K 534–538

Beskrivning till jordartskartorna
8D Skara NV, NO, SV och SO och 9D Mariestad SV

Tore Påsse & Otto Pile



SGU
Sveriges geologiska undersökning

K 534–538

Beskrivning till jordartskartorna

8D Skara NV, NO, SV och SO och 9D Mariestad SV

Tore Påsse & Otto Pile

DESCRIPTION TO THE QUATERNARY MAPS
8D Skara NV, NO, SV och SO
and 9D Mariestad SV

Sveriges geologiska undersökning
2016

ISSN 1652-8336
ISBN 978-91-7403-349-6

Närmare upplysningar erhålls genom
Sveriges geologiska undersökning
Box 670
751 28 Uppsala
Tel: 018-17 90 00
Fax: 018-17 92 10
E-post: kundservice@sgu.se
Webbplats: www.sgu.se

Omslagsbild: Vårblomning i centrala Valle härad.
Foto: Tore Påsse.

© Sveriges geologiska undersökning, 2016
Layout: Jeanette Bergman Weihed & Ulrika Hurtig

INNEHÅLL

Inledning **5**

Metodik **5**
Karteringsmetoder 5
Introduktion till beskrivningen 7
Berggrund och berggrundsmorfologi 8

Beskrivning av jordarterna inom området **10**
Berg i dagen 10
Tunt eller osammanhängande jordtäcke 12
Vittrat berg och grusvittring 13
Skollor av skiffer 16
Räfflor 16
Jättegrytor 19
Jorddjup 19
Jordarternas blockhalt 22
Morän 22
- Utbredning och mäktighet 22
- Moränens sammansättning 24
- Moränens bergartsinnehåll 26
- Blockighet 26
- Enstaka stora block 27

Moränens morfologi 27
- Drumliner 27
- Randbildningar 31
- Ändmoräner 38
- Moränbacklandskap, kullig morän 42
- Deformationsmorän 43

Isälvsavlagringar 45
- Isälvsavlagringar i västra kartområdet 47
- Isälvsavlagringarna vid Lundsbrunn, Stenåsen, Götene och Årnäs 48
- Isälvsavlagringar väster om Billingen 50
- Isälvsavlagringarna norr om Lerdala 53
- Isälvsavlagringar vid Mösseberg och södra Billingen samt vid Varvsberget 54
- Isälvsavlagringar öster om Billingen och Varvsberget 55
- Isälvsavlagringar öster och nordöst om Skövde 64
- Isälvsavlagringarna i sydöstra kartområdet 65
- Isälvssediment som överlagrar lera 66

Isälvsrännor, erosionsrännor 66
Issjösediment 66
Lera 71
Raviner och skred 74
Klapper, svallgrus och svallsand 75

Vindsediment (eoliska sediment) 77
Frostmarksfenomen 78
Vindslipade stenar och block 78
Flytjord 80
Fossil iskil 80
Postglaciala organogena avlagringar 82
Torv 83
Sjöregleringar vid Hornborgasjön och Röde mosse 85
Kalktuff 86
Vegetationsutvecklingen 87
Svämsediment 90

Källor **91**
Källor i sedimentärt berg 91
Källor i jord 93

Talus **93**

Datering av isavsmältningen och strandförskjutningen i området **93**

Geologiska sevärdheter och speciella geologiska händelser inom kartområdet **96**
Drumliner på Kinnekulle 96
Valle härad 97
Besök Valle härad 105
Tidanissjön och dess utlopp (kanjonen vid Dala) 106

Baltiska issjöns tappning, Klyftamon och Timmersdalavallen **109**
Timmersdalavallen 110
Ny tolkning av händelseförloppet vid tappning av Baltiska issjön 114
Paleogeografisk utveckling – sammanfattning av områdets utveckling 119

Summary **126**

Referenser **129**

INLEDNING

Kartläggningen av de fyra topografiska kartbladen 8D Skara NV, NO, SV och SO, vilket är beteckningen enligt referenssystemet RT90, genomfördes mellan 2004 och 2008 under ledning av Tore Påsse och Otto Pile. Följande SGU-personal medverkade: Leif Andersson, Anders Backström, Nils Dahlberg, Mats Engdahl, Fredrik Klingberg, Anders Lindén, Jonas Ising, Olof Larsson, Åsa Lindh, Hanna Lokrantz, Henrik Mikko, Lars-Eric Olander, Jan-Olof Smedberg, Sven-Erik Sundevall, Jan-Erik Wahlroos och Björn Wiberg samt extrageologerna Petra Brinkhoff, Joachim Albrecht, Helene Jansson och Sara Jorild.

Mellan 2009 och 2011 kartlades 9D Mariestad SV under ledning av Otto Pile med medverkan av följande SGU-personal: Sven-Erik Sundevall, Tore Påsse, Kristian Schoning, Cecilia Karlsson och Gustaf Peterson. Viss data från denna senare kartläggning har inarbetats i denna beskrivning.

Kartområdet har tidigare kartlagts av Munthe (1903, 1905, 1906a, 1906b), Munthe m.fl. (1928), Lundqvist m.fl. (1931) och Johansson m.fl. (1943). Flertalet av dessa kartor är nu mer än 100 år gamla. Dagens kartbild ser delvis väldigt annorlunda ut. I beskrivningarna finns många saker som vi idag tolkar på annat sätt än för 100 år sedan. Det finns inget värde i att kommentera dessa skillnader utan istället peka på de ofta mycket intressanta iakttagelser som dåtidens geologer gjort. De äldre beskrivningarna innehåller delvis foton och lagerföljder som inte behandlas här. Därför kan det finnas skäl att i vissa sammanhang söka mer detaljerad information från de äldre arbetena.

METODIK

Underlaget till de tryckta geologiska kartorna 8D Skara NV, SV, NO och SO samt 9D Mariestad SV består 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 år 1978. I de allra flesta fall har observationer på kartorna mätts in med handburen GPS. Vid fältundersökningarna har en del personal arbetat med digitala kartunderlag medan andra kartlagt via traditionella papperskartor. Flygbildstolkning har gjorts med hjälp av IR-flygbilder i skala 1:30 000.

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

För att lättare återfinna lokalnamn som används i beskrivningen på kartan följs lokalangivelserna i texten i regel av siffra och bokstav enligt den bladindelning som användes vid kartläggningen och som finns i jordartskartans ram. Denna indelning redovisas även i figur 1.

Efter det att kartläggningen har avslutats har SGU fått tillgång till Lantmäteriets nationella höjddatabas (NH). Vissa jordartsgränser eller läget av en del formelement har korrigerats med hjälp av denna mycket detaljerade information.

Karteringsmetoder

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 får man i befintliga skärningar och genom ett fåtal borrningar med tyngre utrustning.



Figur 1. För att göra det lättare att hitta de lokaler som redovisas i texten på kartbladen 8D Skara följs ortsnamnen av en siffra och en bokstav, vilka syftar till den kartbladsindelning som användes vid kartläggningen. Vid beskrivning av lokaler på 9D Mariestad SV, hänvisas till hela kartbladet.

The combination of a number and a letter within parenthesis after names of localities refer to the grid shown in this map.

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. Många jordartsanalyser redovisas i några av de äldre kartbladsbeskrivningarna. Man bör dock vara medveten om att analysmetoderna kan ha varit annorlunda för de äldre analyserna.

Jordarterna indelas efter bildningssätt och bildningsmiljö samt med hänsyn till deras kornstorlekssammansättning. För en mer detaljerad redogörelse för SGUs jordartsindelningar hänvisas till tidigare kartbladsbeskrivningar som publicerats i serie Ae.

Introduktion till beskrivningen

SGUs kartbladsbeskrivningar har av tradition varit ett sätt att presentera ett urval av data, analyser, jorddjupsuppgifter, foton m.m. Idag finns denna information tillgänglig i SGUs databaser. Följaktligen finns det inte ett lika stort behov numera av att redovisa enskilda iakttagelser i en tryckt kartbladsbeskrivning. Därför begränsas användningen av lokalspecifika data i beskrivningen. Tyngdpunkten ligger på tolkningar av de geologiska förhållandena så att förståelsen för områdets speciella särdrag ökar.

Det finns många speciella särdrag med detta område. En av dessa är att området delvis består av kambro-silurisk berggrund. En annan mycket speciell sak med området är att isavsmältningen skedde under en period då klimatet genomgick stora förändringar. Slutet av den senglaciala tiden kännetecknas av en extremt kall period, Yngre Dryas-perioden. Perioden varade i ca 1 000 år mellan 12 500 och 11 500 år före nutid. Alleröd hette perioden före Yngre Dryas-perioden och den inföll mellan 13 500 och 12 500 år före nutid. Dess klimat liknande det vi har idag i fjällkedjan. Innan dess hade vi en något kallare period som kallas Bölling. Ur klimatsynpunkt slutar istiden definitionsmässigt för 11 500 år sedan. Då gick klimatet under bara några hundra år från ett arktiskt klimat till ett klimat nästan lika varmt som dagens. Denna tidpunkt markerar gränsen mellan senglacial och postglacial tid eller, som det också kallas, gränsen mellan senweichsel och holocen. Vid denna klimatiska gräns låg iskanten fortfarande över norra Billingen. Därefter smälte den undan mycket snabbt

Kartområdets sydvästra hörn blev isfritt för 12 800 år sedan. För 11 300 år sedan lämnade inlandsisen kartområdet. Detta innebär att isavsmältningen över kartområdet tog ungefär 1 500 år. Lika många år senare fanns inlandsisen endast kvar i Lappland. Denna märkliga skillnad i isavsmältningens hastighet beror dels på att avsmältningen inom delar av kartområdet skedde extremt långsamt under den kalla Yngre Dryas-perioden, dels på att klimatet härefter snabbt blev mycket varmare efter att iskanten passerat kartområdet. Lervarvsmätningar presenterade av Strömberg (1994) i Skövdeområdet visar att avsmältningen för perioden Yngre Dryas i medeltal endast var ca 10 m per år. När iskanten försköts vidare norrut skedde detta med en hastighet av ca 400 m per år, dvs. med en hastighet 40 gånger snabbare än inom Skara–Skövdeområdet.

Isavsmältningen i kartområdet skedde delvis under Yngre Dryas. Avsmältningen var mycket långsam och skedde med korta framryckningar av isfronten. Vid dessa framryckningar verkade isfronten som en bulldozer och knuffade fram redan avsatta sediment till mycket långsträckta randmoräner. Dessa går under benämningen Mellansvenska ändmoränerna och bidrar mycket till områdets speciella jordartsmässiga särdrag. Inom kartområdet sträcker sig randbildningarna från Källby (7 a) i väster, över Skövde och genom Igelstorp (5 j) i öster. Mellansvenska änd-

moränerna är mest känd för sina uppskjutna vallar. I denna zon inräknas också de utbredda och mäktiga fält av isälvsediment som finns både öster och väster om Billingen. Väster om Billingen ligger Axevalla hed, en sanduravlagring, bildad av isälvsgrus som under lång tid förts med smältvatten och avlagrats på land utanför iskanten. Norr om Axevalla hed övergår avlagringen i ett område som karaktäriserats av kullar, gropar och åsryggar i ett oregelbundet mönster – Valle härad. Öster om Billingen finns en liknande avlagring vid Skövde, men den är inte lika känd som Valle härad. Orsaken till detta är troligen att landformerna där döljs av bebyggelse.

