 51. Samma rödbruna, skiktade eller varviga lera förekom-



Fig. 48. Tillfällig skärning genom 1–1,5 m svallsand och 4–5 m lera underlagrat av sand, Frösakull (7c, 6286838 1311650), se även Daniel (2004a). Lagerföljden i skärningen är också sammanställd i fig. 51. Foto förf. 2004.

Glacial clay overlain by sandy beach sediments at Frösakull (7c), cf. Fig. 51.

mer även längre söderut på Laholmsslätten. En liknande lera, dock till synes ej skiktad, har provtagits knappt 2 km öster om Eldsberga kyrka (5f, 6273700 1327334) i en erosionsdal på ca 6 m djup. Leran är rödbrun till färgen och är lätt kalkhaltig, se prov 23 i tabell B.

Vid Vapnö har ett flertal borrhningar gjorts i lera, de flesta dock sonderingar. Ner till drygt 3 m djup har leran påfallande ofta varit brun-gråflammig. Analyser av leran på djup som varierar mellan 2 m och 4 m visar att lerhalten varierar mellan 40 % och 50 %. Förutom lerfraktionen finns bara silt och enstaka stenar. Kalkhalten är mycket låg. Dock kan detta bero på att den ovittrade leran inte nåtts vid provtagningen, se proverna 19–21 i tabell B.

Vid Sperlingsholm (7e) har borrats i kohesionsjordar varvid lera kunnat provtas på lite större djup. Analyserna visar att lerhalten är betydligt lägre där, trots att leran som provtogs med skruvborr syntes vara skiktad. Lerhalten uppgår till bara 20–30 %, och leran innehåller betydligt högre halt grövre material. Trots att det djupaste provet togs i en grå sandig lera på 6,8 m djup var leran kalkfri, se proverna 17–18 i tabell B.

Det är välkänt att leran i regionen innehåller en del molluskskal och skalfragment, se bl.a. Erdmann (1865), Asklund (1935) och Pässe (1988a). Detta till trots har skal bara påträffats på ett ställe vid karteringen. I samband med schaktningar för en gångtunnel under genomfartsvägen i Gullbrandstorp, ca 25 m ö.h., påträffades ca 2,5 m svallsand av växlande sammansättning, den nedre delen med ca 5 cm tjocka siltskikt. Underst fanns ett tunt, grusigt sandskikt som var skalförande. Små skal av *Balanus hammeri* (stor havstulpan) och *Hiatella arctica* (stenmussla) på-

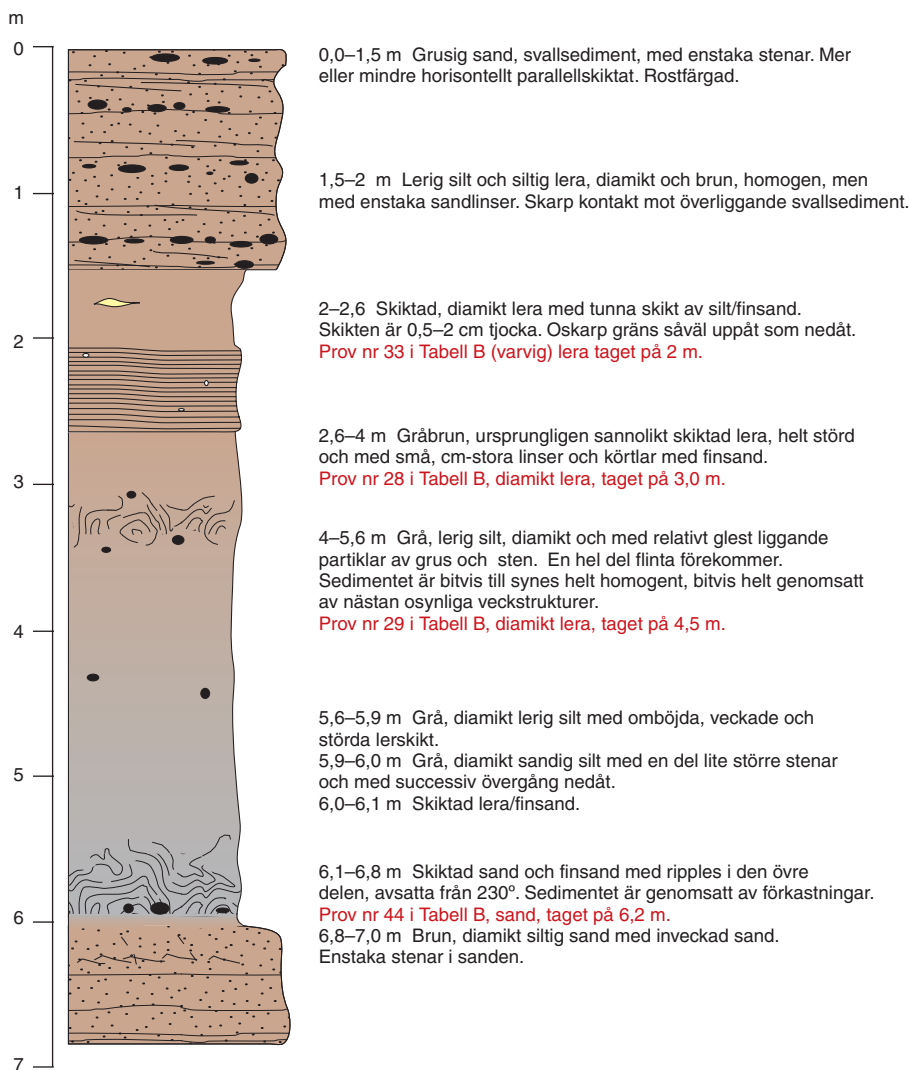


Fig. 49. Den uppmätta lagerserien vid Frösakull (7c), se även fig. 50.
Stratigraphical log of the sediments at Frösakull, cf Fig. 50.

träffades i den undre sanden, liksom i den övre delen av den grå leran som undergrade sanden, se figur 52. Den skalförande grå leran med en diffus skiktning provtogs på 4 m djup. Kalkhalten i denna lera ligger strax över 5 %, se prov 16 i tabell B.

Flera fynd av val- och sälben har gjorts i leran i södra Halland, bl.a. vid Snöstorp (7e), Eldsberga (5f), Laholm (3f–g) och vid St. Menlösa (1f–g), se Lundbohm (1887). En sammanställning av dessa fynd redovisas av Fredén (1975). Kol 14-dateringar som gjorts av de arkiverade skelettdelarna visar att den högsta åldern erhållits på ett nästan komplett sälskelett (*Pusa hispida*) som påträffats i den dåvarande lertakten i Laholm på ca 19 m djup i glacial lera. Leran under- och överlagras av sand. Skelettet har en kol-14 ålder på $13\,425 \pm 160$ år (Fredén 1975, tabell 1).

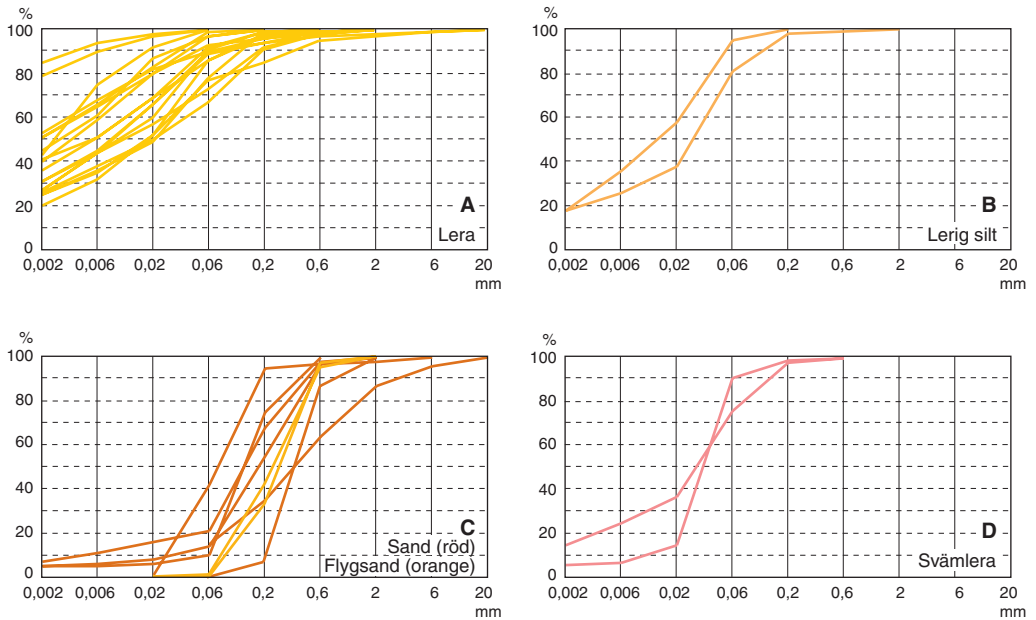


Fig. 50. Kornstorleksdiagram över en del av de sorterade sediment som förekommer inom det karterade området.

Grain size distribution of some of the sorted sediments in the mapped area.



Fig. 51. Varvig rödbrun glacial lera som frilagts i samband med vägbygge vid Fyllinge (6 e, 6284152 1322803). Foto förf. 2002.

Varved red-brown glacial clay at Fyllinge (6 e).

Påse (opublicerad dokumentationsrapport) har i samband med grävningar för gasledning 1,2 km sydost om Eldsberga kyrka (5 f) dokumenterat en lagerföljd med en övre 0,5–1 m mäktig ”varvig brun lera” och en undre grå skalförande lera. Mellan de båda lertyperna finns ett 0,1–1 m tjockt lager av sand med lerskikt. I sanden finns organiskt material i form av 5–10 cm tjocka

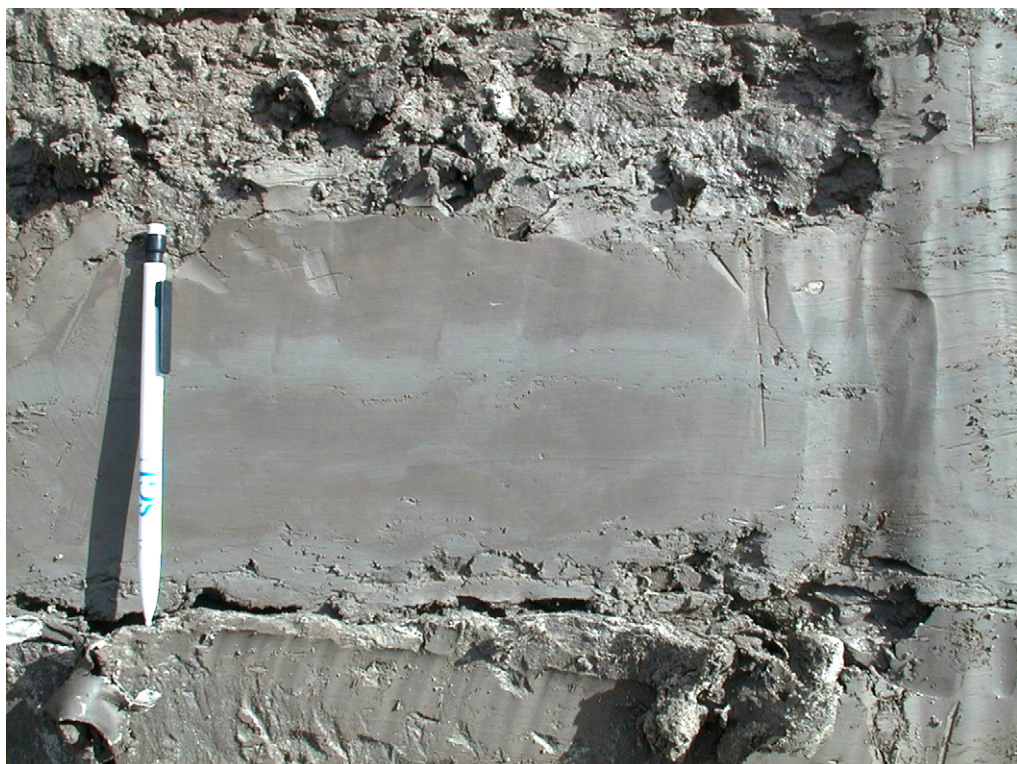


Fig. 52. Grå skiktad, skalförande lera i ett tillfälligt schakt i Gullbrandstorp (8 c, 6290446 1312182). Foto förf. 2001.

Gray laminated clay with shells at Gullbrandstorp (8 c).

partier med siltiga gyttjeliknande sediment. Organiskt material vars ursprung är oklart har för övrigt påträffats på ett stort antal platser i norra delen av det karterade området. Fenomenet diskuteras ytterligare i avsnittet om isavsmältningen och strandförskjutningen.

Påsse (1988b) beskriver en tillfällig skärning genom lera ca 500 m sydost om Trönninge kyrka (6e, 6280/1325). I en svagt konvex del av terrängen kilar en fossil markhorisont ut mot toppen. Ovanpå markhorisonten finns en postglacial lera upp till en nivå kring 13 m ö.h. Under markytan finns 4–5 m skiktad lera med enstaka skal av *Portlandia arctica* (ishavsmussla). Leran, som är brun i övre delen, underlagras av en grå homogen lera med enstaka flintor.

En grå, relativt lös lera finns strax väster om Skottorps slott. Leran, som provtogs på 0,8 m respektive 1,0 m djup innehåller organiskt material och också kalk, se proverna 25 och 26 i tabell B. Lerhalterna är de högsta som uppmäts i de leror som provtagits i samband med karteringen, 79 % och 85 %. Möjligen utgör denna lera en postglacial lera att döma av halten organiskt material. Dock är provet så ytligt taget att det kan vara föroreningar i form av nedväxta rötter. Profiler med lagerföljden inom detta område har redovisats av Holmström & Lindström (1871 och 1881).

Inom stora delar av den sydhalländska slätten har leran grävts upp och använts för kalkning av den i ytan sandiga åkerjorden. De mångtaliga mörkelgravarna, framför allt på Laholmsslät-

ten, vittnar om det utbredda bruket av mörkling. Samtidigt uppnåddes en jordförbättrande effekt genom tillförsel av lera till de sandiga jordarna. Kalkhalten på den sydhalländska leran har tidigare angetts till 5–12 % (de Geer 1893) och 5–8 % (Caldenius m.fl. 1966). Dessa värden bekräftas av ett fåtal kalkhaltsanalyser som gjorts vid denna kartering, se tabell B.