Under Bölling, för ungefär 14 000 år sedan, höjdes Öresunds passpunkt över den dåvarande havsnivån. Östersjön isolerades från havet och blev en insjö, eller rättare sagt en issjö eftersom den i norr dämdes av is. Denna issjö kallas Baltiska issjön. När iskanten drog sig tillbaka mot norr blev Baltiska issjön allt större samtidigt som issjöns nivå höjdes allt högre över havets nivå. Denna höjning följde det förlopp som höjde passpunkten i söder. Under slutet av Yngre Dryasperioden låg Baltiska issjöns nivå 20–25 m över den dåtida havsnivån. När iskanten smälte bort i norra delen av Billingen bildades ett nytt utlopp. Issjöns nivå sänktes till havsytenivån. Denna händelse är känd som tappningen vid Billingen och inträffade för ca 11 500 år sedan. Vid denna tid låg isfronten vid Skövde. En ränna bildades mot Billingens östra sida. Denna ledde vattnet förbi Billingen in i sänkan vid Lerdala och vidare över Klyftamon. Där är kalspolning och avlagringar av grova sediment spår från den tid då vattnet från Östersjösänkan passerade området.

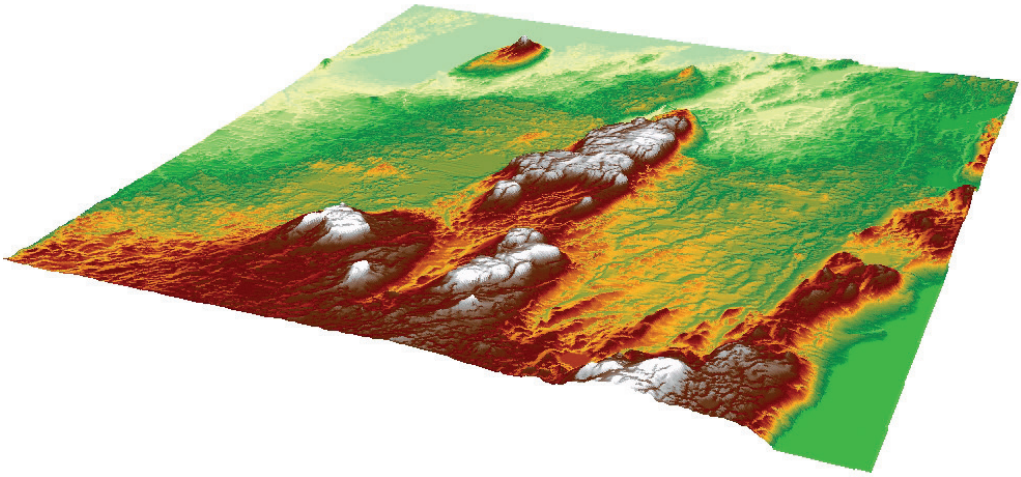
Jordarternas utbredning i området har också påverkats av en mer lokal issjö, Tidanissjön. Denna issjö bildades vid isavsmältningen i Tidansänkan som omges av höjdområdena mellan Billingen och Falbygden i väster och Hökensås i öster. Flera spektakulära erosionsdalar har utformats i landskapet genom utloppen som har skapats av denna issjö. De sediment som avsattes i Tidanissjön består av varvig lera och silt, men också finsand, som bildar plana fält. Dessa flacka issjösediment är ett signum för Skövdetrakten och har utnyttjats av militären som övningsområden.

Berggrund och berggrundsmorfologi

En sammanfattande bild av berggrundens morfologi beskrivs av Lidmar-Bergström (2002). Grovt kan berggrundsmorfologin inom kartområdet delas in i två delar, Västergötlands platåberg och däremellan ett utsträckt mycket plant slättområde, det subkambriska peneplanet (fig. 2).

Peneplanet utgörs huvudsakligen av urberg bildat för ca 1,7 miljarder år sedan och omvandlat under den Svekonorvegiska bergskedjebildningen för ca 1 miljard år sedan. I öster dominerar gnejsiga graniter som intruderats av gabbro eller diabas (hyperit). I de centrala delarna av kartområdet är omvandlingsgraden högre och migmatiska gnejser dominerar. På Kållandsö (9D Mariestad SV) finns gnejsiga granitoider som intruderade för 1,6 miljarder år sedan (SGU 2015).

Peneplanet har bildats genom en kraftig och långvarig erosion av urberget för omkring 600 miljoner år sedan. Erosionsförloppet har beskrivits av Lidmar-Bergström (2004). Utformningen av det vidsträckta slättområdet beror på att de processer som skapar rörelser i jordskorpan var obetydliga i detta område under mycket lång tid, kanske i 100 miljoner år. Under denna period vittrade berget ner till en helt flack, vidsträckt erosionsyta, något som finns i stora delar av Europa. I vissa områden i Sverige är detta peneplan mer eller mindre intakt, t.ex. i delar av Västergötland, men också i Uppland. Inom andra delar har senare tektoniska rörelser höjt eller sänkt uppspruckna delar av peneplanet. Ett exempel på detta är Hökensås som är ett upphöjt peneplanområde.



Figur 2. Denna snedbild har framställt med hjälp av Lantmäteriets höjddatabas. Vi ser på landskapet från sydöst mot nordväst. Längst upp i bilden syns Kinnekulle vid Vänern. Längst ner i sydöstra hörnet ligger Vättern och Hökensås. De gröna områdena, uppblandade med en del gult, indikerar utbredningen av det subkambriska peneplanet. Centralt i kartbilden höjer sig platåbergen med Billingen i norr. Höjdområdet på östsidan är Hökensås, som morfologiskt har bildats som en del av det subkambriska peneplanet, men som har höjts genom tektoniska rörelser. Mellan Hökensås och platåbergen ligger en sänka som här benämns Tidansänkan. Tidan avvattnas norrut i detta lågområde. Det är i denna sänka som det bildades en issjö under isens avsmältning. Även i lågområdet i väster sker dräneringen åt norr.

View of the landscape from the south-east. The mountain in the upper part of the figure is Kinnekulle. The low, flat area between the hills represents the sub-Cambrian peneplane. Mount Billingen lies in the central part of the figure, and to the east (right), lies the mountain ridge Hökensås. Between Mount Billingen and Hökensås is the Tidan basin.

För omkring 550 miljoner år sedan översvämmades peneplanet av ett grunt tropiskt hav. De bergarter vi idag ser i platåbergen bildades i detta hav under tidsperioderna kambrium, ordovicium och silur. Platåbergens bildning har beskrivits av Ahlberg m.fl. (2011). Lagerföljderna i de olika platåbergen är väldigt snarlika. De understa lagren består av konglomerat och olika sandstenslager som bildades i underkambrium. Under mellankambrium fram till äldsta delen av ordovicium bildades en mörk, nästan svart lerskiffer. Denna är mycket rik på organiskt material. Under mellanordovicium dominerades lagerföljden av grå lerstenar och av kalksten. Dessa överlagrades av lerstenar och lerig kalksten från överordovicium. Vid Kinnekulle finns ett tunt leromvandlat asklager (bentonit). De sedimentära lagren avslutas av mörka siluriska lerskiffrar. Orsaken till att dessa mjuka bergarter har bevarats i Västergötland är att de har täckts av en kappa av diabas. Denna har sitt ursprung i en magma som trängde upp genom urberget under karbon och perm, dvs. för ca 280 miljoner år sedan.

Berget i platåbergen har sedan lång tid tillbaka använts för diverse ändamål. Främst är det ortoceratitkalkstenen som har brutits som byggnadssten. Senare har den även brutits för cement och för kalk inom jordbruket. Alunskiffer har också brutits i stora mängder inom platåbergen. Alunskiffer har haft många användningsområden, bl.a. för utvinning av alun till garvning och färgtillverkning. Man har också använt alunskiffer som energikälla vid kalkbränning. Detta har



Figur 3. Rödfyr vid Kinnekulle ring. Foto. F. Klingberg.
Red ash at Kinnekulle (8 b–c).

gett en restprodukt, rödfyr. Rödfyren har kartlagts och redovisas på jordartskartan eftersom den har lagts i högar som idag täcker mycket stora områden (fig. 3).

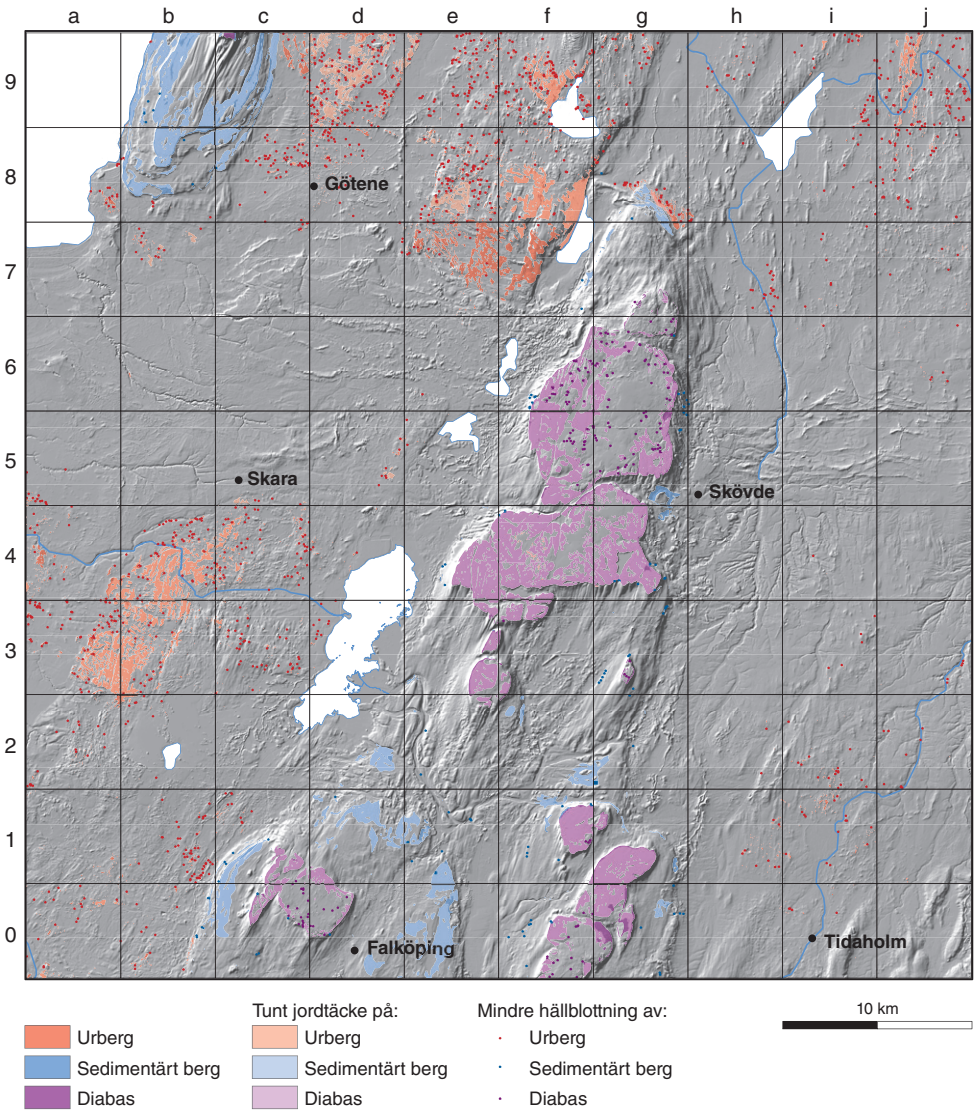
BESKRIVNING AV JORDARTERNA INOM OMRÅDET

Berg i dagen

Beteckningen berg på jordartskartorna innebär att blottat berg dominerar inom den ytan. Om ett område uppvisar flera små närliggande bergblottningar har dessa sammanförts till en yta. Riktigt små bergblottningar, mindre än ca 10 m i diameter, redovisas som punktobjekt med ett plustecken på kartorna. I sammanhanget ska nämnas att ytan vanligen karteras som berg i dagen om jorddjupet understiger 0,5 m.

Tre olika beteckningar har använts inom kartområdet för att visa förekomsten av berg i dagen. På kartan skiljs alltså på hällblottningar som består av urberg, sedimentärt berg samt den diabas som täcker den sedimentära berggrunden. Utbredningen av blottat urberg är relativt liten inom det karterade området (fig. 4). Däremot finns stora ytor som har kartlagts som tunt jordtäcke, något som beskrivs i nästa avsnitt.

Det största sammanhängande området med kala urbergshällar finns inom Klyftamon, sydväst om Lången, samt nordost om Kinnekulle i anslutning till Vänern (9D Mariestad SV). Förekom-



Figur 4. Förekomst av berg i dagen inom karteringsområdet.
Exposures of bare bedrock.

sten av kala urbergshällar inom Klyftamon har främst sitt ursprung i att området kalspolades i samband med Baltiska issjöns tappning. Av samma orsak har även ett urbergsområde norr om Billingens nordspets kalspolats. Kalspolade hällar har också skapats genom Tidanissjöns olika utlopp, exempelvis väster om Borgatorp (1 f) och väster om Håkantorp (2 d).

Vid Götene och norr om Götene finns många små hällar som betecknats med plustecken. Hällarna är generellt mycket flacka och kan vara svåra att se på avstånd eftersom de är en del av det subkambriska peneplanet. Dessa hällar visar att jorddjupet i området generellt är väldigt litet.

Tunt eller osammanhängande jordtäcke

Beteckningen tunt eller osammanhängande jordtäcke används i områden där berggrundens reliefyta präglar landskapets former, men där jordtäcket är så pass omfattande att det inte är lämpligt att markera berg i dagen på kartan. Inom områden med osammanhängande jordtäcke finns små kala bergblottningar i varierande grad. Dessa ingår i beteckningen tunt eller osammanhängande jordtäcke. Beteckningen används vanligtvis för att beteckna tunna moränlager på berg. På Kinnekulle dominerar tunna moränlager på det sedimentära berget, dock förekommer i relativt stor utsträckning även andra jordarter, främst vittringsjord, med litet djup. Därför används beteckningen tunt eller osammanhängande ytlager av jord (ospecificerad jordart) på Kinnekulle. Öster om Kinnekulle finns ett område som utgörs av ett tunt lager av sand–grus på berg.

Stora områden med tunna eller osammanhängande jordtäcken finns uppe på diabasen på platåbergen men även på kalkstenen på Mösseberg och på Kinnekulle. På Kinnekulle kan nämnas Österplana hed som utgörs av ett område med tunt jordtäcke. Vid tidigare försök att odla på Österplana hed har området dränerats trots att jordtäcket är mycket tunt. Diken har då grävts i denna tunna jord (fig. 5). Det kan synas märkligt med dessa diken. Men eftersom kalkstenen är tät och mycket platt har området fått dikas för att kunna odlas. Förutom vid platåbergen finns ett utbrett område med tunna moränlager på urberget nordnordväst om Rösjömossen.



Figur 5. Stora delar av Österplana hed (9c) har ett tunt lager av morän på den plana kalkstenshällen. Trots det tunna jordtäcket är delar av heden dränerad med diken. Foto: Tore Påsse.

Despite the thin layer of till at Österplana hed (9c), this limestone area is drained by ditches.

Tunna eller osammanhängande jordtäcken kan vara mycket svåra att identifiera, särskilt inom plana kalkstensområden. De begränsningar som har gjorts vid kartläggningen är därför väldigt osäkra. Detta gäller åt båda hållen. Det innebär att det på vissa ställen kan finnas områden som har betecknats som tunna jordtäcken men som kan vara mer mäktiga än vad geologen bedömt, medan andra områden kanske betecknats som morän men som borde ha kartlagts som tunt jordtäcke. Avgränsningarna av de tunna lagren på kalkstenshällarna har varit särskilt svåra eftersom jordlagrens former där inte har kunnat vara till någon ledning för att bedöma jordlagrens mäktighet. Det finns således både helt plana kalkstenshällar men också mer undulerande hällar som har klätts in med ett tunt lager av morän (fig. 6–7). Ett kriterium för att spåra de tunna jordlagren har varit att se hur odlingsrösen eller stengärdsgårdar ser ut. Där dessa innehåller en stor andel plana kalkstensblock (fig. 8) kan man anta att jordtäcket är relativt tunt.

Vittrat berg och grusvittring

Urberg som har grusvittrat påträffades under kartläggningen vid några platser i trakten av N Vånga (2 a). I det här området finns flera små täkter i detta material. Gruset användes lokalt som slitlager på skogsbilvägar i trakten. Under platåbergens sedimentära berggrund finns en djupvittrad gnejs, där vittringen uppstod i samband med att det subkambriska peneplanet bilda-



Figur 6. Tunt moräntäcke på kalksten. Landskapet vid Dala (2 g) ser ut som ett normalt kulligt moränlandskap. Genom grävningar, som på bilden, framgår det att moränen är mycket tunn och att de kulliga formerna istället härrör från kalkstenen. Foto: Tore Påsse.

The landscape at Dala (2 g) looks like ordinary hummocky terrain of glacial origin. When the area is excavated, however, one can see that the forms originate from the limestone.



Figur 7. Tunt jordtäcke vid Falköping. Trots att detta jordtäcke endast är ett par decimeter går det att odla säd på detta underlag. Foto: Tore Påsse.

Despite the very thin cover of till on top of the limestone at Falköping, it is possible to grow cereals on this substratum.

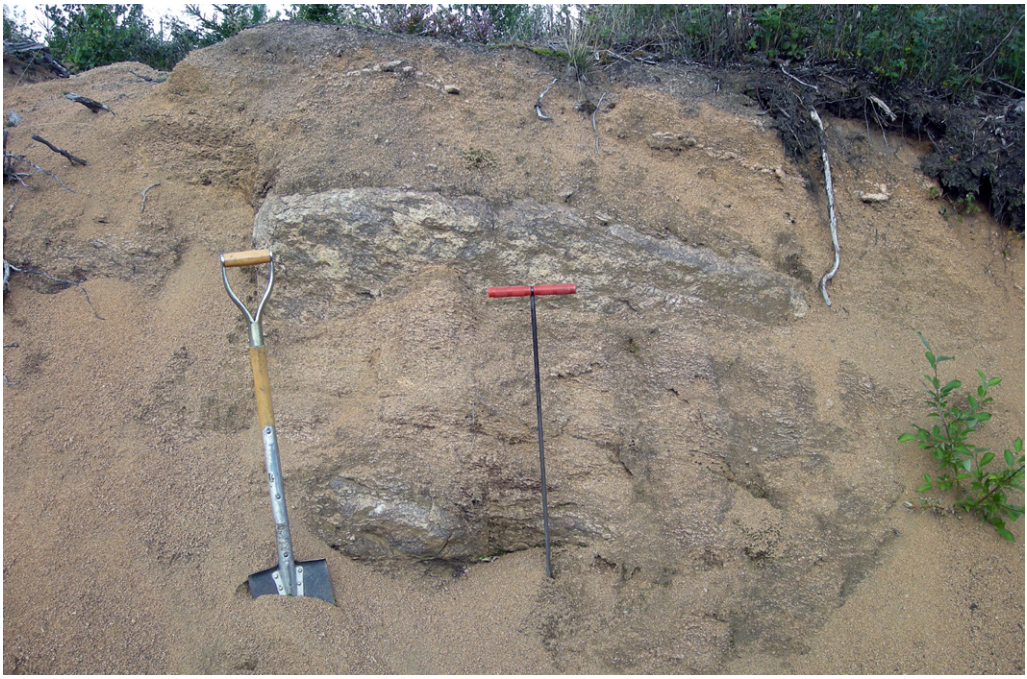
des. Det djupvittrade berg som finns vid N Vånga antas ha detta ursprung. Det vittrade berget visar att området under lång tid har varit täckt av sedimentär berggrund som har skyddat det vittrade berget från att eroderas. Med andra ord har området troligen varit täckt av sedimentär berggrund ända in i kvartärtiden. Vittringsjord finns nordost om Höjentorp (2 a), där mäktigheten uppgår till 1,5 m. Vittrat berg noterades också vid Lorebacken (2 a), väster om Rösjön. Vid Dybergs botten (2 a–b) finns en liten grustäkt som består av vittringsgrus (fig. 9). Ostnordost om Lindöna (2 a) förekommer även gnejshällar som är djupvittrade. Den omgivande moränen innehåller många partiklar från den lokala, vittrade berggrunden.

I kalkstensområdet vid Hjälmesäter (9 b) på Kinnekulle är berget så uppsprucket och söndertrasat att det går att gräva i det. Detta kan exempelvis utnyttjas när man ska dra kablar, något som exemplifieras i figur 10. I detta område finns också en långsträckt bård med skiffer som har vittrat ner till en grusartad massa (fig. 11). Innehållet i denna bård liknar normala jordlager i ytlagren, men grävningar visar att lagren består av vittrad skiffer och att det endast är ytlagren som har vittrat. Utbredningen av det vittrade berget är så stor att den har lagts in som vittrat berg på jordartskartan.

Nordost om Dala kyrka (2 g) grävdes en grop vid ett ställverk. Den översta metern av lagerföljden består av en för området normal sandig morän. Under moränen observerades ett lager av vittrad skiffer (fig. 12). Utmed Skövde–Mariestadsvägen vid Åkersäter (6 h) har man hittat vittringsjord av skiffer i vägslänterna på ett tiotal platser. Vittringsjorden ligger mellan 1 och 5 m



Figur 8. Högar av upplockade block på åkrarna vittnar om att jordlagren är tunna. Foto: Tore Påsse.
Piles of flat limestone in the fields give evidence of thin sediment cover.



Figur 9. Täkt i vittringsgrus vid Dybergs botten. Foto: O. Larsson.
Gravel pit in weathered bedrock at Dybergs botten (2 a–b).



Figur 10. Vid Hjälmesäter (9 b) är kalkstenen så uppsprucken att det går att gräva i den. Foto: Tore Påsse.
It is possible to dig in the limestone at Hjälmesäter (9 b).

under markytan. På västsidan av Mösseberg, exempelvis vid Plomåsen (0 c) och vid Andregården, finns kullar och ryggar där vittrad skiffer och lera finns i ytlagren. Leran är sannolikt vittrad skifferbergrund.

Skollor av skiffer

I Falköpingområdet har skollor påträffats av skiffer som överlagrar kvartära jordlager, exempelvis vid Pickagården (2 f).