Den på jordartskartorna markerade silten torde huvudsakligen utgöra en ytligt liggande del av leran. Lokalt finner man en successiv övergång från en ytligt liggande lerig silt (vars lerhalt, i det prov som analyserats, legat strax över 15 %) till siltig lera och lera, se proverna 27–33. Ofta finner man tunna skikt av lera i silten under det av markprocesser påverkade ytliga lagret. En del av den ytligt liggande silten torde vara postglacialt omlagrad. Som tidigare påpekats innefattar begreppen lera och silt såväl glaciala som postglaciala former.

Ett område med silt som helt avviker från övriga har kartlagts på Rydsbjär (9c). Förekomsten som sådan har beskrivits av bl.a. Gustafsson & Ralfsson (1985) och B.-O. Gustafsson (1989). Silten förekommer där fläckvis högt upp på sluttningarna, upp till ca 90 m ö.h. Mäktigheten tycks understiga 1 till 2 m. Den vanligen sandiga silten är sten- och blockförande på sina ställen, och ofta ofullständigt sorterad. På Rydsbjärs norra sluttning har den konstaterats vara mycket hårt packad. Enligt nämnda författare är silten vattenavsatt, men någon säker förklaring till dess utbredning har inte angetts. En möjlig förklaring till att silten kunnat avsättas på så höga nivåer kan vara att havsnivån nått högre än den vedertagna nivån på den högsta kustlinjen. Detta har också förfäktats av bl.a. Lagerlund & Houmark-Nielsen (1993), som hävdar att silten skulle vara avsatt under en transgression, som under ett mycket kort skede efter isens avsmältning gav en havsytehöjning till en ännu ej fastställd nivå. Alternativt skulle silten kunna knytas till de äldre sediment som dokumenterats i järnvägsskärningen vid Margreteberg. Den senare lagerföljden har beskrivits av Pässe m.fl. (1988). I skrivande stund är de finkorniga jordarternas ursprung mycket osäker.

Postglaciala finkorniga sediment

Ytligt liggande gyttjelera, leryttja och gyttja har mycket liten utbredning inom det karterade området. Förutsättningar för avsättning av dessa jordarter är relativt små då avrinningen från området varit effektiv och några större sjöar i vilka sedimenten kunnat avsättas inte har existerat. Däremot har avsättning av såväl lera som gyttja kunnat ske i havstäckta områden och längs de forna flodmynningarna, framför allt på nivåer lägre än den postglaciala transgressionen, dvs. under 10–15 m ö.h. Vanligen är dock dessa postglaciala finkorniga havs- och sjösediment täckta av svallsand och/eller flygsand. En sådan lagerföljd har beskrivits av Caldenius & Linnman (1949) från Halmstad. Där finns ett ytligt sandlager med en mäktighet på 1–5 m underlagrat av upp till 14 m postglacial och delvis gyttjig lera. Underst ligger där en glacial, varvig torrskorpelera. Liknande lagerföljder redovisas av Lind (1977) och WSP (2003a).

Ett område i vilket leryttja lagts ut på jordartskartan finns omedelbart öster om Stora Sandkullen, den mäktiga flygsanddynen väster om Gullbrandstorp (8c). Avsättningen av leryttja har sannolikt kunnat ske i en sjö som periodvis varit uppdämd av flygsanden. Enligt obekräftade uppgifter skall området ha varit sjö kring 1800.

Leryttja har också påträffats i en bäckskärning vid Lynga kvarn (8b, 6292090 1309600), där följande lagerföljd kunde dokumenteras:

- 0 – 0,9 m Svämsand med växlande halt organiskt material.
- 0,9 – 1,6 m Lergyttja skiktad och brungrå med ljusa siltskikt, 3–5 mm tjocka.
- 1,6 – 1,63 m Torv.
- 1,63–2,1 m Lerig silt, ljust grå med sten och grus.

I samband med geotekniska undersökningar inom de lägre liggande delarna av Laholmslätten, främst under 10 m ö.h., har man påträffat relativt mäktiga gyttjelager under sanden. Så t.ex. har söder om Mellby (3f) på ett antal punkter påträffats upp till 5 m gyttja under ca 1 m sand. Lagerföljder med relativt mäktiga gyttjelager längs Lagan väster om Snapparp (4f) har också redovisats av Lundbohm (1887).

I samband med projekteringen av den nya järnvägsdragningen väster om Laholm har också noterats ett antal punkter där lergyttja och gyttja förekommer under svallsand. Detta gäller främst i anslutning till de små vattendragen på slätten.

Grovkorniga havs- och sjösediment

De grovkorniga havs- och sjösedimenten utgörs främst av svallsediment. I samband med landhöjningen utsattes tidigare avsatta jordlager för vågornas och strömmarnas påverkan. Det medförde att jordarna omlagrades och förflyttades successivt mot lägre liggande terräng. Svallsedimentens sammansättning och mäktighet är mycket varierande beroende på läge i terrängen och ursprungsjordart.

I södra Halland har svallningen generellt sett varit föga intensiv i de inre delarna av slätten där terrängen höjer sig mot småländska höglandet. Ingenstans har där påträffats klapper eller mera omfattande strandbildningar. Över huvud taget är utbredningen av svallsediment relativt begränsad i anslutning till moränområdena. Enstaka strandvallar, strandhak och blockzoner finns dock, se nedan. Däremot är svallsedimenten utbredda framför allt kring de större isälvsavlagringarna och längs kusten på nivåer under 10–15 m ö.h.

Den relativt begränsade svallningen har inte gett upphov till mera utbredda områden med morän som har ett svallat ytskikt. Dock skall framhållas att den svallade moränens utbredning kan vara underskattad, och enligt de tidigare publicerade geologiska kartorna Aa 197 och Aa 198 (Mohrén & Larsson 1968 respektive Caldenius m.fl. 1966), är den svallade moränen något mera utbredd.

På jordartskartorna har de grovkorniga havs- och sjösedimenten delats in i klapper, grus, mellansand–grovsand samt finsand.

Klapper

Den grövsta formen av svallsediment utgörs av sten som ofta anhopats till klapperstensvallar. Klapper förekommer längs den nordligaste delen av kuststräckan där den mest intensiva svallningen och omlagringen har skett i anslutning till uppstickande restberg norr om Tylösand. Det sydligaste området med klapper ligger vid Påarp (5e), även det i anslutning till uppstickande berg. Klapper har påträffats inom relativt små områden upp till en nivå kring 10 m ö.h. och aldrig över 15 m ö.h. Den kraftiga svallning som gett upphov till klapperstensfält kan alltså knytas till den postglaciala transgressionen, se avsnittet om inlandsisens avsmältning och



Fig. 53. Klapperfält vid Haverdalsstrand (8 b, 6292874 1306993). Foto förf. 2002.
Shingle-beach at Haverdalsstrand (8b).

strandförskjutningen. Vanligen ligger de små klapperstensfälten inklämda mellan uppstickande bergknallar. Det största området med klapper torde finnas vid Haverdalsstrand, på sydsidan av berget Skallen (8b), se figur 53. Med tanke på utbredning och läge torde klapperstensfältens mäktighet inte överstiga 1–1,5 m.

Svallgrus och svallsand

Svallgrus förekommer främst i samma område som klapperstensfälten, dvs. främst längs kusten norr om Tylösand. Dock är grusackumulationerna betydligt mera utbredda och kan sannolikt ha betydande mäktighet på sina ställen. Från Haverdalsstrand kan man följa ett sammanhängande område med svallgrus mellan det kustnära marsklandet och den utbredda sanden och leran inåt land. Det lokalt relativt grova gruset följer höjdsträckningen längs Skipåsabergens och Steningebjärs östsluttningar. Svallgruset bildar helt lokalt flacka ryggar eller vallar, som i de flesta fall dock inte har så utpräglad form att de markerats på jordartskartan. Den längsta och tydligaste ryggen med svallgrus bildar Steningebjärs förlängning mot söder. Där bildar det förmodade svallgruset en relativt flack höjdrygg som sammanbinder ett antal bergblottningar och uppstickande morän. Möjligen utgörs höjdsträckningen dock av en komplex randbildning vars yttligare delar omlagrats till svallgrus.

Svallgruset längs Steningebjärs sydostsluttning ligger också anrikat i knappt skönjbara vallar. Mäktigheten är mycket varierande. Morän går i dagen som långsträckta stråk parallella med sluttningen. Lokalt har moränen påträffats på 0,5–1 m djup under grus och sand vid kontrollgrävningar i samma område. Omkring 500 m ONO om Steninge kyrka (9b) finns det dock en till största delen igenrasad grustäkt i ett förmodat svallgrus. De översta 1,5 meterna består av stenigt grus med enstaka block, men resten av den ca 7 m djupa skärningen har en okänd sam-

mansättning, eftersom tälten är helt igenrasad. Den stora mäktigheten och jordartens sammansättning tyder möjligen på att det kan finnas en kärna av isälvsmaterial i sluttningen. Samma förhållande kan gälla den flacka höjdsträckningen som är orienterad i nordost-sydvästlig riktning vid Skintaby (9 b). Den ytliga jordarten utgörs där till stora delar av grus, sannolikt svallgrus, som anrikats i anslutning till uppstickande berg och morän. Dock finns två brunnsborrningar i den sydvästra delen av höjden som tyder på att det i kärnan finns ett isälvs sediment. Protokollet från den ena borrningen visar på 25 m grus och sten, i det andra protokollet noteras att det finns 16 m sand på 8 m morän och därunder berg.

Relativt omfattande svallgrusavlagringar har också påträffats på nivåer upp till ca 60 m ö.h. på Aggaredsbyärs sydostsluttning. Svallgrusets mäktighet når ca 2 m.

Strax nordväst om Lynga kvarn (8 b) finns ett område med kustparallella låga, flacka strandvallar uppbyggda av grus och sten. Endast de största vallarna har markerats på jordartskartan. Grova strandavlagringar ansamlade i vallar förekommer även på sydsidan av udden vid Villshärad (7 b). Svallgruset har där sannolikt relativt liten mäktighet och är dessutom bemängd med block, som möjligen är isskjutna. Svallgruset är överlag dåligt sorterat på udden utom där ett par små klapperfält bildats.

En långsträckt men mycket låg höjdrygg med ofullständigt sorterat grus och grusig sand kan följas från Söndrum (7 d) mot Mjällby (7 c). Sannolikt är det samma bildning som återkommer vid Fammarp som en låg grusrygg. Möjligen utgör dessa båda grusryggar en fortsättning på den randmorän som finns vid Söndrum, se avsnittet om rand- och ändmoräner.

Inom övriga delar av det karterade området är svallgrus relativt ovanligt. Som tidigare nämnts har svallningen inte påverkat moränterrängen speciellt mycket. Bland de få ställen där svallgrus kunnat konstateras kan nämnas en flack moränsluttning ca 2 km öster om Ysby kyrka (3 g). Där har en låg strandvall med grus kunnat följas några hundra meter längs sluttningen lite drygt 55 m ö.h. Ytterligare ett antal mindre områden med svallgrus förekommer i moränsluttningarna på ungefär samma nivå, men utbredningen är påfallande liten.

Till skillnad från svallgruset har svallsanden mycket stor utbredning inom hela det karterade området. Inom den 2–3 km breda kustzonen med postglacial sand väster och nordväst om Halmstad kan sandmäktigheten lokalt bli avsevärd av ett antal borrningar att döma, och mäktigheter mellan 3 m och 10 m förekommer där. Möjligen finns det inom området dolda randbildningar under en ytlig svallsand, men morfologiskt är det svårt att identifiera några sådana.

Svallsandsområdena norr om Tylösand är lätt kuperade. Delvis beror detta på att moränhöjder och bergknallar ger terrängen en mera bruten form. Längre österut, vid Halmstad bildar sanden helt plana fält på lite varierande nivå. Det lägre liggande sammanhängande området med sand når upp till ca 15 m ö.h. dvs. upp till och strax över den postglaciala transgressionens nivå. Sanden täcker till stora delar såväl postglacial lera som torv- och gyttjelager avsatta vid Nissans mynning, se bl.a. Lind (1977). Av de geotekniska borrningar som gjorts i Halmstad tätort varierar den ytligt liggande sandens mäktighet från 0,5 m och upp till 4–5 m.

Stora delar av Laholmslätten täcks av svallsand med en varierande sammansättning. I databaserna (men inte på de tryckta jordartskartorna) har gjorts en indelning i en finkornigare grupp dominerad av finsand, och en grovkornigare grupp dominerad av mellansand-grovsand. Den senare gruppen kan dock innehålla hela sandfraktionen men också en del grus och en viss lerhalt, se proverna 37, 42, 43 och 45 i tabell B. Gränsdragningen mellan de båda sandgrupperna är av naturliga skäl osäker.

Sanden bildar vanligen helt plana fält genomdragna av enstaka torrdalar och erosionsfårar. Framför allt på Laholmsslätten torde en del av den ytligt liggande sanden utgöras av flygsand utan några egenformer. Recent avsättning av flygsand kan iakttagas efter varje stormperiod, se nedan.

Den postglaciala sandens mäktighet på Laholmsslätten varierar mellan 0,5 m och upp till ca 5 m. Endast undantagsvis förekommer det mäktigare svallsandslager på leran.

Sannolikt är också svämsedimentens utbredning längs vattendragen underskattad på jordartskartan, eftersom svämsedimenten till stor del överlagras av svallsand. I trakten av Skottorp (2f) förekommer torv som täcks av svallsand inom ett antal mindre områden.

Inom sandområdena finns rikligt med spår efter frostmark, t.ex. iskiljar, plynmark och ”dropstrukturen”, se vidare i avsnittet om frostmarksfenomen.

Vindsediment (eoliska sediment)

Vindsediment utgörs vanligen av flygsand, som är en mycket välsorterad jordart huvudsakligen bestående av mellansand och finsand i varierande mängder. Flygsanden avsätts i regel som kullar och ryggar, s.k. dyner.

Inom det karterade området förekommer rikligt med flygsand utmed hela kuststräckan. Vanligen är flygsanden ansamlad i kustparallella dyner och, lite längre från den nuvarande kustlinjen, större områden med flygsanddyner (inlandsdyner). Det är bara flygsand med egenformer som markerats på jordartskartorna. Sanden i de extramarginala deltana och även utanför dessa är vanligen relativt välsorterad och kan vara svår att skilja från flygsand som i samband med jordbruket blivit uppblandad med annan sand.

Den lättroliga flygsanden har utgjort ett stort problem i södra Halland alltsedan 1500-talet innan man utförde skyddsplanteringar för att binda sanden, se bl.a. Lundbohm (1887) och Norrman m.fl. (1974). Även om den mera omfattande och förödande sandförflyttningen numera upphört så pågår det fortfarande en viss erosion och avsättning av flygsand i jordbruksområdet och längs kusten i samband med stormperioder, se figur 54.

Dynbildningen har främst skett i anslutning till de halländska rundbukterna dit sand koncentrerats mellan utstickande berg- och moränuddar, se Davidsson (1964).

De största flygsandsområdena finns vid Haverdal (8b). Norr om byn finns ett helt skogtäckt dynamråde med relativt låga dyner. Betydligt högre dyner finns i den östra delen av dynamrådet söder om Haverdal, inom Haverdals naturreservat. Den största dynen utgörs där i sin norra del av en helt skogklädd sammanhängande rygg med relativt skarpt krön. Krönets nivå stiger från 15 m ö.h. i norra spetsen till den högsta punkten, Stora Sandkullen, vars topp skall nå ca 36 m ö.h. i den södra delen av dynen. Dynen uppges vara en av de högsta i landet (Länsstyrelsen i Halland m.fl. 1989). Dynen skall enligt Norrman m.fl. (1974, s. 44) vara kol 14-daterad till ca 1500 e.Kr. Söder om Stora Sandkullen breddas området med höga dyner och består där av mer oregelbundna dyner med ett antal ryggar och höga kullar. Väster om detta storkuperade flygsandsområde utbreder sig ett minst lika stort område med blott meterhöga dyner. Dessa sträcker sig västerut till ett mellanområde dominerat av grusig sand som delvis ligger ansamlad som vallar, dock inte tillräcklig väl utbildade för att markeras på jordartskartan. Till stor del täcks de av flygsand. Närmast kustlinjen finns den recenta dynryggen, som är 3–7 m hög och i stort sett sammanhängande längs en nästan 5 km lång sträcka. Endast där bäcken Skintan har eroderat genom strandvallen finns ett avbrott i



Fig. 54. Recent flygsandsavsättning april månad (de ljusa partierna av fälten) strax norr om Ränneslöv (2 g, 6262233 1331714). Foto förf. 2003.

Windblown sand (light brown areas) in april just north of Ränneslöv (2 g).

densamma. Där har observerats 2 gyttjehorisonter och ett torvskikt under- och överlagrat av sand. Innanför kustdynen finns ett nästan lagunliknande fuktigare, skoglöst lågområde, se figur 55.

En liknande succession, med en kustparallell, lång dynrygg vid strandlinjen, sedan ett område med lägre dyner samt stora inlandsdyner längst i öster, finns vid intilliggande rundbukt mellan Tylösand (6 c) och Villshärad (7 b). I stort sett gäller samma förhållande längs hela kuststräckan söderut till Gullbranna (5e). Mellan hamnen i Halmstad och Gullbranna är kustdynen dock mera oansenlig. Längs den senare kuststräckan består kustdynen av knappt 5 m höga dyner som inåt land minskar till 1–2 m och på några platser, t.ex. i södra delen av Hagöns naturreservat, till endast 0,5–1 m höga dyner. Längre bort från stranden finns sannolikt ett tunt lager flygsand som saknar dynform.

I trakten av Snapparp (4 f) finns ytterligare ett par områden med mäktiga dyner, upp till 10 m höga och skogsplanterade. Omkring 2 km NNO om Snapparp finns dessutom en i öst–väst orienterad, låg, smal och lång flygsandsdyn som uppenbarligen byggts upp längs ett staket eller en stengärdsgård.

Det finns även en del flygsand i dynform i de inre delarna av slättområdet. Ett litet större område finns strax väster om Edenberga samhälle (2 g) där flygsanden bildar 1–2 m höga och oregelbundna dyner. Flygsandens totala mäktighet är något osäker, då det varit svårt att bestämma sandens genes i samband med en maskinsondering i området. Drygt 1,5 km mot sydost ligger en liten by med namnet Sandvad (2 g). I anslutning till byn finns ett mindre dynamråde med två ca 300 m långa, men blott 0,5 m höga longitudinella helt raka dynar som sträcker sig mot väster och nordväst, se figur 46. Möjligen utgör de armarna på en barkanformad dyn.

En andra, betydligt bredare men lika låg longitudinell flygsanddyn sträcker sig ca 3,5 km mot OSO från L. Menlösa (1 f). Sanden är väl sorterad och består nästan uteslutande av finsand och mellansand i ungefär lika proportioner, se prov 40 i tabell B samt figur 50.

Upp på Nyårsåsens södra del har vid stenbrottet ca 2,5 km sydost om Harplinge kyrka (8 c) provtagits en ca 0,5 m mäktig flygsand (prov 39 i tabell B) som avsatts i en sänka i moränen. Sten



Fig. 55. Landsidan av kustdynen med bakomliggande lågområde strax nordväst om Villshärad (7 b, 6290396 1309007). Foto förf. 2002.

The inland side of the coastal dune just north-west of Villshärad (7 b).

och block som ligger täckta av flygsand är tydligt vindslipade. Den föga utbredda flygsanden ligger 90–95 m ö.h. vilket visar att man kan förvänta sig finna vindavsatta sediment i mycket varierande höjdlägen inom området. En mera komplett undersökning av lagerföljden i trakten av stenbrottet har redovisats av B.-O. Gustafsson (1989). Enligt densamme skall lagerföljden vid stenbrottet bestå av morän som överlagras av vattenavsatt sand som gradvis övergår i flygsand. På något lägre nivå skall enligt Gustafsson finnas tecken på en transgression som täckt en markyta med vindslipning på nivåer kring 56 m ö.h.

Älv- och svämsediment

Denna typ av sediment har bildats och bildas än idag utmed stora och små vattendrag. Älvsediment är ofta väl sorterade samt fattiga på organiskt material. Svämsediment avsätts utmed vattendragen i samband med översvämningar. Därmed bildas det plana fält utmed vattendragen, fält inom vilka äldre, torrlagda strömfåror ofta finns bevarade. Svämsedimentens sammansättning växlar mycket starkt i både vertikal- och horisontalled och sorteringen är vanligen ofullständig. Svämsedimenten innehåller en växlande halt organiskt material, främst växtrester.

På jordartskartorna förekommer såväl äldre som yngre älv- och svämsediment. Gränsen dem emellan är flytande och svårbestämd. I praktiken bör dock avsättningen av de äldre älv- och svämsedimenten ha upphört för ett antal hundra år sedan. Det har dock visat sig att även sådana områden som kartlagts som äldre svämsediment översvämmas vid extrema högvattensituationer, som t.ex. år 2002 då stora delar av Nissans dalgång var översvämmad.

De äldre älv- och svämsedimenten är koncentrerade till Nissans dalgång där de bildar en upp till 1 km bred dalfyllnad några meter över nuvarande medelvattennivå. De äldre svämsedimenten är delvis bebyggda och har utgjort ett jämnt underlag för infrastrukturutbyggnaden.

Mellan Åled (8 e) och den berggrundsberoende förträngningen av dalgången öster om Sper-

lingsholm (8e) finns upp till fyra terrassplan på olika nivåer. Av dessa torde de övre planen utgöras av isälvs sediment. Nissan rinner i regel fram i en ganska djupt nedskuren fåra. Inom begränsade områden finner man yngre svämsediment som bildar ett lägsta plan utmed Nissan. De yngre svämsedimenten är ofta koncentrerade till ställen där ån meandrar. I små s.k. ”korvsjöar” kan halten organiskt material vara så hög att den närmast är att betrakta som torv. Dessa yngre sediment begränsas av en ca 2 m hög brant mot nästa terrass som karterats som äldre älv- och svämsediment huvudsakligen bestående av sand. Terrassen är ofta upp till 200 m bred med en svagt konvex överyta möjligen beroende på att det förekommer flacka levéer på planet. Sedimenten består oftast av finsand, men kan vara grövre. De har ofta brun färg och högt innehåll av ljus glimmer. Liknande terrasser kan ses längs Fylleåns dalgång och också utmed Lagan.

Lokalt avgränsar en 2–3 m hög sluttning älvsedimenten mot nästa terrass, som vanligen består av stenigt grus och har karterats som isälvs sediment. Ytterligare en 10–20 m hög och brant iskontaktliknande sluttning utgör vanligen gränsen till det översta planet bestående av isälvs sediment, oftast stenigt grus.

Nedströms Sperlingsholm är de äldre älv- och svämsedimenten än mer utbredda. Mäktigheten kan vara avsevärd vilket visas av att man i samband med utbyggnaden av fjärrvärmeanläggningen ca 1 km SSV om Sperlingsholm konstaterat att det finns kring 20 m med leriga och siltiga postglaciala sediment innehållande skal och växtrester. Hur stor del av dessa som utgörs av svämsediment framgår dock inte. I samband med byggandet av en pumpstation där väg E6 korsar Nissan kunde lagerföljden i svämplanet dokumenteras. På Nissans södra sida finns alldeles invid motorvägsbron mer än 3 m svämsediment. Övre 0,5 m är finsand, därunder brungul silt till ca 1,8 och underst lera med siltskikt ner till 3 m, se proverna 34 och 35 i tabell B. I övre delen av leran låg en bit av en relativt grov trädström som kol 14-daterats till 7 510±40 BP (LuA5524).

Nedströms motorvägsbron har de äldre älv- och svämsedimenten avgränsats med hjälp av morfologin och information från enstaka geotekniska borrhningar. Svämsediment och postglaciala havs- och sjösediment med likartad sammansättning påträffas inom mycket stora delar av Halmstad tätort under täckande svallsand, se Lind (1977), Caldenius & Linnman (1949) samt sammanställningen som WSP (2003a) gjort över de geotekniska borrhningarna inom tätorten. Att där skilja ut svämsediment från de postglaciala havs- och sjösedimenten låter sig inte göras.

I samband med nybyggnation inne i Halmstad, ca 600 m nordost om Halmstads kyrka (7 d) schaktades genom 0,5 m sand (svall- eller svämsediment), ett tunt torvlager, 0,3 m skiktad sand och silt med lager av organiskt material, samt underst 0,4 m grå sandig silt, som bedömdes vara svämsediment, se figur 56. På 1,3 m djup fanns ett 5 cm tjockt torvlager som kol 14-daterats till 2 560±30 BP (LuA5523). Under torvskiktet kunde finsand och sandig silt innehållande organiskt material följas till 2,7 m djup, se prov 36 i tabell B.

De yngre älv- och svämsedimenten uppträder vanligen i relativt smala områden utmed vattendragen och består till största delen av lera och sand med ett visst organiskt innehåll. Det förekommer dock grusiga och steniga älv- och svämsediment i områden där vattendragen passerar grova isälvs sediment.

Även utmed Lagans dalgång finns partier med relativt utbredda älv- och svämsediment där det meandrande vattendraget eroderat sig in i omgivande lera och sand. Omkring 1,2 km väster om Laholms kyrka (vid koord. 6268758/1329739) har lagerföljden kunnat dokumenteras ner



Fig. 56. Svall- eller svämsediment överlagrande sand med torvskikt samt svämsediment bestående av silt och sand med organiskt innehåll. Centrala Halmstad (7 d–e, 6287095 1319741). Foto förf. 2001.

Beach sand or fluvial sand overlaying fluvial sand with layers of peat and gray fluvial sand and silt with organic material. Central part of Halmstad (7 d–e).

till 3 m djup i en dikesskärning norr om ån. Där finns omväxlande tunna sandskikt i svämtorv med lerinblandning. Möjligen är sedimenten avsatta i en havsvik eftersom de ligger strax över dagens havsnivå. I samband med utbyggnaden av reningsverket strax nordväst om Laholm år 1974 påträffades ca 40 m söder om Lagans södra strand (6267950/1327870) en del av en träd-stam av ek i jorden. Det är oklart vilken jordart stammen låg i, men det kan vara svämsediment. Trädstammen, som låg 3–4 m under markytan och blott 1 m över nuvarande havsyta, har enligt opublicerade uppgifter från C. Fredén kol 14-daterats till 7945±145 BP (St5070).

Som ovan nämnts kan man även utmed Lagan se terrassbildningar och erosion längs dalsidorna, och det är inte alltid så lätt att avgöra vilken typ av sediment som finns i markytan. Främst gäller detta de partier av Lagans lopp där man anlagt kraftverk med tillhörande dammbyggnader. Vattendraget har kanaliserats och strömfårens läge ändrats. Den gamla strömfåran har torrlagts bitvis och grovkorniga, steniga och blockiga älsediment eller residualbildningar har blottlagts.

Det är inte alltid som det finns svämsediment utmed de mindre vattendragen. Så är t.ex. Edenbergåns fåra nerskuren i lera, silt och sand. Ån meandrar kraftigt, men inget egentligt svämplan är utbildat. I stället finns en del erosionsfåror och erosionsrester, se figur 57. Eventuellt finns en del äldre svämsediment på en något högre nivå längs ån, men i så fall kan dessa inte avgränsas från omgivande lera och sand.

Längs den delvis kanaliserade Stensån finns relativt breda plan med framför allt svämmlera. En specialkarta över den västra delen av åns omgivningar vid Skottorp (1–2 f) har upprättats av



Fig. 57. En torrlagd meanderslinga utmed Edenbergaån strax väster om Edenberga (2 g, 6263150 1331227). Ån rinner utmed trädraden. Foto förf. 2003.

An abandoned stream channel of the Edenberga rivulet, just west of Edenberga (2g).

Holmström & Lindström (1871 och 1881). I de östligaste delarna, där Stensån rinner genom utbredda isälvsavlagringar och i moränterräng påträffas ofta frispolade block och sten med mellanlagrande sand. Inom vissa områden har ån sannolikt eroderat ner till morän som underlagrar isälvsedimenten och svämsedimenten är där så pass tunna att de inte redovisats på kartan.

Längs flera av de i lera och sand djupt nerskurna dalgångarna finns mer eller mindre välutvecklade erosionsdalar och ravinsystem. I botten på dessa kan det finnas en del svämsediment. Vanligen är dock utbredningen alltför liten för att det skall markeras på jordartskartorna. Sannolikt förekommer också en hel del flytjord i ravinerna.

Torv

Det är en mycket stor skillnad på utbredningen av torvmarker mellan slättområdet och det skogtäckta högländet i öster. Den sammanlagda torvarealen på slätten är ytterst begränsad, och (bortsett från enstaka torvmarker på kartområde 4C NV) är det först i de inre delarna av slätten, där dödismorfologin blir mera märkbar, som det finns en del större torvmarker. I gengäld finns det mycket utbredda, men föga mäktiga torvmarker i den nordöstra delen av det karterade området, som är en av Sveriges nederbördsrikaste regioner. Huvuddelen av torvmarkerna ligger inom C-karterat område, varför inga egna borrhningar och torvundersökningar företagits.