Räfflor

Endast 99 observationer av räfflor har gjorts inom kartområdet (inklusive 9D Mariestad SV, fig. 13). Orsaken till de få noteringarna är dels att jordlagren täcker stora delar av slättlandskapet, dels att bergytan inom platåbergen vanligtvis har eroderats så mycket att eventuella räfflor inte har bevarats. De bäst bevarade och tydligaste räfflorna finns på nyligen frilagda bergytor. Ett exempel på detta är de hällytor som blottats när kalkstenen avbanades vid Cementas täkt vid Skövde.

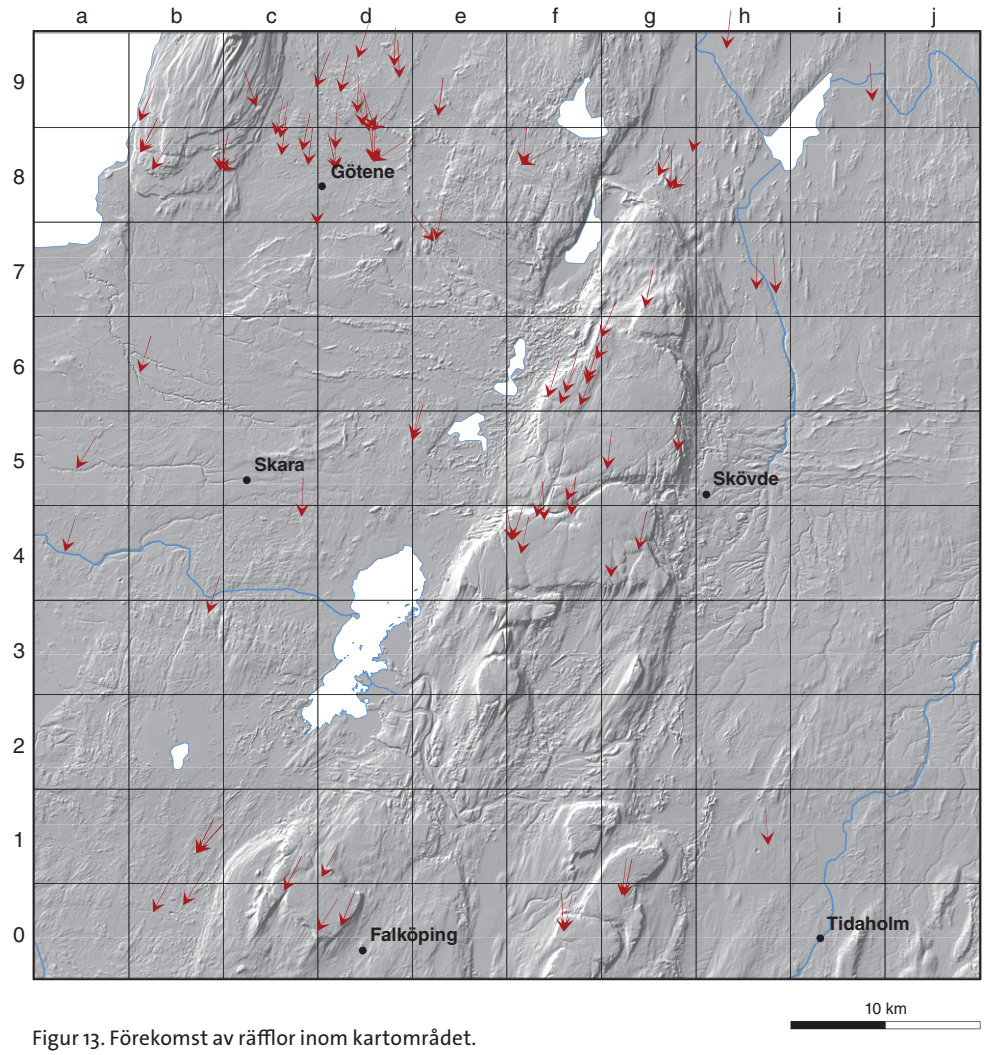
På ett fåtal hällar finns så kallade korsande räfflor, dvs. räfflor som har bildats vid olika skeden genom olika isrörelser. Förutom den nordnordostliga dominerande rörelseriktningen finns även räfflor med riktningar från nordnordväst inom karteringsområdet. En statistisk analys där



Figur 11. Vittrad skiffer vid Hjälmesäter (9 b) på Kinnekulle. Foto: Tore Påsse.
Weathered shale at Hjälmesäter (9 b.)



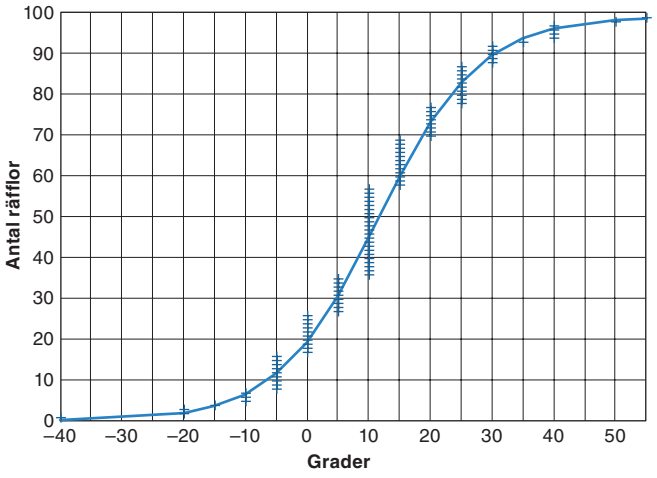
Figur 12. Vittrad skiffer 560 m nordost om Dala kyrka (2 g). Foto: Tore Påsse.
Weathered shale at Dala (2 g), which is overlain by till.



Figur 13. Förekomst av räfflor inom kartområdet.
Glacial striae within the mapped area.

samtliga observationer ingår visar ett medelvärde på isrörelseriktningen på drygt 10° över hela kartområdet. Denna analys är dock inte helt invändningsfri eftersom det ingår observationer med korsande räfflor i analysen, dvs. två olika riktningar vid en och samma lokal. Den statistiska analysen bekräftar emellertid inte förekomsten av två olika isrörelser, vilket kan bero på att de båda populationerna ligger för nära varandra (fig. 14).

Tolkningen av räfflorna har många osäkerheter. Genom att kombinera räffelinformationen med förekomsten av moränlineationernas riktningar får man en säkrare tolkning av inlandsisens rörelse vid den senaste avsmältningen. Denna analys visar olika riktningar av inlandsisens rörelser inom kartområdet. Dessa olikheter kan härledas till att den lokala topografin har styrt isen i dess slutskede.



Figur 14. Statistisk analys av riktningarna på de isräfflor som påträffats vid kartläggningen. Analysen ger ett medelvärde på 10° inom kartområdet.

Statistical analyses of striae in the map area. The mean value for the direction of ice movement is 10°.

Moränlineationerna och isräfflorna på höjdområdena, dvs. på platåbergen, ligger orienterade i en huvudriktning från nordnordost, men den lokala topografin har gett avvikelser från denna huvudriktning. Exempelvis har Tidansänkan styrt isrörelsen så att den har kommit mer från norr eller nordnordväst.

Tolkningen av isens rörelseriktning kan göras på flera grunder. Rörelseindikatorerna visar att det finns en skillnad i isrörelseriktningen väster och öster om Billingen. Väster om Billingen påvisar såväl räfflor som lineationer, men också åsarna, en nordlig eller nordnordvästlig isrörelse. Öster om Billingen visar dessa element en mer nordöstlig isrörelse. Denna iakttagelse är kanske inte så märklig i sig eftersom inlandsisen har en divergerande rörelse ut mot fronten. Sett i ett regionalt perspektiv är den desto mer intressant eftersom Billingens nordspets kan ses som en isdelare. Rent hypotetiskt hamnade så småningom den is som passerade väster om Billingen i Göteborgstrakten medan isen öster om Billingen hamnade i Halmstadtrakten.

Några hällar med isräfflor är värda att omnämnas särskilt. Detta gäller i synnerhet de plana kalkstenshällarna nära järnvägen vid Blomberg (8 b) och vid Flyhof (8 b). Vid dessa lokaler dekorerar både isräfflor och hällristningar de släta ytorna (fig. 15–16).

Jättegrytor

Jättegrytor tycks i stort sett saknas inom området. Där den vittrade berggrunden finns påträffades dock en jättegryta vid Långöna (2 b), norr om Rössjön. Grytan är ca 0,5 m i diameter och ca 1 m djup. Den är öppen på en sida (fig. 17). Mycket angående bildningen av jättegrytor är oklart. Därför kan denna jättegryta vara av intresse för att få mer kunskap om grytornas bildning generellt. Grytan ligger visserligen vid en liten bergsknalle men i stort utgörs området av en peneplanyta.

Jorddjup

SGU har utvecklat en karttjänst för att visa prognoser över jorddjupsförhållanden. Jorddjupsuppgifterna kommer huvudsakligen från SGUs brunnsarkiv eller liknande arkiv. Även om det



Figur 15. Korsande räfflor vid Flyhof (8 b). Foto: F. Klingberg.
Different directions of striae at Flyhof (8 b).

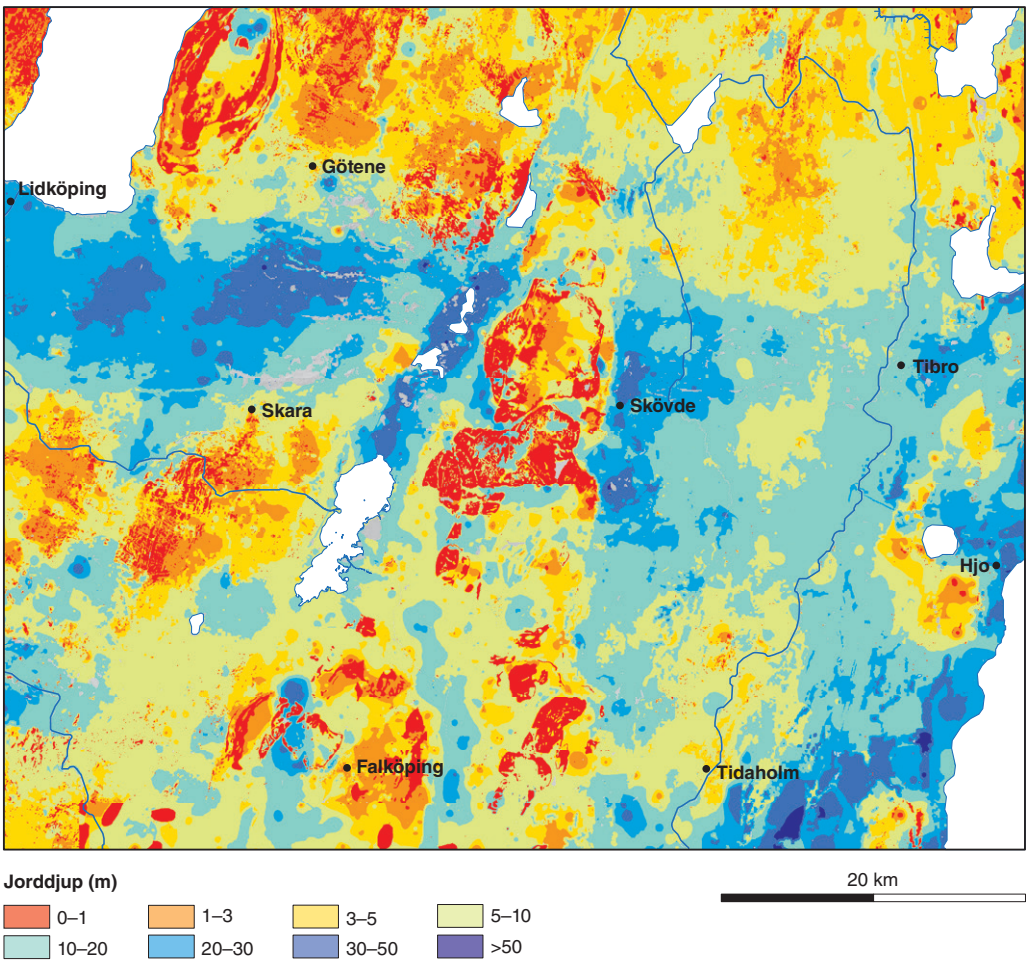


Figur 16. Räfflor och hällristningar vid Flyhof (8 b). Foto: F. Klingberg.
Striae and rock art at Flyhof (8 b).



Figur 17. Jättegryta vid Långöna (2 b). Foto: O. Larsson.
Pothole at Långöna (2 b).

finns mycket information är det inte tillräckligt för att göra en bra statistisk bedömning av hela Sveriges jorddjupsförhållande. Eftersom informationen dessutom är mycket ojämnt fördelad försvårar detta statistiska beräkningar. Det innebär att prognoskartan är mycket osäker, särskilt i områden som saknar borrningar. En översiktlig karta över jorddjupet inom kartområdet visas i figur 18. Av den kartbilden framgår att de största jorddjupen framför allt finns inom Mellansvenska ändmoränzonen och inom Hökensås. De minsta jorddjupen förekommer framför allt inom platåbergens diabasområden men också i de plana slättområdena vid Götene, sydväst om Skara samt nordost om Kinnekulle (9D Mariestad SV).



Figur 18. Översiktlig bild av jorddjupsförhållandena i regionen. De största jorddjupen finns framför allt i en zon som formats av de Mellansvenska ändmoränerna men också inom Hökensås.

Map showing modelled sediment thickness. The thickest sediments are in the zone of the Younger Dryas moraine.

Jordarternas blockhalt

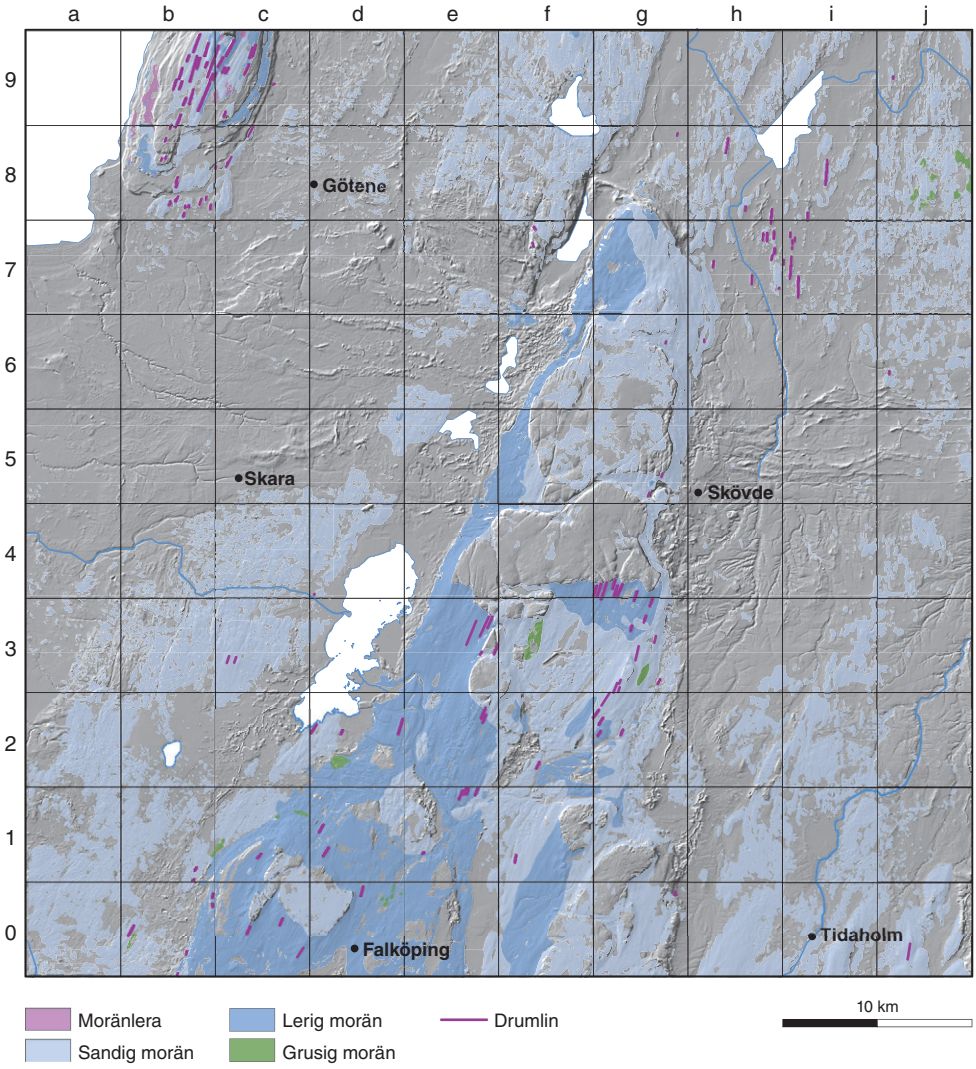
I samband med klassificeringen av jordarterna i fält görs även en bedömning av jordarternas blockhalt. Blockhalten i markytan indelas i fyra klasser, från blockfattig till storblockig jord. Inom kartområdet har dock endast normalblockiga och rikblockiga områden skiljts ut. Främst gäller blockhaltbedömningarna moräner men beteckningarna har också använts inom isälvseroderade områden. I dessa fall rör det sig om moränmark som utsatts för kraftig spolning under Baltiska issjöns tappningsfas. En förhöjd blockhalt förekommer också lokalt inom områden med andra jordarter, framför allt isälvssediment. Inom kartområdet är det områden med isälvssediment som bildats vid tappningen som har fått denna beteckning.

Morän

Morän bildades genom att inlandsisen tog upp material från berggrunden och plockade upp äldre jordlager, transporterade det och krossade det samtidigt som mindre partiklar maldes ner till ännu mindre partiklar. Materialet avsattes som morän både vid bottnen av en aktiv is och genom framsmältning vid isfronten. Moränen består av alla kornstorlekar, från ler till block. Vanligen brukar den beskrivas som en osorterad jordart. Detta begrepp eller denna uppfattning är inte helt korrekt. Detta beror på att man vanligen endast har analyserat kornstorlekar mindre än 20 mm och att morän inom detta kornstorleksintervall kan se osorterad ut. Genom att väga många stora partiklar i morän har Påsse (1997) visat att morän egentligen generellt består av två olika kornpopulationer, dels en finkornig population som vanligtvis brukar beskrivas som moränens matrix, dels en grovkornig population som mest består av sten eller mycket grovt grus. Om man betraktar morän med utgångspunkt från denna bimodala sammansättning ser man att de olika populationerna faktiskt är sorterade. Den bimodala kornsammansättningen har uppkommit genom att det främst är partiklar i intervallet 2–20 mm som påverkas av krossningsprocessen medan det finkorniga matrixet istället bildas genom malning. En lång transport under isen innebär att ett stort antal partiklar hinner malas ner till en kornstorlek av ca 0,1 mm. Detta är den vanligaste kristallstorleken i de flesta bergarter. En lång transport innebär också att antalet gruspartiklar minskar i moränmassan. En lång transport innebär alltså att moränens matrix blir allt mer sorterat om man betraktar detta som en egen kornpopulation.

Utbredning och mäktighet

Moränen har relativt stor men mycket ojämn utbredning inom kartområdet. Morän påträffas framför allt inom höjdområdena och framför allt inom platåbergen (fig. 19). Utbredning och mäktighet skiljer sig även i hög grad åt mellan de olika platåbergen. Således är moränutbredningen ganska liten inom Kinnekulle medan i synnerhet Sydbillingen och Mösseberg har större moräntäcken. Detta har sannolikt ett samband med moränutbredningen i stort, där Vänerområdet är en generellt moränfattig region, medan moränen generellt har en allt större och mäktigare utbredning åt öster. Sett i ett regionalt Västsvenskt perspektiv kan en linje från Alingsås i söder upp till Skara sägas vara en skiljelinje mellan ett moränfattigt område i väst och ett mer moränrikt område i öst. Bergsområdet mellan Skara och N Vånga (2 a) ligger i denna skiljelinje och utgör en övergångszon. Där finns visserligen morän men med mycket begränsad mäktighet och utbred-



Figur 19. Moränens utbredning i ytan inom kartområdet. Ljusblå färg betecknar ytor som kartlagts som morän. Överbeteckningen L visar att moränen huvudsakligen är lerig. Lila linjer visar förekomst av stora drumliner. De mörkare blå linjerna visar var moränen bildar ryggar. Inom några få enstaka områden finns grusig morän som betecknas med grönblå färg. Morän torde finnas inom många andra områden i kartområdet, men är då täckta av yngre sediment.

The distribution of till within the mapped area.

ning. Skillnaderna mellan väst och öst förstärks möjligen av att vattenavsatta sediment i högre grad täcker de lägre delarna av det subkambriska peneplanet i väster än vad som gäller i öster.

De mäktigaste moränlagren påträffas i de stora drumlinerna inom området även om det finns drumliner med mycket liten mäktighet. Söder om Laggarehemmet (0 i) finns exempelvis en borruppgift på att moränen är 48 m mäktig. En liknande uppgift finns vid Bossgården (4 g). Vid Järnåsen (0 j) finns en stor avlagring, som sannolikt utgör en drumlin. En borrning i denna

avlagring visar ett jorddjup på 69 m. Den övre halvan har angetts som sand och den undre halvan som lera. På norra Kinnekulle (9D Mariestad SV) har det vid borrningar konstaterats moränmäktigheter på upp till 43 m. Drumlinerna behandlas under egen rubrik senare. På Kinnekulle finns drumliner som endast består av ca 1 m morän.

På grund av den komplexa utvecklingen vid isavsmältningsskedet under Yngre Dryas-perioden ryckte isfronten vid några tillfällen fram över områden som tidigare var avsmälta. I en del fall innebar det att de nyligen avsatta jordarterna blandades ihop till nya avlagringar. Eftersom dessa jordarter transporterats av inlandsisen definieras de som moräner. Denna typ av moräner benämns deformationsmoräner. Inom kartområdet finns exempel på issjösediment som på detta sätt har omvandlats till morän. På kartan anges dock inte denna typ av bildningar som morän utan de har klassificerats antingen som sitt ursprung eller som randbildningar.