Inom områden som karterats enligt metod A har torvmarkerna indelats i mossar och kärr efter ytvegetationens sammansättning. Inom C-karterat område används en gemensam beteckning för olika torvmarkstyper. En särskild beteckning har använts för tunt ytlager av torv (<0,5 m) inom båda områdena. Dock har beteckningen använts i mycket liten utsträckning inom C-karterat område eftersom det inte går att avgöra från flygbilderna hur tjock den täckande torven är. Det är bara i de fall då man i fält (framför allt längs vägarna) kunnat konstatera att det föreligger ett större sammanhängande område med ett tunt ytlager av torv som detta markerats inom C-karterat område.

Södra Halland tillhör den torvprovins som von Post & Granlund (1926) benämner Göta-lands försumpningsområde. Detta kännetecknas av att torvbildningen till övervägande del är

beroende av nederbörden. Till viss del har dock torvmarkerna bildats genom igenväxning av grunda fornsjöar. Huvuddelen av torvmarkerna utgörs av högmossar, men i Hallands skogsområden är soligena torvmarker (dvs. torvmarker vars tillväxt är beroende av översilande markvatten eller framträngande grundvatten) vanliga. Gyttja har mycket liten utbredning som ytjordart, och har inte lagts ut på jordartskartorna. I små och djupa bäcken, där det funnits fornsjöar som numera växt igen, förekommer dock såväl gyttja som gyttjelera under torv, se bl.a. Caldenius m.fl. (1966) och Berglund (1995). Fullständiga profiler och pollendiagram över Danstorpssmossen (numera kallad Bölarpamossen), ca 2,2 km sydväst om Kvibille kyrka (9e) och Iglasjösmossen (numera kallad Sjöamossen), ca 3 km VSV om samma kyrka har presenterats av Caldenius m.fl. (1966).

Generellt torde torvmäktigheten vara relativt begränsad. Några sonderingar har dock inte gjorts i samband med karteringen. Ett fåtal djupuppgifter tyder på att djupet till fast botten normalt inte överstiger 5–6 m, se Lindström (1898) och Franzén (1983).

Undarsmossen vid Steninge (9b) utgör den största torvmarken inom slättområdet. Mossen, som är starkt påverkad av dikning och torvtäkt, är till största delen täckt av lövskog, och endast de centrala delarna består av öppen högmossa. Torvmarksbildningen har skett i en bassäng upp-dämd bakom en relativt mäktig isälvsavlagring eller israndbildning (se Caldenius m.fl. (1966, s. 100) som är uppbyggd mellan Steningebjär och Skipåsaberget, se även avsnittet om isälvsavlagringar inom Harplingeområdet. Lagerföljden i mossen, som sträcker sig in i angränsande kartområde (Påse 1988), består enligt Caldenius m.fl. (1966, s.102) från botten av marin lera, lergyttja, gyttja, kärrtorv och överst mossetorv. Den totala mäktigheten på torv- och gyttjesekvensen överstiger 4,5 m.

Som ovan nämnts tillhör de nordöstra delarna av det karterade området de nederbördsrikaste i landet, vilket avspeglas i den relativa andelen torvmark. Flera mycket värdefulla våtmarker finns i denna del av kartområdet i och kring de militära skjutfälten. Några naturreservat har också bildats kring torvmarker, främst mossar, inom kartområdet. Ett av de nyare reservaten är Vapnö mosse (9e), som är en relativt orörd och till stor del skoglös mosse. Ett annat är Risösmossen med Långhultamyrens naturreservat mellan Simlångsdalen (8h) och Esmared (8i), se Göransson m.fl. (1983). Mossen består av ett komplex med tydligt välvda eller sluttande mossepartier samt topogena och soligena kärr med intilliggande sumpskog. En del av komplexet är dikat och skogbevuxet, medan de centrala delarna av mossarna är i det närmaste trädlösa.

Nordost om Storsjön vid Esmared (8i) ligger Uttramossen, som är en tydligt välvd tallskogsbevuxen rismosse, som gränsar till den forna sjöbotten kring nuvarande Storsjön och intilliggande uppodlade kärrmarker. Flera separata mossar med sluttande mosseplan med bl.a. Porsbjärsmossen och Lunnarna utbreder sig söder om sjön Fullhövden (9j). Mossarna är till största delen i stort sett trädlösa och har en hel del parallella höljor och likaledes sluttande kärrpartier. Mellan de stora mosseytorna finns en mosaik med mindre kärr och mossar omväxlande med moränholmar.

Det största torvmarkskomplexet ligger inom nuvarande Tönnersjö och Mästocka skjutfält i östra delen av kartområde 4C NO. Torvmarkerna bildar mycket stora sammanhängande områden kring den uppsplittrade isälvsavlagringen som beskrivits under avsnitt Göstorp–Mästockaområdet. Asperamsmossen består av ett flertal mosseplan med höljor och tuvor. Mosseplanen avgränsas av dräneringsstråk med omgivande kärr. Utanför de centralt belägna mosseplanen finns utbredda kärrytor och bäckmader.



Fig. 58. Fuktig morän med torvliknande yta, ca 1,5 km sydväst om Hertered (8 g, 6291653 1332125). Ytan är markerad som torvmark på topografiska kartan. Foto förf. 2003.

A damp peatlike till-surface about 1,5 km south-west of Hertered (8 g).

Inom detta nederbördsrika område finns dessutom utbredda tallskogar med undervegetation av starr- och grästuvor med inblandning av lingonris. Ytan ser ut som torv såväl i fält som i flygbilder, men består till mycket stor del av en fuktig morän, eller möjligen tunt torvskikt på morän. Ibland redovisas de på topografiska kartan som våtmark, varför det lokalt kan finnas ganska stora skillnader i utbredningen mellan våtmarksområden på topografiska kartan och jordartskartan. Denna typ av marktäckande torvmarksliknande vegetation gör det mycket svårt att avgränsa områden med torv från något försumpad moränterräng. Ett litet exempel på sådan terräng finns strax sydväst om Hertered (8 g), se figur 58.

Inom de mera kuperade delarna av höglandet finns utbredda sluttningstorvmarker både som kärr och som mossar. De flesta är betingade av översilningsvatten och domineras av kärrvegetation och sumpskog, medan andra domineras av nederbördsvatten och har mossekaraktär med relativt välutvecklad skogtäckning.

Grindtorpsmossen (0 h) i sydöstra delen av kartområde 4C SO är en av det områdets högmossar. Mosseytan har ett glest tallbestånd i ytan, se figur 59. Övriga torvmarker mellan Våxtorp (1 g) och Killhult (0 i) är starkt påverkade av dikning. Det finns uppgifter om ett antal dikningsföretag 1920 eller 1921 och senare på 1950-, 1980- och 1990-talen.

I allra sydostligaste delen av det karterade området finns ett stort mossekomplex med Långalts



Fig. 59. Grindtorpsmossen ca 2,5 km väster om Pershult (0 i). Foto förf. 2004.

The bog Grindtorpsmossen 2,5 km west of Pershult (0 i).

myr och Skrikamossen på ömse sidor av en stor isälvsavlagring. Båda torvmarkerna utgörs av högmossar och den senare har en tydlig sluttning ut mot laggen i söder. De utgör båda tallrismossar med en del björk, rikligt med blåbär, lingon och hjortron. Öppna mossepartier med ljung, tuvdun och kråkbär är vanliga. Båda mossarna tycks vara relativt orörda men i Skrikamossens kantområden har skett en del dikning.

På Hallandsåsen förekommer också svagt välvda högmossar, vanligen med något tätare skog och ofta påverkade genom dikning och i några fall torvtäkt. I västligaste delen av höjdområdet, alldeles väster om Tjuvhult (1 f) finns ett unikt kärr med en mycket kalkkrävande vegetation (se bl.a. Carsrud 1997). Kärrret har tidigare använts som slätteräng. Enligt uppgift i beskrivningen till det nybildade naturreservatet Tjuvhultskärret skall marken kring kärret innehålla de högsta kalkhalten i Halland. Sannolikt härstammar kalkhalten från moränen som helt lokalt kan bli starkt kalkförande på Hallandsåsen.

Små ytor med källtorv förekommer ofta i sluttningarna på de relativt branta dalgångar i vilka vattendragen i södra Halland rinner. Även i de torrdalar som förekommer påträffar man ofta torvlager som bildats i samband med framträngande grundvatten. Främst uppträder dessa där lera med mäktig täckande sand är frameroderad i sluttningen.

Utmed strandlinjen vid Särдал (9 b) förekommer relativt utbredda områden med s.k. marsktorv. Denna typ av övergångsjordart mellan jordarter med organogen och minerogen sammansättning har fått en särskild beteckning på jordartskartan. Jordarten, som består av skikt med sand och silt omväxlande med torv, förekommer utmed flacka låglänta kustpartier. Där avsätts sand och silt under högvattenperioder och överlagras av tång och gräs, se även Pässe (1988). Halten organiskt material växlar, men där marsktorv markerats på jordartskartan har halten organiskt material varit hög. Block förekommer ofta i marsktorven eller sticker upp genom densamma, se figur 60. Normalt torde marsktorvens mäktighet understiga 1 m.



Fig. 60. Så kallad marskörtv bestående av lager med organogent och minerogent material, ca 1 km sydväst om Särdal (9 b, 6295168 1305450). Foto förf. 2001.

Marsh peat 1 km south-west of Särdal (9 b).

Källor

På jordartskartorna har markerats ett antal källor. Förutsättningarna för att en källa skall markeras är att källan är orörd eller har bräddavlopp om den är exploaterad, samt att avrinningen överstiger 0,5 l/s.

De större grundvattenmagasinen inom området har nyligen kartlagts och redovisats av Gustafsson (2004a och 2004b). Det är vanligt med två grundvattenmagasin, ett övre i den sand som underlagras av lera och ett undre i isälvsediment med eller utan lertäckning. Framför allt i anslutning till de djupt nedskurna dalarna och ravinerna där den sandtäckta leran går i dagen är det vanligt med grundvattenläckage och källflöden.

I SGUs källarkiv finns ca 35 källor registrerade inom det karterade området, de flesta dock med en avrinning som understiger 0,5 l/s och andra som är utbyggda till vattentäkter. Det senare gäller exempelvis Kittas källa som ligger i en av Lagadalens raviner och som trots ovanstående begränsningar är markerad på jordartskartan. En sammanställning över de mera kulturhistoriskt intressanta källorna har presenterats av Carsrud (1997).

På jordartskartorna har bara markerats 10 stycken källor totalt inom området. En av de största torde vara den s.k. Gallaredskällan, som ligger nedanför den mest distala delen av Eldsbergaåsen. Källan rinner upp strax nedanför det postglaciala haket ca 10 m ö.h. Källan rinner upp på bred front i ett större område med sumpskog. Enligt uppgifter i källarkivet skall den ha en avrinning på 10–50 l/s.

Strax öster om Ränneslöv (2 g) har på jordartskartan markerats en källa i dalslutningen. Den utgörs egentligen av ett antal mindre källor, vars sammanlagda avrinning är svår att uppskatta.

Källan torde vara typisk för den grundvattenläckage på bred front (s.k. källhorisont), som ofta uppstår i kontakten mellan lera och överlagrande mäktigare sandlager. Bland annat längs Lagan förekommer på dalsidorna små källtorvmarker kring det framträngande grundvattnet. Vanligen är dock avrinningen för liten för att markeras på kartorna.

På Hallandsåsens nordsluttning har bl.a. den kända Brantekilla markerats strax söder om Hasslöv (1 f). Källan har enligt källarkivet en avrinning som är 0,5–3 l/s.

Inom C-karterat område påträffas sällan källor p.g.a. den översiktliga karteringsmetoden.

FROSTMARKSFENOMEN

Det förekommer rikliga spår efter olika typer av frostmark i södra Halland. Litteraturen om dylika fenomen är också omfattande. De vanligaste frostmarksfenomenen utgörs av iskilar, som påträffas i de flesta grus- och sandtag. Samma gäller spår av vindslipning på såväl grus- och stenpartiklar som på större block. Bortsett från fjällkedjan torde södra Halland, främst Laholmslätten, dessutom ha den bäst dokumenterade förekomsten av tundrapolygoner.

Som ovan nämnts har iskilar påträffats i de flesta grus- och sandtakter inom det karterade området, se figur 61. Vanligast är iskilar i de ytligare delarna av sandavlagringarna, och de kan följas 1–2 m ned i lagerföljden. Sannolikt ingår en del av de iskilar som iakttagits i de frostmarkspolygoner som finns i området. Svensson (bl.a. 1964, 1981, 1990 och 2005) har under ett stort antal år kunnat dokumentera den fossila polygonmarkens mycket omfattande utbredning på Laholmslätten (Svensson 1982, fig. 2). Främst förekommer detta fossila frostfenomen på



Fig. 61. En fossil iskil i stenigt isälvgrus och sannolikt överlagrad av svallgrus, grustaget strax sydväst om Veinge (4g, 6271895 1331594). Foto förf. 2004.

A fossil ice-wedge in glaciofluvial stony gravel, overlaid by gravelly littoral sand, just southwest of Veinge (4g).



Fig. 62. Strukturer i sand och silt (gråa skikt) med oklart uppkomstsätt dokumenterade på ca 1,5 m djup i sand vid Tvärbäck (2 h, 6263556 1335282). De båda fotona visar olika sidor av samma bildning fotograferade vid två olika tillfällen, se även Daniel 2004. Foto förf. 2003.

Structures of unknown origin in sand and silt (gray layers) at the depth of about 1,5 m in sandy sediments, Tvärbäck (2h).

nivåer högre än ca 15 m över nuvarande havsytan, men har påträffats ner till 9 m ö.h. Även recent bildning av frostpolygoner har noterats (Svensson 1967 och 1988a). En kol 14-datering av ett torvlager som var genombrutet av en iskil har publicerats av Svensson (1990). Den erhållna kol 14-åldern ($10\,140 \pm 70$) visar att den aktuella iskilen bildats i slutet av perioden Yngre Dryas.