Moränens sammansättning

Inom kartområdet finns fyra olika moräntyper som har skilts ut via kornstorlekssammansättningen. De två vanligaste moräntyperna är sandig morän och lerig sandig morän. Skillnaden mellan sandig morän och lerig sandig morän är att den leriga moränen definitionsmässigt innehåller mellan 5 och 15 % ler. Kornstorleksfördelningen i 35 prover av sandig morän och lerig sandig morän har analyserats inom kartområdet. En medelvärdesberäkning där samtliga prover ingår ger ett värde för lerhalten i moränen på runt 7 %. När lerhalten beräknas för enbart de som klassificerats som sandig morän blir värdet 4 %. Detta visar att det är svårt, kanske omöjligt, att i fält skilja sandig morän från lerig sandig morän. Gränsdragningen mellan de olika typerna har därför huvudsakligen gjorts med utgångspunkt från analysresultaten.

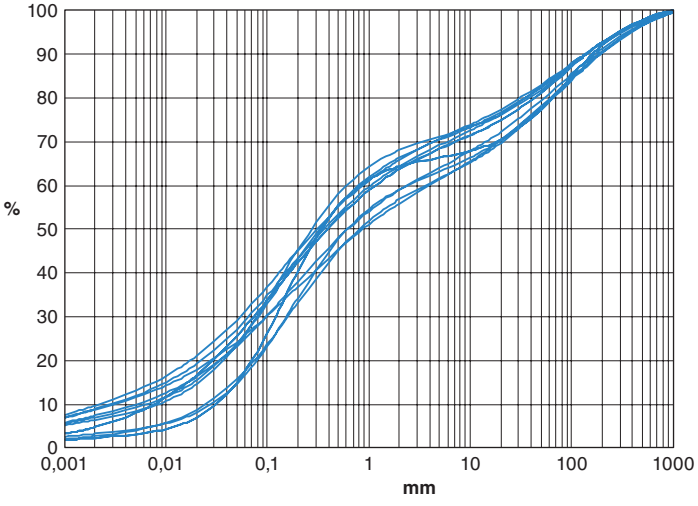
Utbredningen av lerig sandig morän är mer eller mindre knuten till platåbergen där den återfinns som en krans runt bergen (fig. 20). Diabasplatåerna täcks oftast av tunna lager av sandig morän. Sandig morän dominerar urbergsområdena. I bergområdena väster om Hornborgasjön och Lången är moränen således huvudsakligen sandig liksom i Tidaholmstrakten. I kartområdets sydostligaste delar, liksom i angränsande områden av Hökensås, har moränen på vissa ställen en mycket ”sandig karaktär”. Detta gör att den liknar sorterad sand något. Moränlera förekommer på Kinnekulles sydvästra del.

Grusig morän har en mycket begränsad utbredning inom kartområdet. Denna jordart förknippas framför allt med småkulliga moränlandskap. Grusig morän finns exempelvis vid Vilske-Kleva (1 b) och vid Häggum (3 f).

Inom SGUs karteringsverksamhet görs kornstorleksanalyser av moräner endast på partiklar mindre än 20 mm. Detta är en brist med tanke på att partiklar större än 20 mm kan utgöra mer än hälften av jordarten. Påsse (1996, 1997) har utvecklat en metod för att beskriva kornfördelningar matematiskt. Med hjälp av denna metod kan man ta fram prognoser av fördelningen av korn för de grova delarna av moränen (Påsse 2005a). Dessa prognoser bygger på kunskapen om att moräner i stort byggs upp av två eller mer sällsynt av tre olika kornpopulationer. Dessa olika populationer har bildats genom olika processer. Genom att göra konventionell kornstorleksanalys får man kunskap om framför allt matrixet, dvs. den finkorniga huvudmassan. Medelkornstorleken på matrixet ligger som regel nära 0,1 mm. Metoden att prognostisera totala kornfördelningar av moräner har gjorts på de moränprover som har analyserats inom kartområdet. Exempel på dessa prognoser visas i figur 21.



Figur 20. Skärning i lerig sandig morän i sluttningen norr om Billingehus (5 h). Foto: Tore Påsse.
Excavation in clayey sandy till north of Billingehus (5 h).



Figur 21. Prognoser som visar den totala kornfördelningen av ett antal representativa moräner inom området. Den metod som används för detta beskrivs kortfattat i texten.
Total grain-size distribution of some typical tills from the map area.

Moränens bergartsinnehåll

Genom att undersöka bergartsinnehållet i moräner kan man uppskatta hur lång moränpartiklarnas transport har varit. Det mesta materialet har plockats upp relativt lokalt. Transporten av partiklar i isens bottenskikt är som regel endast ett par kilometer. Detta visar att moränavsättning vanligen sker nära isfronten. Mer långtransporterat material finns dock i en del moränavlagringar. I dessa fall antas materialet ha transporterats inne i isen.

Det finns många olösta frågor om hur morän av olika slag bildas. Detta gäller t.ex. krossning av berg, upplockning av äldre avlagringar, transport och avsättning. Eftersom det är enkelt att skilja platåbergens sedimentära bergarter från urbergets bergarter kan dessa frågor kanske belysas bättre i den här regionen än på många andra ställen. Gillberg (1965, 1967) och Engdahl (1997) har båda gjort omfattande petrografiska undersökningar av moräner som har bildats av isar som passerat Västgötabergen. Mängden sedimentära bergarter minskar med avståndet från platåbergen men kan ändå spåras åtminstone så långt söderut som Göteborg.

Om största delen av moränmaterialet består av den lokala bergarten benämns denna moräntyp lokalmorän. På platåbergen finns på vissa platser lokalmorän som mer eller mindre enbart består av kalksten eller skiffer. I regel är dessa lokalmoräner väldigt tunna till skillnad från vanliga urbergsmoräner som vanligen är större. Det kan vara svårt att avgöra skillnaden mellan en lokalmorän och en kraftigt vittrad bergyta utan att ha tillgång till bra skärningar. Om man finner urbergsmaterial i avlagringarna indikerar detta att det är en mer normal morän.

I de äldre kartbladsbeskrivningarna (Munthe m.fl. 1928, Lundqvist m.fl. 1931) finns många analyser av bergartsinnehållet bland moränernas block och sten. Huvudmassan av moränavlagringarnas grövre material är som regel lokal men dessa innehåller också bergarter från avlägsnare platser. Bland dessa ”ledbergarter”, som visar vilken väg landisen tagit innan den nått kartområdet, finns bergarter från Värmland och Dalarna, exempelvis Filipstadsgranit och porfyrer från Västerdalarna.

I de nordligaste delarna av Skövde (6h) förekommer ett tunt lager morän som ligger uppe på en finkornig glacialdeformerad deltaavlagring. Deformationen har skett genom en isframstöt under slutskedet av Yngre Dryas. Det är inte förvånande att det finns ett moränlager i denna miljö. Däremot är moränens petrografiska sammansättning mycket anmärkningsvärd eftersom den innehåller en ansenlig mängd av bergarter från Dalarna såsom Dalasandsten och Dalaporfyr. Den rikliga förekomsten av dessa bergarter visar att moränpartiklarna har transporterats med isen i ca 30 mil innan de avlagrats. Liknande bergarter har påträffats även inom andra delar av just den yngsta Mellansvenska ändmoränen, exempelvis vid Rådaåsen och vid Hindens rev vid Lidköping.

Det är svårt att låta bli att spekulera över orsaken till de rikliga förekomsterna av Dalabergarter i de Mellansvenska ändmoränerna. Sannolikt beror detta på att inlandsisen har varit fastfrusen i botten under den kalla Yngre Dryas-perioden och att moräntransporten under den här tiden främst har skett i isens övre delar. De lokala bergarterna har därför inte nämnvärt bidragit till den petrografiska sammansättningen av moränen. Om det är så kan förekomsten av dessa ledblock från Dalarna ge en viss indikation på hur snabbt inlandsisen rört sig under Yngre Dryas.

Blockighet

Moränen är generellt normalblockig inom hela kartområdet. Ett fåtal områden har markerats som blockrika ytor. Dessa områden är mycket speciella i sin karaktär. Den rika blockigheten kan

sägas ha uppkommit genom sekundära processer. Det är framför allt i området vid Klyftamon (7 f) som block är vanliga. Orsaken är att området har utsatts för mycket kraftig erosion när Baltiska issjön har tappats. Ytorna med rikblockig terräng har här kartlagts som isälvseroderade områden. I rotvältor kan man konstatera att mattorna av block underlagras av morän. Rikblockiga områden finns också norr om Vristulven. Ett rikblockigt område har också markerats söder om Kinnekulle diabasplatå, se avsnittet *Drumliner*.

Enstaka stora block

Ett riktvärde vid kartläggningen är att volymen av de enstaka stora blocken bör överstiga 100 m^3 för att blocken ska markeras. Vanligen har dessa så kallade flyttblock eller jättekast förknippats med sägner eller utnyttjats som gränsstenar. Ett fåtal stora block har markerats på jordartskartorna, exempelvis väster om Vallersjön (7 g) på Nordbillingen. Sydost om Nolmossen (8 d) i Klyftamon finns ett uppsplittrat jätteblock med en total volym av ca 300 m^3. Blocket ligger på ett kalt berg. På krönet till en De Geer-morän öster om Entorp (8 d) ligger ett jätteblock med måttet 8 × 7 × 5 m. Söder härom, 150 m västsydväst om Intakan (8 d), finns ett block på ca 150 m^3 på en leråker.

Moränens morfologi

I detta avsnitt beskrivs moränformationer uti från avlagringarnas former, dvs. här beskrivs drumliner, ändmoräner, randmoräner och småkulligt moränlandskap. Tillgången till den nya höjddatabasen har förändrat och kommer att förändra många tidigare slutsatser kring moränformernas tillkomst. I tidigare kartbladsbeskrivningar har exempelvis moränytor beskrivits med formuleringar som ”Den största delen av området intas av ett yttäckande relativt jämnt moränskikt. Terrängens ytformer styrs där nästan helt av berggrundens morfologi.” Med tillgång till höjddatabasen ser vi emellertid något helt annat. Detta jämna moränskikt bildar i själva verket, inom väldigt många områden, ett ihållande mönster av låga och mycket långsträckta ryggar. Dessa ryggar benämns lineationer. Lineationerna kan antas ha bildats på liknande sätt som rundhällar, dvs. genom erosion, och visar tydligt isrörelsens riktning. De har alltså i de flesta fall inget att göra med hur moränen har samlats. De moränlager som har formats på detta sätt kan antas ha bildats innan formen skapades.

Drumliner

Drumliner är ellipsformade ryggar av jord utsträckta i isrörelseriktningen. Vissa geologer hävdar att drumliner är ackumulationsformer medan andra menar att de har bildats genom erosion, dvs. att de har bildats på liknande sätt som rundhällar. Det finns således två skilda åsikter om hur drumliner bildas. I denna åsiktsförvirring ligger också att begreppet drumlin kommit att betyda två olika saker. Vissa geologer syftar enbart på drumlinens form medan andra syftar på formationen, dvs. vad drumlinen är uppbyggd av. Detta kanske kan gälla i vissa fall men det finns massor av exempel på att drumliner består av en blandning av olika jordlager med olika åldrar. Påsse (1998a) har undersökt ett flertal drumliner i Halland. Åtminstone i detta område innehåller alla de undersökta drumlinerna äldre sediment, i vissa fall t.o.m. äldre än senaste

istiden. Flera av dessa drumliner innehåller dessutom organiska lämningar såsom torv, gyttja och skalförande marin lera. Dessa lagerföljder visar alltså entydigt att formen skapats efter det att formationen bildats.