Vid Tvärbäck (2h) har dokumenterats en skärning med sand i ett extramarginalt delta på nivån 45 m ö.h. (se Daniel 2004a). I det ca 2 m djupa schaktet fanns förutom den ytliga sanden också störda skikt med silt innehållande en viss halt organiskt material, se prov 37 i tabell B. Det är inte klarlagt hur de ganska ovanliga störningarna uppkommit, men möjligen är det en gammal markhorisont som veckats genom frostpåverkan, se figur 62.

En annan typ av frostmarksfenomen är de ”droppstrukturer” i sand som Påsse (1988a) dokumenterat i norra delen av det karterade området och norr därom. Liknande strukturer har iakttagits i svallsand strax väster om Kistinge (6 e) där det ytliga matjordslagret skalats av i samband med arkeologiska undersökningar.

Vindslipning förekommer allmänt såväl i lösa grus- och stenpartiklar som i block. Vindslipningen är orsakad av sand-, snö- eller isblästring (Svensson 1981 och 1988b) under en mycket kall period efter inlandsisens avsmältning. Vanligen tycks vindslipningen ha skett av vind kommande från östliga riktningar. Vindslipade stenar och gruskorn påträffas också inlagrade i svallsediment i grus- och sandtäkter samt omedelbart under svallsedimenten. Bland annat har vindslipade stenar påträffats i en mindre täkt ca 750 m norr om Eldsberga kyrka (5 f, 6278795/1327400) och i en likaledes liten täkt på nordsidan av Aggaredsbjär (9 c, 6296477/1312426), se även avsnittet om isälvsediment i Harplingeområdet. Uppenbarligen har partiklarna utsatts för ett arktiskt klimat med sand- eller isblästring innan de omlagrades genom svallning. Norr om det karterade området har vindslipade stenar noterats inlagrade i sorterade sediment som klassificerats som isälvsediment (Påsse 1993 s. 47).

INLANDSISENS AVSMÄLTNING OCH STRANDFÖRSKJUTNINGEN

Huvuddragen av Sveriges senkvartära utveckling återges i början av beskrivningen. Den lokala utvecklingen sammanfattas nedan. Sammanfattningen utgörs till största delen av en översikt över senare års publicerade arbeten i området. Flera ganska centrala delar av utvecklingen är omdiskuterade och kräver fortsatta forskningsinsatser.

I grova drag har inlandsisens avsmältning och israndens successiva recession (tillbakarykning) varit känd sedan länge. Israndens läge under olika faser av avsmältningen har rekonstruerats med stöd av randbildningar, dvs. avlagringar avsatta i anslutning till den smältande isens mer eller mindre sammanhängande front. I norra Halland är dessa randbildningar relativt tydliga och sammanhängande över långa sträckor. Göteborgsmoränerna och Hallands kustmoräner är relativt väl dokumenterade och har gett en jämförelsevis god uppfattning om isavsmältningens förlopp och hastighet samt israndens ungefärliga sträckning, se bl.a. Mörner (1969), Påsse (1988) och Lundqvist & Wohlfarth (2001).

Inlandsisens recession över södra Halland har rekonstruerats på i stort sett samma sätt, dvs. med hjälp av isälvsavlagringar som tolkats som randbildningar samt en del andra formelement såsom enstaka randmoräner, tväråsar, erosionsspår m.m. Allmänt sett har dock rekonstruktionen av israndlägena blivit allt osäkrare mot söder. I stora drag brukar isrecessionslinjer läggas i nordväst-sydöstlig riktning ungefär vinkelrätt mot exempelvis Eldsbergaåsen, se bl.a. Robison (1983) och Berglund (1995).

Två olika geologiska företeelser som komplicerar bilden av den senkvartära utvecklingen och isavsmältningen har dokumenterats under senare år. För det första är strandförskjutningen i samband med isavsmältningen och tiden närmast därefter omdiskuterad. Det anses föreliggande bevis för att havets högsta nivå (HK eller ML, marine limit) inte nåddes i samband med deglaciationen (vilket är normalt), utan en tid därefter under en kortvarig transgression till en ännu ej fastställd nivå (se bl.a. Lagerlund 1987, Robison 1983 och Berglund 1995). En andra komplicerande företeelse är partier av organiskt material som påträffats av Påsse (under arbete)

under och i moränliknande jordarter eller lera och sand inom norra delen av det karterade området, se nedan. Pässe har dragit slutsatsen att det funnits en eller flera lokala glaciärer som kunnat omlagra det organiska materialet efter det att inlandsisen försvunnit från regionen. En alternativ förklaring till förekomsten av det organiska materialet skulle kunna vara att det är ett frostmarksfenomen som uppstått i samband med den kallperiod som inföll under Yngre Dryas och då bl.a. frostmarkspolygonerna bildades på Laholmsslätten. Det har dock även i andra sammanhang hävdats att det i Halland förekommit lokala glaciärer eller begränsade framstötter av glaciärer under Yngre Dryas (Fernlund 1993, Pässe 1988 och 1993).

Som nämnts i avsnittet om moränformerna har Lagerlund (1987) och Pässe m.fl. (1988) beskrivit en lagerföljd från Margreteberg som bl.a. omfattar delar av den näst senaste istiden (Saale) och den senaste interglaciala perioden (Eem), se även Lagerlund & Houmark-Nielsen (1993). Den interglaciala lagerföljden och den del av lagerföljden som omfattar den tidigare delen av den senaste istiden (Weichsel) är tektoniserad av en isrörelse från väster, medan Rydsbjär i sig formats av en isrörelse från nordost. Den senaste nedisningens utveckling mellan ca 40 000 år BP och 15 000 år BP beskrivs av Houmark-Nielsen & Kjær (2003). De få säkra spår som finns av utvecklingen under den äldre delen av denna period finns i de organiska lämningar som påträffats i Margreteberg (Pässe m.fl. 1988) och de spår av glacialtektonik som finns i lagerföljden på samma plats (Lagerlund 1987). Den senaste inlandsisen hade sin maximala utbredning kring 22 000 BP, och rörde sig då från nordost mot sydväst över södra Halland.

Den glaciala, ofta stenförande leran i södra Halland jämföras av Lagerlund & Houmark-Nielsen (1993) åldersmässigt med den s.k. Öresund diamicton (samlingsbegrepp för den yngsta vattenavsatta moränliknande jordarten i västra Skåne och östra Själland avsatt under ovan nämnda transgression). En transport av baltiskt bergartsmaterial, bl.a. flinta, har av andra forskare tolkats som att en iström genom Öresund nått den halländska kusten eller att bergarts materialet transporterats med isberg från samma håll.

Den tidigare vedertagna nivån för Högsta kustlinjen i området har angetts till 55–65 m ö.h., se bl.a. Mohrén & Larsson (1968) och Caldenius m.fl. (1966). Det är också upp till denna nivå som flertalet av de högre liggande deltayorna når och till vilken man kan följa svallsediment, svallning i morän, erosionshak m.m. Högsta kustlinjen skulle, som inom de flesta områden i Sverige ha utbildats i samband med deglaciationen. Detta har under senare år dock ifrågasatts, och bilden av den relativa havsyteförändringen under och efter deglaciationen anses av flera forskare vara mera komplicerad än vad som tidigare förutsatts.

Havsnivån under deglaciationen av södra Halland nådde enligt Fernlund (1988), Lagerlund & Houmark-Nielsen (1993) och M. Berglund (1992) upp till drygt 55 m ö.h. och efterträddes av en regression vars storlek översteg 15–20 m (se även B.-O. Gustafsson 1989). En plötslig förändring av den relativa havsnivån skall sen ha inträffat, varvid vattennivån skulle ha stigit 5–10 m över deglaciationsnivån (Robison 1983 och Fernlund 1988) alternativt minst 60 m, dvs. upp till minst 90 m ö.h. (Lagerlund & Houmark-Nielsen 1993). Denna senare slutsats bygger bl.a. på förekomsten av finkorniga sediment på Rydsbjär på nivåer upp till över 90 m ö.h., se även Gustafsson & Ralfsson (1985) och B.-O. Gustafsson (1989). Transgressionen har också spårats i ett antal lagerföljder i södra Hallands isälvsavlagringar (Robison 1983). En transgressionslagerföljd har enligt Lagerlund (1980 och 1987) också kunnat dokumenteras i ett numera nästan igenlagt grustag ca 5 km väster om Harplinge (8c). Lokalen benämns i den geologiska litteraturen Harplinge ristipp, se även under avsnittet om isälvsavlagringarna i Harplingeområ-

det. Kol 14-datering av påträffade skal i den överlagrande marina leran ger en maximiålder på transgressionen till 13 500 C-14 år BP (Lagerlund 1987, s. 450).

Den ovan relaterade transgressionen skulle enligt Lagerlund kunna vara orsakad av en isframstöt från Norge, som skulle ha avsnört Kattegatt från Nordsjön. Vattennivån i den isolerade delen av Kattegatt steg snabbt till en icke fastställd nivå, varvid den högsta kustlinjen skulle ha bildats i södra Halland. Tydliga spår efter denna högsta kustlinje har dock inte påträffats i samband med karteringen, vilket möjligen kan förklaras av att det låg en hel del dödis kvar i högre terräng inom slätområdet samt utmed de inre delarna av kustslätten, (Lagerlund 1987, s. 455 och Gustafsson 1989) eller att transgressionen var mycket kortvarig. Eventuellt fanns dessutom rester av dödis kvar även uppe på de isolerade restbergen i nordvästra delen av området.

Enligt de dateringar som anförs av Lagerlund & Houmark-Nielsen (1993, fig. 7) skulle den avsmältande isranden ha nått sluttningarna till småländska höglandet ca 14 000 C-14 år BP, vilket motsvarar ungefär 17 000 cal yr BP (lika många kalenderår före nutid). Enligt samma författare skulle detta israndläge ha nåtts innan transgressionen inträffade.

Hallands kustmoräner (HCM) bildades, enligt den sammanställning av nyare litteratur som Lundqvist & Wohlfarth (2001) presenterar, 18 000–16 000 cal yr BP, se även Berglund (1995, s. 9 och s. 69), samt Kjær m.fl. (2006).

De organogena sediment som Påsse (under arbete) dokumenterat inom kartområdet (fig. 63), och som möjligen är omlagrade av en is enligt densamme, är kol 14-daterade till 11 500–13 000 cal yr BP. Påsse (1988, s. 80) drar slutsatsen att organiska sediment, bl.a. sjösediment i form av gyttja och torv avsatts i mindre bäcken under de varmare perioderna Alleröd och Bölling, tagits upp och omlagrats av lokala glaciärer under Yngre Dryas, då klimatet försämrades under en period. Omfattande spår efter en kallare fas under Yngre Dryas i form av iskilar och fossila frostopolygoner har dokumenterats av Svensson (1964, 1988, 1990 m.fl.). Enligt Berglund (1995, s. 75) är dock klimatförsämringen inte av sådan storleksordning att den skulle kunna orsaka en förnyad nedisning av södra Halland eller en lokalglaciation.

Den fortsatta regressionen gick relativt långsamt enligt den strandförskjutningskurva som Berglund (1995) presenterat. Den relativa havsytteförändringen ledde till att stora delar av nuvarande Laholmsbukten torrlades och högre vegetation etablerade sig i de torrlagda områdena. Det var under denna regression som de extramarginala deltana bildades. Det smältvatten som flödade från den smältande isen över Småland via bl.a. Nissans och Lagans dalgångar förde med sig väldiga mängder sand som avsattes på den tidigare avsatta leran och bildade de mycket utbredda deltaytorna på successivt lägre nivåer. När väl kustslätten torrlades dränerades de tidigare avsatta jordarterna, varvid bl.a. den i leran förekommande torrskorpan bildades.

Ute i Laholmsbukten har påträffats sannolikt fast anstående submarin torv på 16 m djup (Fries 1964) som pollenanalytiskt daterats till preboreal (enligt nyare indelning motsvarande 11 000–10 000 kalenderår före nutid). En liknande nivå på regressionen har angetts av Caldenius & Linnman (1949). Möjligen har regressionen dock varit än mer omfattande. Mörner (1969, s. 263) har vid borrhningar i Laholmsbukten konstaterat att det finns vittrad lera på –18, möjligen –20 m djup under postglacial lera.

Den efterföljande relativa havsyttehöjningen ledde till en förnyad transgression, den postglaciala transgressionen (PG). Den senare skall ha nått sitt maximum för knappt 7 000 år sedan. Den högsta gränsen kan följas som ett strandhak i Lagaåns dalgång kring 10 m ö.h. Ungefär samma nivå, 10–12 m ö.h., återkommer på västsidan av Eldsbergaåsens distalsida och sydöstra

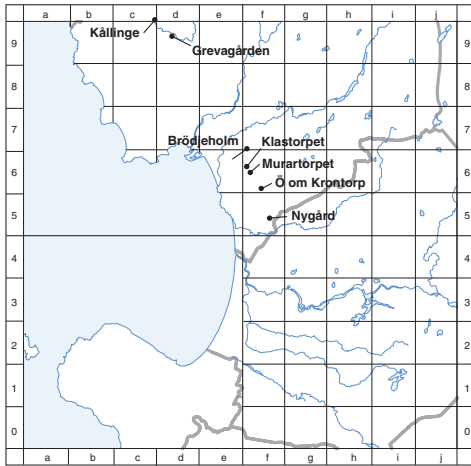


Fig. 63. Översikt över lokaler med inlagrat organiskt material i sand, lera och moränliknande jordarter dokumenterade av Påsse 1990 i samband med utbyggnaden av gasledningen. Det övre fotot är från lokal Nygård och det undre från lokal Murartorpet i översiktskartan. Obublicerad dokumentationsrapport. Foto Påsse 1990.

Map showing occurrences of organic material incorporated in mineralogenic sediments documented by Påsse 1990, but unpublished.

delarna av Halmstad. Vid Frösakull (7c) har strandhaket avvägs till 11,9 m (Mohrén 1968, s. 81). Stora delar av den yttre kustslätten var då täckta av havet varvid också en del torv- och gyttjebildningar översandades.