Den nya höjddatabasen visar att stora delar av moränlandskapet har en välutvecklad så kallad lineation, dvs. en bandning i isens rörelseriktning. Lineationen är i många fall mycket tydlig men skulle ändå kunna beskrivas som subtil. Skälet är att den har skapat ryggar som i vissa fall knappt syns i naturen. Lineationen i moränterrängen skiljer sig alltså något från drumlinerna. Dessa är mycket vanliga i landskapet. I denna kartbladsbeskrivning används begreppet drumlin enbart för långsträckta, relativt stora ryggformade bildningar av jord som inte nödvändigtvis behöver bestå av morän. Lineation används som en rent morfologisk beteckning. På många ställen förekommer drumliner och lineationer tillsammans i svärmar, såsom vid Kinnekulle. Stora, breda drumliner kan dock förekomma mer isolerade. När drumlinerna uppträder som isolerade, stora former saknas som regel lineationerna.

Förekomsterna av drumliner är ojämnt fördelade men där de finns ligger de ofta i svärmar. Detta gäller både inom kartområdet och i övriga Sverige. De flesta drumliner inom kartområdet finns på platåbergen. Området söder om sjön Östen är ett undantag samt inom ett begränsat område i östra delen av 9D Mariestad SV.

Ett av det mer spektakulära drumlinområdena finns på Kinnekulle. Inom detta område finns en stor mängd drumliner, varav endast ett fåtal markerats på kartan. Detta område beskrivs mer i detalj i avsnittet *Drumliner på Kinnekulle*. Söder om Sydbillingen, på kalkstensplatån nedanför diabasplatån, finns drumlinsvärmar som liknar dem som har bildats vid Kinnekulle. Om det är läläget av diabasplatån, underlaget i form av kalksten eller höjdläget som har gynnat formationerna är osäkert.

Under den period SGU har kartlagt i området har en unik skärning grävts fram i en drumlin vid Cementas kalkstensbrott (fig. 22). Det unika med denna skärning är att den har blottlagt lagerföljden i ett 250 m snitt längs med drumlinens sträckning. Lagerföljden har dokumenterats noggrant av Lokrantz & Mikko (2008) och av författaren i ett nytt snitt 2009 samt av Pettersson (2012). Drumlinen består av flera olika moränlager med inlagringar av både fina och grova sorterade sediment. De ihållande lagren har successivt bildats på varandra med en stupning åt sydost. Denna stupning speglar möjligen drumlinens form. En del av lagerföljden visas i figur 23. På kalkhällen ligger en extremt hård och kompakt lerig sandig morän, lager A. Lager A har en svartbrun färg och innehåller siltsliror och mycket lerskiffer och sandsten (fig. 24). Intressant i detta lager är att stenar och block av de sedimentära, mjukare bergarterna i väldigt hög grad har fasetterade ytor. Möjligen har denna fasettering skett genom de inre rörelserna i en redan avsatt morän (fig. 25).

Lager B består av en massiv lerig sandig morän med siltsliror. Detta lager är rödfärgat på grund av det rikliga innehållet av den lokala röda kalkstenen. Lager B överlagrar lager A med en skarp, konform kontakt.

Lager C består av skiktade sorterade sediment med varierande kornstorlek i olika delar, allt från varvig lera till lager av grusig sten (fig. 26–27). De sorterade sedimenten mellanlagras på vissa ställen av tunna sliror av morän och övergår uppåt successivt i ett nytt lager av svartbrun lerig sandig morän, lager D (fig. 28). I kontakten mellan lager C och D är primärstrukturerna förstörda. Här finns småskaliga reversa förkastningar samt deformationsstrukturer med sand och injektioner med morän.



Figur 22. En skärning längs med en drumlin har blottats vid Cementas kalkbrott i Skövde. Foto: Tore Påsse.
A large excavation along a drumlin in the quarry at Cementa, Skövde.



Figur 23. Lagerföljden i drumlinen vid Skövde består förenklat av fem olika enheter, vilka beskrivs i texten. Foto: Tore Påsse.

Stratigraphy in the drumlin at Cementa.



Figur 24. Den understa moränen i drumlinen vid Cementa. Denna leriga morän är extremt hårt packad. Många stenar är mycket slipade och något fasettformade. Se också figur 25.

The lowermost till in the drumlin at Cementa.



Figur 25. Den understa moränen i drumlinen vid Cementa. I denna bild visas ett exempel på en fasettformad sten. Foto: Tore Påsse.

Faceted stones in the lowermost till in the drumlin at Cementa.



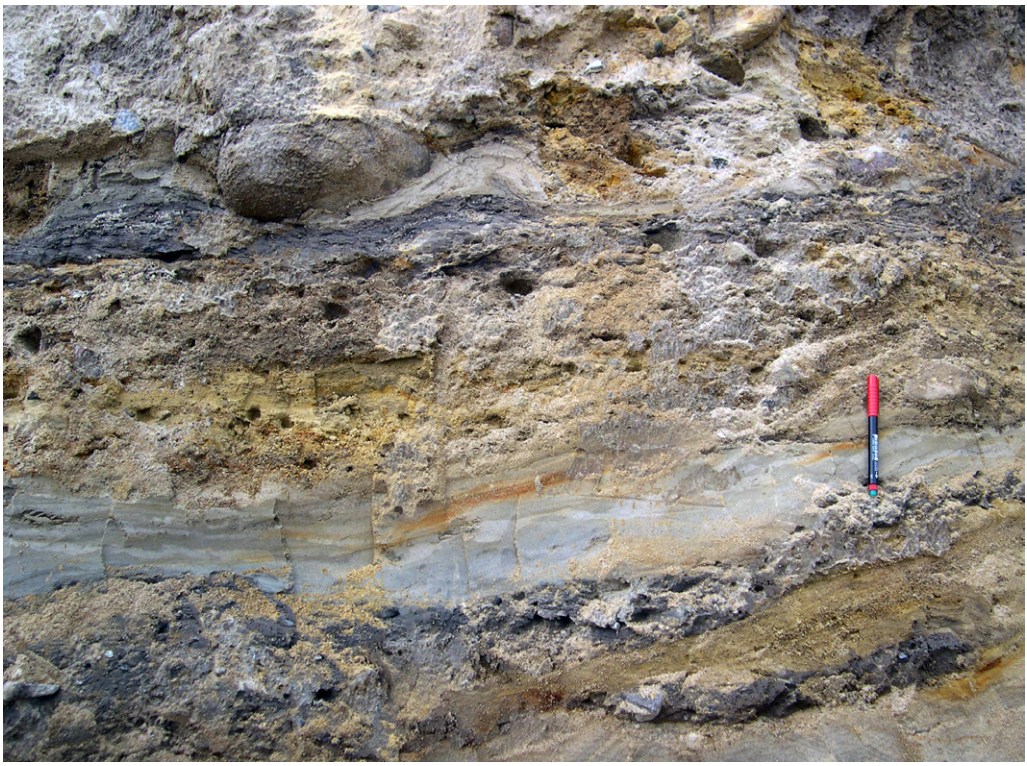
Figur 26. Enhet C i drumlinen vid Cementa. Foto: Tore Påsse.
Unit C in the drumlin at Cementa.

Lager E utgörs av en massiv, gulaktig, sandig morän som innehåller flera relativt mäktiga lager av sorterade sediment. Den undre kontakten mot enhet D är skarp och konform. Den översta moränen innehåller betydligt mer diabas än lagren som ligger under. Stora block från skärningen har lagts upp vid kalkstensbrottets kant som skydd. Dessa block utgörs nästan uteslutande av diabas, dvs. mycket korttransporterade block.

Den proximala, nordliga delen av drumlinen har främst byggts upp av de äldsta lagren, medan den distala delen främst byggs upp av de något yngre lagren. Både de sorterade vattenavsatta sedimenten och moränlagren har stor horisontell utbredning. Detta indikerar att de olika lagren har byggts upp vid olika tider och genom växlingar mellan glaciala och isfria faser. Lagerföljden avspeglar därför sannolikt, liksom många andra drumliner i Västsverige gör, en successiv utveckling mellan glaciala skeden och interstadiala skeden. Dessa jordlager har här bevarats men eroderats bort runt om. Genom detta har drumlinen vid Cementa bildats.

Randbildningar

Inom kartområdet finns många moränryggar som har bildats vid isfronten under isavsmältningen (fig. 29). Dessa bildningar kan indelas i två olika grupper beroende på hur de har bildats och vilka jordarter som ingår i ryggformationerna. Den ena gruppen utgörs av randbildningar från Mellansvenska ändmoränerna. Dessa randbildningar kan bestå av morän eller isälvsediment,



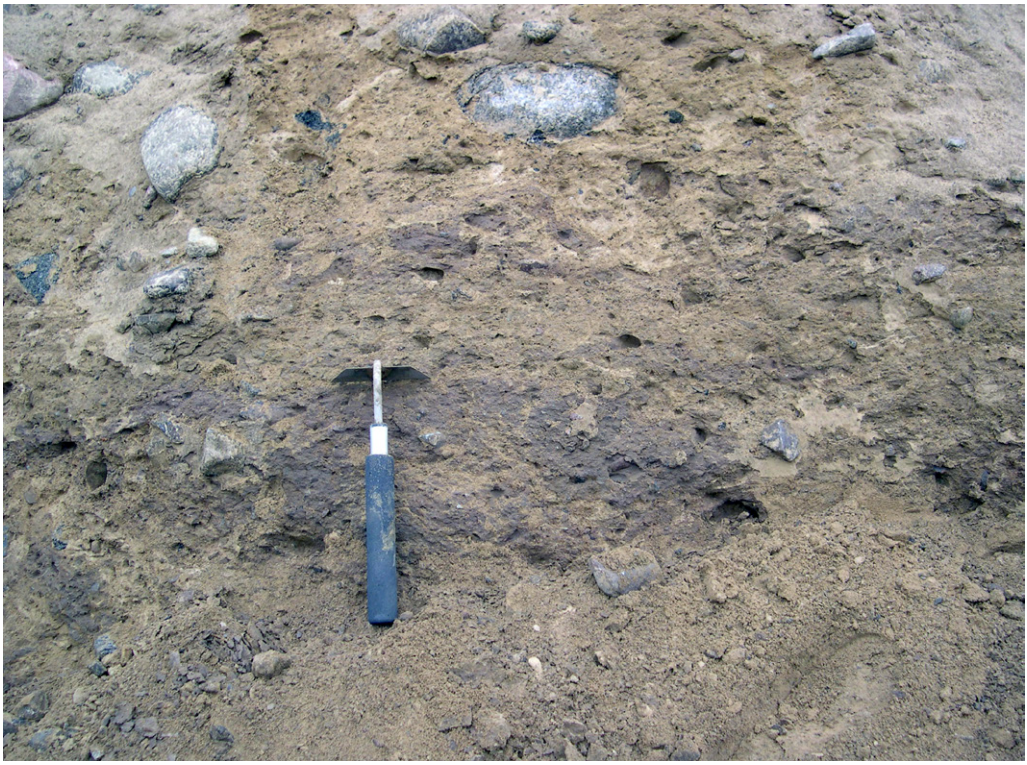
Figur 27. Enhet C i drumlinen vid Cementa. Foto: Tore Påsse.
Unit C in the drumlin at Cementa.

men även av tidigare vattenavsatta sediment såsom lera och issjösediment, som har skjutits upp som ryggar när iskanten har dragit fram över tidigare isfria områden. På kartan betecknas dessa som morän omväxlande med sorterade sediment. Den andra gruppen består av mer klassiskt utformade ändmoräner, som huvudsakligen består av morän. I indelningen av dessa grupper ingår också en skillnad i storlek. Ändmoränerna är som regel betydligt mindre än randbilningarna.