Vegetationsutvecklingen i Hallands kustland under den första delen av sen- och postglacial tid har under senare år undersökts av Berglund (1995). Den kraftiga klimatförbättringen under Bölling (ca 13 500–15 000 cal yr BP) gav förutsättningar för invandring av björk i området. Den följande klimatförsämringen under Äldre Dryas (kring 13 500 cal yr BP) medförde en

expansion av ljuskrävande arter som malört (*Artemisia*), havtorn (*Hippophae*), vide (*Salix*) m.fl. som efterföljdes av en förnyad björkinvandring under Allerödperiodens (13 500–12 500 cal yr BP) något mer gynnsamma klimat i kombination med expansion av kråkbär (*Empetrum*) och ett inslag av tall (*Pinus*). Yngre Dryas (ca 12 500–11 500 cal yr BP) med det kallare klimat som då rådde medförde bl.a. utvecklingen av polygonmark i södra Halland. Den dominerande högre vegetationen dominerades av björk (*Betula*), malört (*Artemisia*), en (*Juniperus*) och havtorn (*Empetrum*). Vid övergången till Preboreal tid (kring 11 200 cal yr BP) inträffade en mycket kraftig klimatförbättring med invandring av bl.a. ädellövskog som markerar början till den postglaciala värmetiden.

GEOLOGISKA SEVÄRDHETER INOM KARTOMRÅDENA

De nedan beskrivna lokalerna med geologiska sevärdheter utgör ett litet axplock av alla de geologiska objekt som är värda att besöka för den intresserade. Sammanställningen omfattar huvudsakligen kvartärgeologiska lokaler, eftersom det inte gjorts några specialstudier av berggrunden i samband med denna kartläggning. Lokalernas läge framgår av figur 64.

En del geologiska och kulturhistoriska sevärdheter i Halland har sammanställts av Carsrud (1997).

1. Rydsbjär (9 c, 6298000/1313000)

Restberg på Hallandsslätten som erhållit sin drumlinform av den från nordost kommande inlandsisen. På bergets sydvästra sida finns mycket gamla jordarter bevarade under markytan, se figurerna 13 och 14.

2. Stora Sandkullen (8 c, 6291100/1310100)

En av Sveriges högsta inlandsdyner vars topp når 36 eller 37 m ö.h. (ca 21–22 m över omgivande terräng) ligger utsträckt i nordnordostlig riktning i östra delen av Haverdals naturreservat. Enligt uppgift (www.n.lst.se) skall det vara Skandinavians högsta inlandsdyn, vilket dock torde vara ett något tveksamt påstående.

3. Frösakull (7 c, 6286000/1311500)

En av flera liknande kustdyner med 5–6 m höga, mer eller mindre sammanhängande ryggar med flygsand (fig. 55).

4. Galgberget (7 d, 6288000/1319000)

Mäktigt randdelta uppbyggt av grus och sand och med ett antal strandlinjer uteroderade på sluttningarna.

5. Toftasjön (7 f, 6289250/1328500)

Den lilla sjön, som ligger i närheten av Fylleån, men tillhör Nissans avrinningsområde, är upp-dämd. I samband med dämningen har flera öar av stora sjok med torv bildats i sjön. Torvöarna har inte kontakt med sjöns botten utan flyter fritt i sjön.

6. Simlångsdalen

Simlångsdalen utgör i hela sin längd mellan orten Simlångsdalen (8h) och i stort sett upp till

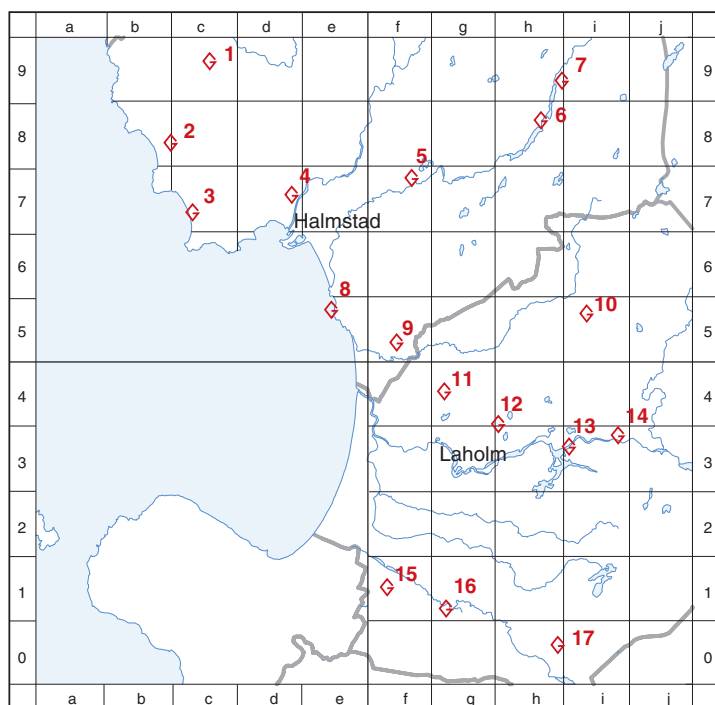


Fig. 64. Ett urval geologiskt intressanta lokaler inom det karterade området.
Some geologically interesting sites within the mapped area.

norra kanten på det karterade området ett geologiskt mycket rikt terrängavsnitt. Ett flertal naturreservat finns också längs dalen, och Hallandsleden har dragits genom dalgången. I den natursköna dalgången och längs de delvis mycket branta sluttningarna ryms rullstensåsar, grus- och sandavlagringar med dödisformer, sandurytor med grunda erosionsfårar (norr om Bårared), vertikala hållbranter, talusbildningar m.m. (fig. 8, 30 och 31).

7. Gyltige (9 h–i, 6297000/1340000)

Lokalen utgör egentligen en del av Simlångsdalens komplexa isälvsavlagringar. Området består av mycket kuperade isälvsavlagringar med drygt 20 m höga, skarpa ryggar mellan djupa dödis-hålor med mycket branta sidor. Det knappt 500 × 500 m stora området som döljs av skogen torde vara ett av de mera imponerande områdena med dödismorfologi i sydligaste Sverige.

8. Påarp (5 e, 6279200/1322200)

Utsvallad moränrygg, se figur 12, sannolikt en randmorän, som kan följas ut i Laholmsbukten, och som troligen har en fortsättning i Örnäs udde vid Söndrum (7d).

9. Andersfält (5 f, 6276500/1327 500)

Ett exempel på de rikligt förekommande torrdalarna som finns inom södra Hallands slättområde.

10. Mästocka ljunghed (5 i, 6279000/1342500)

Ett av de få områdena där man fortfarande kan se en rest av det gamla, trädlösa hedlandskapet. Marken består av en normalblockig morän, delvis småkullig.

11. Veinge (4 g, 6272500/1330750)

Veinge randdelta med en mycket vacker distalbrant som sannolikt accentuerats av vågorna när havet stod ca 50 m högre än idag, se figurerna 35 och 36.

12. Årnaberga (3 h, 6270000/1335000)

Extremt slätt område bestående av sand underlagrat av lera och silt och med flera isolerade sjöar utan till- och avlopp. I anslutning till sjöarna finns uppstickande mäktiga sand- och grusavlagringar (fig. 37).

13. Hjärnered (3 i, 6268750/1340750)

Lagans djupt i berget nerskurna dalgång. Branta bergsstup ner i den uppdämda Lagans vattenflöde (fig. 38)

14. Uddared (3 i, 6269160/1344200)

Lång rak rullstensås, en del av Knäredsåsen, sannolikt en av de större i södra Halland (fig. 39).

15. Hasslöv (1 f, 6257491/1326183)

I den lilla bäckravinen sticker det upp flera pelare av urberg, som för övrigt också går i dagen längs bäcken. Sannolikt utgör pelarna en vittringsrest, en s.k. torbildning, se figur 6.

16. Vindrarp (1 g, 6256000/1331000)

Terrängen utmed Stensån är mycket kuperad och naturskön. Detta sannolikt tack vare en kombination av relativt finkorniga jordarter (sand, silt och lera), dödisformer, erosion och jordflytning. Ett omfattande system av korta, breda och djupa raviner finns i området.

17. Ekesunna (0 h, 6253000/1339500)

Orörda rullstensåsar och gruskullar som bildar ett vackert litet åsnät i en uppsplittrad del av Grindtorpsmossen.

Tabell B. Kornstorleksanalyser.

Prov nr	Analys nr	Topo. karta	Ekon. karta	Koordinater i Rikets nät	Jordart	Djup under markytan i m
1	27786	4CSO	0j	62 526 411 345 360	Grusig morän	1,0
2	27783	4CNV	9b	62 988 801 308 900	Sandig morän	1
3	27785	4CNV	7e	62 884 651 309 153	-"-	1
4	27787	4CNO	8f	62 933 951 326 272	-"-	2,5
5	27845	4CNO	8g	62 914 221 334 186	-"-	1,5
6	27960	4CNO	5g	62 779 941 333 611	-"-	1,5
7	27846	4CNO	9g	62 950 481 332 200	-"-	3
8	27782	4CSO	2i	62 927 781 313 350	-"-	1,5
9	28161	4CSO	1h	62 578 411 339 821	-"-	4
10	27788	4CNO	8f	62 933 951 326 272	Lerig sandig morän	2,5
11	27782	4CNV	8c	62 927 781 313 350	Lera	0,8
12	27784	4CNV	8c	62 904 461 312 182	Lera	4
13	27789	4CNV	8e	62 901 401 323 674	Lera	2,7
14	27790	4CNV	8e	62 901 401 323 674	Lera	6,8
15	27792	4CNV	8d	62 920 481 318 212	Lera	2
16	27793	4CNV	8d	62 917 411 317 783	Lera	4
17	27794	4CNV	8d	62 908 031 317 785	Lera	2,3
18	27778	4CNV	7d	62 871 341 316 606	Lera	0,5
19	27842	4CNO	5f	62 777 391 329 356	Lera	6
20	28164	4CSO	4f	62 737 001 327 334	Lera	1,5
21	27962	4CSO	2f	62 601 301 325 250	Lera	0,8
22	27963	4CSO	2f	62 601 201 325 200	Lera	1
23	27791	4CNV	8e	62 903 551 322 447	Siltig lera	4,7
24	28167	4CNV	7c	62 868 381 311 650	Siltig lera	3
25	28168	4CNV	7c	62 868 381 311 650	Siltig lera	4,5
26	27847	4CNO	6f	62 810 891 327 228	Siltig lera	2,4
27	27848	4CNO	6f	62 810 891 327 228	Siltig lera	2,7
28	28165	4CSO	4h	62 736 691 335 983	Siltig lera	1,5
33	28169	4CNV	7c	62 868 381 311 650	Lerig silt	2
34	27843	4CNV	7e	62 885 331 321 695	Lerig silt	1,2
35	27844	4CNV	7e	62 885 331 321 695	Lerig silt	2,5
36	27779	4CNV	7d	62 871 281 319 707	Grovsilt	2,5
37	27971	4CSO	2h	62 635 561 335 282	Siltig sand	0,8
38	27964	4CSO	2f	62 645 701 326 520	Sand	0,6
39	27781	4CNV	8c	62 921 831 314 042	Flygsand	0,5
40	28162	4CSO	1g	62 573 141 331 143	Flygsand	0,6
41	28166	4CSO	4g	62 718 951 331 594	Finsand	0,6
42	28163	4CSO	3f	62 696 531 326 957	Sand	1
43	27780	4CNV	8c	62 934 151 314 990	Sand	1
44	28170	4CNV	7c	62 868 381 311 650	Sand	6,2
45	27959	4CSO	2g	62 601 561 332 031	Sand	0,8
46	27961	4CSO	1f	62 580 151 325 450	Grusig sand	0,7

Mellan- grus	Fin- grus	Gro- sand	viktprocent		Gro- silt	Mellan- silt	Finsilt	Ler	Org. halt i %	CaCO ₃ i %	Anmärkning
			Mellan- sand	Fin- sand							
25	19	15	18	14	5	2	-	2			
8	7	17	27	14	12	7	3	5			
8	6	9	23	26	14	7	3	4			
13	11	12	19	24	12	4	2	3			
10	6	9	27	27	12	5	2	2			
6	7	10	25	29	11	6	2	4			
12	6	10	26	28	9	6	1	2	0,1	<0,1	
10	5	8	22	33	15	3	1	3			
6	10	12	27	27	9	5	1	3			
4	7	9	18	23	25	7	2	5			
-	-	-	1	8	31	16	13	31		0	
-	-	-	-	1	16	17	15	51		5,5	med skalfragm., under sand
-	-	1	5	5	23	22	17	27		0	borrning, enst. sandskikt
1	1	2	10	8	26	20	12	20		0	borrning, varvig? oren
-	-	1	3	3	13	21	19	40		0,1	borrning
-	-	-	-	3	17	15	14	51		0,7	borrning
-	-	-	-	3	10	18	24	45		<0,1	borrning
1	1	1	3	4	8	14	15	53		<0,1	stenförande siltig, störd
-	-	-	-	-	8	17	32	43		4,8	pH 7,9
-	-	1	3	6	24	21	14	31			
-	-	-	-	-	3	7	11	79	0,9	16,0	ev postglacial lera
-	-	-	-	-	2	4	9	85	0,6	1,0	ev postglacial lera
-	-	1	2	11	17	18	10	41			skiktad silt/lera/sand
-	-	-	1	7	23	18	15	36		9	stenförande
-	-	1	1	12	34	17	10	25		4	stenförande
-	-	2	7	24	17	12	12	26	0,5	0,9	ev postglac
-	-	2	6	19	16	13	17	27	0,7	4,2	
-	-	-	1	21	29	13	11	25			ev postglacialt, botten på damm
-	-	-	-	5	37	22	18	18		0,5	silt med lerskikt
-	-	1	1	17	43	12	8	18	0,9		svämpera
-	-	-	2	22	39	12	10	15	1,8	<0,1	svämpera
-	-	-	1	8	76	8	1	6	0,9	0	svämpera
-	-	2	30	47	5	5	4	7	0,7		ev gammal markhorisont
-	-	3	42	41	6	2	1	5			
-	-	3	64	33	-	-	-	-			
-	-	5	53	41	1	-	-	-			
-	-	-	25	65	4	1	-	5			
-	-	13	80	7	-	-	-	-			
2	1	2	53	41	1	-	-	-			
-	5	15	36	40	4	-	-	-			
4	1	5	55	33	2	-	-	-			
4	9	23	29	20	15	-	-	-			

SUMMARY

The combination of figure and letter within brackets after names of localities (e.g. 6e, 6282000/1323000) refer to the grid marked in the map margins. The following number sequence (when given) refer to co-ordinates also given in the map margins.

Mapping methods

The western part of the mapped area, mainly a densely populated and cultivated plain, as well as the glaciofluvial deposits along some of the valleys, have been mapped with a higher accuracy than the eastern part, i.e. the forested highland (cf. Fig. 2). Whereas the geological information of the western part is based on extensive fieldwork completed with aerial photo interpretation, the information of the eastern part is based mainly on aerial photo interpretation and field observations along the roads.

Bedrock

The distribution of the main rock types in the area is shown in a special map in the left margin on each map.

Glacial striae

Most of the striae were formed by ice flow from 35°–50° and are believed to represent the ice flow direction during the last deglaciation. Only at one place striae from northerly directions have been found. There are, however, older observations of striae representing ice flow from the south-east in the southern parts of the mapped area. All localities are shown on special map 3 on the maps. Interglacial deposits at Margreteberg (9c), (cf. Figs. 13 and 14) have been glacially tectonized from the west during an older glacial event.

The thickness of the Quaternary deposits

Information on the thickness of the Quaternary deposits, based mainly on data from well-borings, is compiled in Fig. 7 and on special map 2 on the maps. In large areas along the coast, the deposits, mainly sand and clay, are as thick as 50–70 m. In the till-covered uplands the soil-thickness does normally not exceed 4–8 m with the exception of the longer and deeper valleys, where 30–50 m of glaciofluvial sediments are found locally, cf. Fig. 31.

Till

Till is the most common superficial deposit in the eastern, forested part of the mapped area. In the western parts, in the coastal area, till occurs mainly under younger sediments and as a thin cover on the isolated bedrock hills.

The composition of different till types in the mapped area is shown in Fig. 15. Sandy till with a medium boulder frequency is the predominating type, cf. samples 2–9 in Table B. The clay content exceeds 5% in only one analysed sample (number 10), cf. Fig. 16. Gravelly till (sample

1 in Table B) occurs in small areas, often in connection with hummocky terrain with ablation till. The differentiation of the tills with reference to composition and boulder content is accomplished only in the westerly parts of the region, see above.

The moraine morphology in general depends on the bedrock morphology since the till cover is relatively thin. Areas with hummocky moraine are, however, quite wide-spread, especially along the glaciofluvial deposits. A few drumlins and drumlinoid hills occur mainly within two areas, north-west of Halmstad and on the Hallandsås Ridge in the southern part of the area. A few large drumlinoid hills with partly rather thick Quaternary deposits occur in the north-western part of the area. At Margreteberg (9 c) deposits of Saalian, Eemian and early Weichselian age are tectonized from a westerly direction (cf. Figs. 13 and 14) while the hill itself is drumlinized from the north-east. Smaller drumlins oriented in north-east–south-west are quite common on the Hallandsås Ridge. Some scattered moraine-ridges, in some cases oriented more or less transverse to the last direction of ice-movement, occur mainly along the western part of the forested upland area. The largest ridges are situated along the foot of the Hallandsås Ridge and are interpreted as lateral moraine ridges.

Two long ridge-shaped terminal moraines, probably the southernmost parts of the so-called Halland Coastal Moraines (HCM) are identified at Södrum (6 d) and Päärp (5 e). Some additional ridges, mainly consisting of sand and gravel, in the northern part of the mapped area, may also belong to the Halland Coastal Moraines, but are mapped as glaciofluvial deposits.

Glaciofluvial deposits

Glaciofluvial deposits, mainly consisting of gravel and sand, are wide-spread in the area, cf. Fig. 18. Some major esker-systems traverse the region from south-west to north-east. On the coastal plain parts of the glaciofluvial deposits are covered by glacial clay, but they crop out as small isolated hillocks with sand and gravel in the cultivated plain. One of the largest glaciofluvial deposits, Eldsbergaåsen, is a wave-washed 1 km, 10–15 m high and almost 500 m broad esker starting with an ice-marginal transverse ridge south-west of Eldsberga (5 f). The Eldsberga deposit widens to a large delta at Tönnersjö (6 d) and can be further traced towards north-east as eskers, sandur-plains and gravelly and sandy fields with lakes in kettle holes. The Eldsberga esker continues towards the north-east into the narrow valley of Simlångsdalen. Numerous similar but smaller glaciofluvial deposits occur in the mapped area. A handful of ice-marginal deltas occur along the eastern part of the coastal plain, e.g. Galgberget between Vapnö (7–8 d) and Halmstad (6 d), Perstorp (6 f), Veinge (4 g), Ålstorp (2 h) and Vallen (1 h). Most of them reach an altitude of roughly 50 m a.s.l. which, according to Robison (1983), is some metres below the deglaciation sea level. The top surface of the ice-marginal delta at Galgberget reaches somewhat higher, to 65 m a.s.l. A succession of beach-ridges and wave-cut cliffs are formed on the slopes of Galgberget during the regression of the sea (cf. Caldenius et al. 1966).

At the transition between the coastal plain and the highland the glaciofluvial sediments are deposited as deltas and sandur plains 45–50 m a.s.l., partly with dead-ice morphology like the Eldsberga esker, indicating a deglaciation with remaining stagnant ice.

In areas above 55–65 m a.s.l. the glaciofluvial deposits are concentrated to narrow valleys or lower areas, and north-east trending eskers continue for kilometres surrounded by kames and hummocky fields of gravel and sand.

Wide-spread sandy sediments, 5–20 m thick, were deposited as extramarginal delta lobes and sandur-plains overlying glacial clay at the mouths of the larger rivers during the deglaciation (Fig. 47). The delta lobes occur at successively lower altitudes from east to west, thus reflecting the regression of the sea during the deglaciation. These sandy deposits underlain by thick clay-beds have been differentiated from the glaciofluvial deposits on the maps.

Glacial fine sediments

Glacial clay and silt are widespread on the coastal plain (cf. samples 11–36 in Table B and Figs. 48–51). The clay is normally reddish brown and laminated or varved (Figs. 50 and 52). Locally, especially in the northern part of the mapped area, dropstones occur abundantly in the clay. More or less homogenous (probably laminated but reworked or tectonized) clay has been observed underlying laminated clay at Frösakull (7 c). Superficial parts of the clay often consist of transitions between clay and silt, probably as a result of redeposition and mixing of clay and coarser sediments. On the maps, smaller areas with more or less clayey silt are incorporated in the clay areas while larger areas with thick silt are shown. Superficial postglacial clay occurs, but has a very limited distribution and is not presented on the maps. Postglacial clay underlying younger sandy sediments is widespread, especially along river Nissan in the Halmstad region.

Silt of unknown origin is found on the drumlinized hill Rydsbjär (9 c) up to 90 m a.s.l. The silt could either be of interglacial or interstadial age or deposited on the hill during a transgression (Lagerlund 1987).

Postglacial sediments and the highest shoreline

The altitude of the highest shoreline has been assumed to vary between 55 m and approx. 65 m a.s.l. from the southern to the northern part of the mapped area. This view has, however, been questioned lately. The raised beaches have been reinterpreted to represent the sea level at the time of deglaciation, while the marine limit is supposed to reach at least 70 m a.s.l., formed during a late-glacial transgression. Only a few observations of shore marks along the slopes of the highlands have been made and those are in good agreement with the old opinion of the highest shore line.

Littoral gravel and sand occur at altitudes below the deglaciation shoreline. The sediments have been formed by redeposition of mainly glaciofluvial sediments and only to some extent of till. Apparently the till slopes along the highland have been protected by stagnant ice against wave abrasion during the deglaciation. Coarser sediments as cobbles and gravel are normally restricted to altitudes below 10–15 m a.s.l., i.e. below the highest level of the postglacial transgression. Small shingle-beaches are found along the coast mainly north of Tylösand (6 c), cf. Fig. 53. Vast areas of sand occur especially at the Laholm plain, where 0.5–5 m of sand covers the glacial clay. Especially the fine sand deposits normally have a certain amount of silt.

Eolian sand is found as long, 3–5 m high dune-ridges along the coast (Fig. 55) and in some larger dune-fields not far from the coast. The biggest dune is said to be one of the highest in Sweden (with the highest summit 36 m a.s.l.). A thin cover of recent eolian sand is probably incorporated in the vast areas of littoral sand, and there are also some very low longitudinal dunes on the extramarginal deltas south-east of Laholm, cf. Fig. 46.

Fluvial sediments

Fluvial sediments occur mainly along the rivers Nissan and Lagan. Especially along Nissan there are several terraces with older fluvial sediments while the younger fluvial sediments are found in the lowermost fluvial plain. Fluvial sediments, mainly clay or clayey sand, are, however, common also along the smaller rivulets. Thick fluvial sediments are wide-spread under littoral sand in the Halmstad area.

Organic deposits

The peat-lands are concentrated to, and have a big extension in, the north-eastern part of the mapped area, where the precipitation is very high. On the other hand, within the sandy and clayey plain in the western part of the area, the extension of peat is small due to the rather good drainage in the sandy sediments.

In the western part of the mapped area the mires are classified in two types, bogs and fens. Most of the bogs are ombrogenous mires, more or less raised, and with a varying occurrence of pine, cf. Fig. 59. Most of the bogs have been affected by peat harvesting. Due to the high precipitation vast areas of the forested areas have a more or less peat-like surface, although the organic layer is very thin or absent, cf. Fig. 58.

The late glacial evolution

Older ice-movements and interglacial and interstadial sediments have been described from the site Margreteberg in the north-western part of the mapped area (Lagerlund 1987 and Pässe et al. 1988).

The environmental changes at the south-western part of the Scandinavian Ice Sheet during 40 000–15 000 cal yr BP have been reconstructed by Houmark-Nielsen & Kjær (2003).

The glacial striae, the glaciofluvial deposits, some terminal moraines and transverse moraine ridges indicate a final ice-movement from 35°–50° and an ice-recession towards the same direction. Terminal moraines and ice-marginal deltas have been used to reconstruct ice-recession lines during the deglaciation in southern Halland, cf. Caldenius et al. (1966), Robison (1983) and Berglund (1995).

According to Lundqvist & Wohlfarth (2001) the deglaciation in southern Halland (or at the Halland Coastal Moraines – HCM) took place around 18 000–16 000 cal yrs BP. The development of the shore level changes and ice recession is still under discussion, cf. above.

Different opinions are presented by Robison (1983), Pässe (1993), Lagerlund & Houmark-Nielsen (1993) and Berglund (1995). A glacier readvance in Halland after 12 400 BP has been discussed by Fernlund (1993) and Pässe (1988, 1993 and unpublished information, cf. Fig. 63). The climatic deterioration during the Younger Dryas resulted in permafrost conditions and formation of wide-spread frost polygon patterns in southern Halland (cf. e.g. Svensson 1990).

The shore displacement reached the lowest level, at least 16 m below the present sea level, around 9 000 yrs BP. The following post-glacial transgression reached 13–15 m above the present sea level in the northern part of the mapped area (Caldenius et al. 1966).

REFERENSER

- Asklund, B., 1935: Den marina skalbärande faunan och de sen-glaciala nivåförändringarna. *Sveriges geologiska undersökning C 393*, 103 s.
- Berglund, B., 1979: The deglaciation of southern Sweden 13,500–10,000 B.P. *Boreas* 8, 89–118.
- Berglund, M., 1992: Shore level changes during the Late Weichselian deglaciation in Halland, southwestern Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 114*, 395–415.
- Berglund, M., 1995: The late Weichselian deglaciation, vegetational development and shore displacement in Halland, southwestern Sweden. Lundqua Thesis. *Lund University, Department of Quaternary Geology 35*, 113 s.
- Bergström, J. & Lidmar-Bergström, K., 1980: Arvet från krittiden. *Hallands Natur* 2, 6 s.
- Bergström, J., Christensen, W.K., Johansson, C. & Norling, E., 1973: An extension of Upper Cretaceous rocks to the Swedish west coast of Särö. *Bulletin of the Geological Society of Denmark 22*, 154 s.
- Bexell, G., 1938: Några iakttagelser inom Båstads kritområde. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 60*, 342–348.
- Björck, S., 1976: Geologisk och hydrogeologisk inventering av Stensåns nederbördsområde, S. Halland. *University of Lund, Department of Quaternary Geology, Uppdrag 3*, 40 s.
- Breum Andersen, T., 2001: En sedimentologisk og stratigrafisk undersøgelse af Eldsbergaåsen, Hallands län, SV Sverige. *Geologisk institut, Københavns Universitet*, 104 s.
- Caldenius, C. & Linnman, G., 1949: En senkvartär regressions- och transgressionslagerföljd vid Halmstad. *Sveriges geologiska undersökning C 502*, 26 s.
- Caldenius, C., Larsson, W., Mohrén, E., Linnman, G. & Tullström, H., 1966: Beskrivning till kartbladet Halmstad. *Sveriges geologiska undersökning Aa 198*, 138 s.
- Carserud, L., 1997: Geologiska sevärdheter i Halland, 80 s.
- Daniel, E., 1980: Beskrivning till jordartskartan Helsingborg NO. *Sveriges geologiska undersökning Ae 42*, 120 s.
- Daniel, E., 2002: Beskrivning till jordartskartan 5F Åseda SV. *Sveriges geologiska undersökning Ae 149*, 61 s.
- Daniel, E., 2004a: Dokumentation av jordarterna i en tillfällig skärning vid Tvärbäck, ca 7 km SO om Halmstad, Hallands län. *Sveriges geologiska undersökning, SGU-rapport 2004:26*, 1 s.
- Daniel, E., 2004b: Dokumentation av jordarterna i en tillfällig skärning i Frösakull, väster om Halmstad, Hallands län. *Sveriges geologiska undersökning, SGU-rapport 2004:21*, 1 s.
- Davidsson, J., 1964: Halländsk "pocket-beach". *Svensk Geografisk Årsbok, årg. 40*, 86–92.
- De Geer, G., 1893: Praktiskt geologiska undersökningar inom Hallands län. *Sveriges geologiska undersökning C 131, del I–III*.
- Engdahl, M., Samuelsson, L., Lundqvist, I. & Bengtsson, S., 1994: Inventering av naturgrus och krossberg i Hallands län. *Länsstyrelsen i Hallands län. Medd. 23*, 404 s.
- Erdmann, A., 1865: Öfversikt öfver glacialerans (hvarfiga lerans och hvarfiga mergelns) utbredning inom södra delen af Sverige. *Sveriges geologiska undersökning Ba 2*, karta.
- Fernlund, J., 1988: The deglaciation sea level and the marine limit in the Laholm-Halmstad area, Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 110*, 207–220.
- Fernlund, J., 1993: The long-singular ridges of the Halland Coastal Moraines, south-western Sweden. *Journal of Quaternary Science* 8, 67–78.

- Franzén, L., 1983: Fältundersökning av myrar. K-Konsult, Jönköping. 21 s.
- Fredén, C., 1975: Subfossil finds of arctic whales and seals in Sweden. *Sveriges geologiska undersökning C 710*, 62 s.
- Fredén, C. (red.), 2002: Berg och jord. *Sveriges Nationalatlas, band 12, 3. uppl.*, 208 s.
- Fries, M., 1964: Kvartärbotanisk undersökning av submarin torv från Laholmsbukten. *Svensk Botanisk Tidskrift* 58, 315–319.
- Gustafsson, M., 2004a: Hydrogeologisk databas över Halmstads kommun. *Sveriges geologiska undersökning An 38*.
- Gustafsson, M., 2004b: Hydrogeologisk databas över Laholms kommun. *Sveriges geologiska undersökning An 39*.
- Gustafsson, B.-O. 1989: *Senglaciala nivåförändringar i Halmstadsområdet – En glacialgeologisk och sedimentologisk studie*. Opublicerad licentiatavhandling, Kvartärgeologiska avd., Geologiska Inst. Lunds Universitet, 107 s.
- Gustafsson, B.-O. & Ralfsson, S., 1985: Undersökning av högsta kustlinjen på Rydsbjär vid Margreteberg i södra Halland. *Examensarbete i geologi vid Lunds Universitet, Geologiska Institutionen nr 6*, 37 s.
- Göransson, C., Hellman, K., Löfroth, M., Månsson, M., Ots, T., Forslund, M. & Rundlöf, S., 1983: Våtmarksinventering i sydvästra Sverige, katalog över särskilt värdefulla objekt. *Statens Naturvårdsverk PM 1681*, 395 s.
- Holmström, L. & Lindström, A., 1871: Geologisk alf- och höjdkarta öfver större delen af egendomarne Skottorps och Dömmestorps inegor, Hallands län. *Sveriges geologiska undersökning Bb 1*.
- Holmström, L. & Lindström, A., 1881: Matjords- och alf-karta öfver större delen af inegorna till egendomen Skottorp i södra Halland. *Sveriges geologiska undersökning Bb 2*.
- Houmark-Nielsen, M., 2003: Signature and timing of the Kattegat Ice Stream: onset of the Last Glacial Maximum sequence at the southwestern margin of the Scandinavian Ice Sheet. *Boreas* 32, 227–241.
- Houmark-Nielsen, M. & Kjær, K. H., 2003: Southwest Scandinavia, 40–15 kyr BP: palaeogeography and environmental change. *Journal of Quaternary Science* 18, 769–786.
- Hummel, D., 1877a: Beskrifning till kartbladet ”Ljungby”. *Sveriges geologiska undersökning Ab 2*, 17 s.
- Hummel, D., 1877b: Beskrifning till kartbladet ”Båstad”. *Sveriges geologiska undersökning Aa 60*, 35 s.
- Ivarsson, J., 1990: Geologisk inventering av Fylleåns dalgång. *Meddelande från Länsstyrelsen i Hallands län nr 10*, 93 s.
- Johansson, C., 1971: Översiktlig grusinventering i Laholms kommunblock. *Länsstyrelsen i Hallands län. Medd.*, 24 s.
- Johansson, C., 1972: Översiktlig grusinventering i Halmstads kommunblock och Torups kommun. *Länsstyrelsen i Hallands län. Medd.* 6, 39 s.
- Johansson, C., 1975: Fynd av kritavlagringar i Särdal, Harplinge socken. Halland, 5–10.
- K-Konsult, 1975: PM beträffande geohydrologiska undersökningar inom Edenberga-Storesjöområdet samt vattnets distribution och magasinering inom västra delen av kommunen, 35 s.
- K-Konsult, 1976: Storesjö-projektet. Redogörelse för geohydrologiska undersökningar vid Storesjö, 20 s.

- K-Konsult, 1980a: Vattentäkten i Veinge, Vattenbyggnadsteknisk utredning, 20 s.
- K-Konsult, 1980b: Laholms kommun, vattentäkten i Veinge, Vattenbyggnadsteknisk utredning. Inlaga till Vattendomstolen, 50 s.
- Kjøer, K.H., Lagerlund, E., Adrielsson, L., Thomas, J.P., Murray, A. & Sandgren, P., 2006: The first independent chronology for Middle and Late Weichselian sediments from southern Sweden and the Island of Bornholm. *GFF* 128, 209–220.
- Kjessler & Mannerstråle, 1976: Redogörelse för grundvattenundersökningar vid Sennan 1975–1976. Utredning, 23 s.
- Kjessler & Mannerstråle, 1984: Eldsbergaåsen, grundvattenundersökningar. Sammanställning av undersökningsresultat 1981–1984. *Utredning 3910855*, 16 s.
- Kjessler & Mannerstråle, 1991a: Skyddsplan för vattentäkten i Skottorp. Ordernummer 733001. 9 s.
- Kjessler & Mannerstråle, 1991b: PM beträffande vattenförsörjning från Skottorps och Dömostorps vattentäktsområden jämte redogörelse för geohydrologiska undersökningar 1989 – 1990. *Uppdragsnummer 415912*, 4 s.
- Kjessler & Mannerstråle, 1992: Perstorps vattentäkt, Skyddsområde, skyddsplan. *Uppdragsnummer 451594*, 11 s.
- Kjessler & Mannerstråle, 1997a: Perstorp, grundvattenundersökningar. *Uppdragsnummer 775644*, 3 s.
- Kjessler & Mannerstråle, 1997b: Tönnersjö, Grundvattenundersökningar. *Uppdragsnummer 775043*, 4 s.
- Kjessler & Mannerstråle, 1998: Vattendomsansökan, Dömostorp. *Uppdragsnummer 506551*, 16 s.
- Klingberg, F., 1997: Late Saalian marine clay successions in southwestern Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 119, 267–273.
- Lagerlund, E., 1980: Litostratigrafisk indelning av Västkånes Pleistocen och en ny glaciationsmodell för Weichsel. *University of Lund Department of Quaternary Geology, Report 21*, 120 s.
- Lagerlund, E., 1987: An alternative Weichselian glaciation model, with special reference to the glacial history of Skåne, South Sweden. *Boreas* 16, 433–459.
- Lagerlund, E., Gustafsson, B., Robison Fernlund, J., Adrielsson, L. & Malmberg Persson, K., 1985: Nordqua-Exkursion i Halland – Skåne. Opublicerad exkursionsguide.
- Lagerlund, E. & Houmark-Nielsen, M., 1993: Timing and pattern of the last deglaciation in the Kattegatt region, southwest Scandinavia. *Boreas* 22, 267–396.
- Laholms kommun, 1981: PM beträffande frågan om skyddsområde för grundvattentäkt i Vallberga. *Gatukontoret PM 1981-03-12*.
- Lidmar-Bergström, K., 1982: Pre-Quaternary Geomorphological evolution in southern Fennoscandia. *Sveriges geologiska undersökning C 785*, 202 s.
- Lidmar-Bergström, K., 1994: Berggrundens ytformer. I Fredén, *Sveriges Nationalatlas*, 2002, 11 s.
- Lidmar-Bergström, K., Olsson, S. & Olvmo, M., 1997: Palaeosurfaces and associated saprolites in southern Sweden. In Widdowson, M. (ed.): Palaeosurfaces: Recognition, Reconstruction and Palaeoenvironmental Interpretation. *Geological Society Special Publication No. 120*, 95–124.
- Lind, B.-B., 1977: Kvartära avlagringar och geohydrologiska förhållanden i Halmstad. *C-kursarbete vid Chalmers Tekniska Högskola, Geologiska Institutionen, Publ. B 85*, 62 s.

- Lindekrantz, G., 1944: Submarina ändmoränstråk. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 66, 761–773.
- Lindström, A., 1898: Beskrifning till kartbladet ”Örkellunga”. *Sveriges geologiska undersökning Aa 114*, 39 s.
- Lokrantz, H., 1996: Glaciofluvial deposits in two areas of different relief, south Småland peneplain, Sweden. *Earth Sciences Centre, Göteborg University, B 28*, 45 s.
- Lundbohm, H., 1887: Beskrifning till kartbladet Halmstad. *Sveriges geologiska undersökning Ab 12*, 55 s.
- Lundbohm, H., 1888: Om den äldre baltiska isströmmen i södra Sverige. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar, Bd X*, 157–186.
- Lundqvist, J., 2002: Weichsel-istidens huvudfas. *I Freden 2002*, 124–135.
- Lundqvist, I. & Wik, N.-G., 1998: Industriella mineral och bergarter i Hallands län. *Sveriges geologiska undersökning Rapporter & meddelanden 9*, 126 s.
- Lundqvist, J. & Wohlfarth, B., 2001: Timing and east-west correlation of south Swedish ice marginal lines during the Late Weichselian. *Quaternary Science Reviews* 20, 1127–1148.
- Länsstyrelsen i Hallands län, 2003: Bildande av naturreservatet Tjuvhultskärret i Laholms kommun. *Beslut 511-4469-02*.
- Länsstyrelsen i Hallands län, Domänverket & Skogsvårdsstyrelsen, 1989: De halländska sanddynerna. Broschyr.
- Moberg, J. C., 1886: Studier öfver svenska kritformationen. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar VIII*, 364–376.
- Mohrén, E. & Larsson, W., 1968: Beskrivning till kartbladet Laholm. *Sveriges geologiska undersökning Aa 197*, 123 s.
- Möller, C., 2002: Då fanns ett Hallands Himalaya. *Forskning och framsteg* 7, 39–45.
- Mörner, N.-A., 1969: The late Quaternary history of the Kattegatt Sea and the Swedish west coast, deglaciation. *Sveriges geologiska undersökning C 640*, 487 s.
- Nelson, H., 1910: Om randdeltan och randåsar i mellersta och södra Sverige. *Sveriges geologiska undersökning C 220*, 252 s.
- Norrman, J., Peterson, A. & Peterson, T., 1974: Dynmorfologiska undersökningar i södra Halland. *Statens Naturvårdsverk PM 500*, 247 s.
- Påsse, T., 1986: Underfart för väg i deformerade kvartära sediment med iskilar. *Sveriges geologiska undersökning, dokumentationsrapport, FIIA: N6*, 18 s.
- Påsse, T., 1988a: Beskrivning till jordartskartan Varberg SO/Ullared SV. *Sveriges geologiska undersökning Ae 86*, 98 s.
- Påsse, T., 1988b: Lagerföljd med torvlager, skal och vindslipade stenar. *Sveriges geologiska undersökning, dokumentationsrapport nr 6596*, 4s.
- Påsse, T., 1992: A late Pleistocene sequence at Holmagärde, southwestern Sweden. *Sveriges geologiska undersökning Ca 81*, 241–248.
- Påsse, T., 1993: Beskrivning till jordartskartan Ullared SO. *Sveriges geologiska undersökning Ae 115*, 70 s.
- Påsse, T., under arbete: Deformerade och överlagrade organogena sediment i Halland. *Sveriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden*.
- Påsse, T., Robertsson, A.-M., Miller, U. & Klingberg, F., 1988: A late Pleistocene sequence at Margreteberg, southwestern Sweden. *Boreas* 17, 141–163.

- Robison, J., M., 1983: Glaciofluvial sedimentation: a key to the deglaciation of the Laholm area, southern Sweden. Lundqua Thesis. *Lund University, Department of Quaternary Geology* 13, 92 s.
- Svedmark, E., 1893: Beskrifning öfver berggrunden inom Hallands län. Ur: Praktiskt geologiska undersökningar inom Hallands län. *Sveriges geologiska undersökning C 131, del I–III*.
- Svensson, H., 1964: Fossil tundramark på Laholmsslätten. *Sveriges geologiska undersökning C 598*, 29 s.
- Svensson, H., 1967: Jordskalven vid Hallandsåsen i februari 1966. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 89, 151–180.
- Svensson, H., 1977: En fossil dalform på Laholmsslätten. *Svensk Geografisk Årsbok* 53, 116–125.
- Svensson, H., 1981: Vinderosion i bergblock. *Svensk Geografisk Årsbok* 57, 200–208.
- Svensson, H., 1982: A low-lying polygon locality on the Laholm plain, Swedish west coast. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 104, 69–73.
- Svensson, H., 1988a: Recent frost fissuring in a coastal area of southwestern Sweden. *Norsk geografisk Tidsskrift* 42, 271–277.
- Svensson, H., 1988b: Arktisk vindslipning på moränblock. *Svensk Geografisk Årsbok* 64, 119–131.
- Svensson, H., 1990: Relict periglacial structures occurrences, age and development in different matrices on a coastal plain of southern Sweden. *Geografiska Annaler* 72A, 79–91.
- Svensson, H., 2005: From relict polygon patterns in South Scandinavia to active ice-wedge polygons in Svalbard: A review of former studies. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 59, 164–170.
- Sveriges geologiska undersökning, 1989: Maringeologiska kartan Stora Middelgrund – Halmstad. *Sveriges geologiska undersökning Am 4*. Endast kartor.
- Sweco VBB VIAK, 2001: Skyddsplan för vattentäkten Tönnersjö. *Uppdrag 1310298*, 14 s.
- Sydskraft, 1962: Rapport över seismiska jorddjupsmätningar vid Knäred, Lagan. 3 s.
- Svedmark, E., 1893: Beskrifning öfver berggrunden inom Hallands län. *Sveriges geologiska undersökning C 131 del II*, 16 s.
- Thunvik, R., Lindström, R. & Johansson, P.-O., 1998: Modelling of groundwater transport in the Eldsberga esker for analyses of cost-effectiveness of measures for reducing the nitrate content at a water supply well. *Vastra Working paper* 7, 12 s.
- VBB 1955: Ränneslöv vattenförsörjning och avlopp, PM angående utförda grundvattenundersökningar under tiden januari 1954 – februari 1955. Uppdrag. 14 s.
- von Post, L & Granlund, E., 1926: Södra Sveriges torvtillgångar. *Sveriges geologiska undersökning C 335*, 127 s.
- Wikman, H. & Bergström, J., 1987: Beskrivning till provisoriska översiktliga berggrundskartan Malmö. *Sveriges geologiska undersökning Ba 40*, 42 s.
- WSP 2003a: Byggnadsgeologisk kartdatabas. *Uppdrag 10023074*.
- WSP 2003b: Laholms kommun, Veinge vattentäkt. *Uppdrag 10024505*.
- Wällberg, B., 1999: Geofysiska undersökningar i Tönnersjötrakten. *Uppdragsrapport, dnr 08-1464/98*, 3 s.
- Öster, J., 1945: Fältdagbok till den geologiska kartan Aa 198. *SGUs arkiv*.