Ändmoräner har bildats vid isfronten, men en annan premiss för bildningen som inte tidigare uppmärksammats är att avsättning av ändmoräner till övervägande del sker i akvatisk miljö eller i mycket strandnära lägen. Randbildningar saknas således generellt i höjdområden.

De Mellansvenska ändmoränerna bildar ett stråk i väst–östlig riktning över kartområdet. Randbildningarna är ett dominant inslag i landskapsbilden och framträder mycket tydligt som egna former (fig. 30). Randbildningarna kan emellertid även sägas ingå i ett större komplex av bildningar där ytorna mellan ryggarna då också ingår.

Randbildningar har bildats under Yngre Dryas-perioden, dvs. mellan 12 500 och 11 500 år före nutid. Yngre Dryas-perioden var en extremt kall fas med nästan rent arktiska förhållanden. Isfria landområden var under denna tid ständigt tjälade (permafrost). Detta kan liknas med hur markförhållandena är i dagens tundraområden. Under Yngre Dryas-perioden minskade isavsmältningshastigheten markant i jämförelse med under den föregående Allerödperioden.



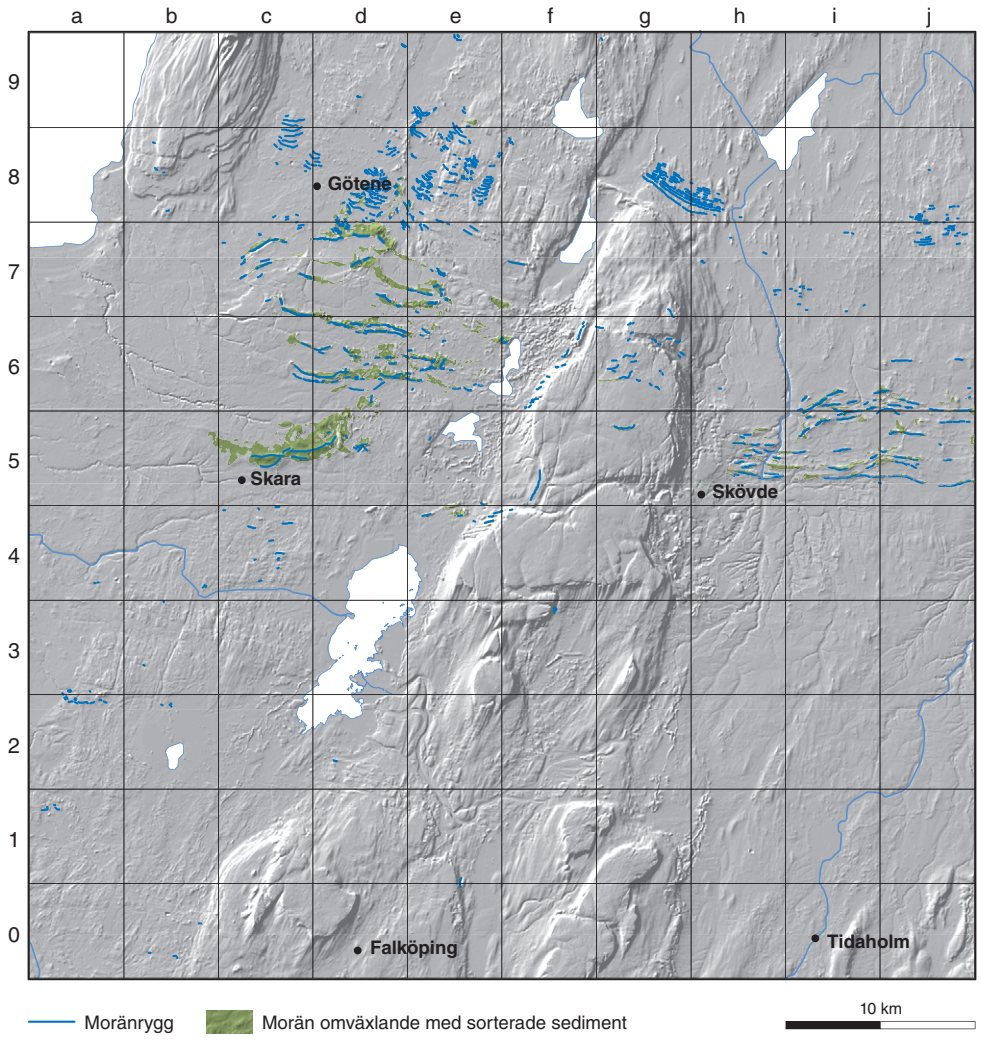
Figur 28. Enhet D i Cementa drumlinen. Moränen är en deformationsmorän och innehåller sliror från den underliggande sorterade enheten. Foto: Tore Påsse.

Unit D in the drumlin at Cementa.

Björck & Digerfeldt (1984) samt Björck & Johnson (2013) anser att isen har smält bort till ett läge norr om Billingen under Alleröd för att senare under inledningen av Yngre Dryas-perioden avancera söderut igen till det sydligaste läget av de Mellansvenska ändmoränerna. Inom området finns dock inget som stöder denna tolkning. Isfronten har periodvis avancerat under Yngre Dryas-perioden, men dessa framryckningar har endast fört fram isfronten ett hundratal meter innan den åter har dragit sig tillbaka.

Randbildningarna representerar framryckningar av iskanten och har skapats av de sediment som tidigare har bildats på platsen. Vid framryckningen kan ryggarna ha bildats som veckningar av tidigare avsatta ”lagerföljder”. Det kan också vara fråga om hopblandade sediment som har tryckts fram av isfronten när den har ryckt fram som en bulldozer. Anhopningar av block finns ofta i ytan på ryggarna. Dessa block kan antas ha bildats från block som har transporterats på ytan av isen.

Vilken process det än är som har bildat randbildningarna, har denna process gjort det mycket svårt att kartlägga bildningarna på ett konsekvent sätt. Orsaken är att jordartskartläggningen bygger på ytkartering, dvs. det som kartläggs ligger på en halv meters djup. Om denna princip tillämpades konsekvent skulle inte de Mellansvenska randbildningarna synas på kartan. Ryggarna kan i ytan bestå av omlagrad morän, isälvsediment, lera eller t.o.m. issjösediment, men



Figur 29. Randbildningar och ändmoräner i kartområdet.
Terminal moraines and end moraines in the map area.

också blandningar av dessa jordarter. Dessutom är det tänkbart att de överlagras av yngre sediment. Vanligen går det med hjälp av geologisk kunskap att översiktligt avgöra hur jordlagren ser ut på djupet enbart med hjälp av ytkartläggning. Detta gäller dock inte för de Mellansvenska ändmoränerna eftersom de uppvisar en lång rad olika utseenden i de skärningar som har funnits att observera. För att uppmärksamma denna osäkerhet i djuplagren har de Mellansvenska ändmoränerna betecknats som randbildningar. De har en egen färg på kartan. Randbildningarnas utbredning har bestämts morfologiskt vid kartläggningen. Nedan exemplifieras de komplexa förhållandena genom att redovisa ett antal skärningar som var tillgängliga vid kartläggningen.

En stor, omfattande skärning genom en av de tydligaste randmoränerna fick man när E20 vid Ledsjö byggdes om (6–7 c). Skärningarna visar att Ledsjövallen har bildats genom att skiktad



Figur 30. Randbildningen vid Hökaskog (6 d) ingår i de Mellansvenska ändmoränerna. Foto: Tore Påsse.
Younger Dryas terminal moraine ridge at Hökaskog (6 d).



Figur 31. Ledsjövallen består till största delen av skiktad lera som skjutits fram till en randbildning vid en isframstöt. Foto: Tore Påsse.
Younger Dryas terminal moraine ridge at Ledsjövallen (6–7 c). This moraine consists of deformed clay in a push moraine.

lera har skjutits upp (fig. 31). Ovanpå leran finns ett tunt lager sand som innehåller vindslipade stenar. Skärningen har dokumenterats av Johnson m.fl. (2013). Geofysiska undersökningar av randbildningen har utförts av Jorild (2002). Vid Lundsbrunns konferenshotell gjordes ytterligare en observation av en skärning med lera i en rygg som kan förmodas vara likåldrig med den vid Ledsjövallen. Långt tidigare har Johansson (1937) presenterat ett arbete avseende Ledsjövallens stratigrafi.

Endast ett fåtal täkter med grova isälvsediment har tagits upp i de ryggformade randbildningarna. En av dessa finns nordost om Abrahamstorp (7 d). Denna bildning, som bildades i slutfasen av Yngre Dryas-perioden, har en kraftigt stupande och blockklädd proximalsida.

Norr om Hökaskog (6 d) finns en skärning som huvudsakligen består av sand. Söder härom fanns flera skärningar vid motorbanan vid Lilläng (6 d). Dessa skärningar består till största delen av skiktad, relativt finkornig sand (fig. 32). Omkring 200 m sydost om Lilläng (6 d) består randbildningen av finkornig sand med centimetertjocka lager av brun lera. Lerlagren står där vertikalt. Vid Gullhammar (7 d) gjordes ett tvärsnitt i avlagringen vid ombyggnaden av E20. Denna skärning bestod av omväxlande lager av deformerad lera och morän (fig. 33).

Norr om Tomten (7 e) finns en 4 m hög vägskärning i en randbildning som består av lera och morän. I ryggen vid Ekstorp (6 d) fanns vid kartläggningen en färsk skärning på distalsidan som visade att randbildningen har byggts av hårt packad, svagt skiktad, siltig finsand som innehåller klumpar av rödbrun lera.

I randbildningen omedelbart söder om Skövde flygplats finns en 8 m djup täkt som visar horisontellt skiktad finsand till mellansand (fig. 34). Sanden antas ursprungligen ha avsatts som issjösediment. Ryggen är ca 112 m ö.h. enligt höjddatabasen. Även i den randbildning som



Figur 32. Skärningarna vid motorbanan vid Lilläng (6 d) visar att randbildningen där består av uppskjuten skiktad sand. Foto: Tore Påsse.

The terminal moraine at Lilläng (6 d) consists of deformed sand.

markerats omedelbart västsydväst om den ovanstående tycks sand dominera. Vid Sunetorp (5 i) finns en 5 m djup husbehovstäkt i randbildningen som består av relativt grovt material. Nära denna bildning fanns en igenlagd täkt intill golfbanan nordost om Knistad (5 i). Innehållet i denna täkt domineras av sand. Vid Oxelbacken (5 j) finns en täkt som visar en lagerföljd bestående av ca 7 m sand.

Nordost om Ljungtorp (6 d) visar en gammal täkt ett innehåll av dåligt sorterat grus och sand som mot nordost övergår till finsand. En mindre täkt i en kulle innehåller rödbrun lera. Sydväst om Kulla (6 d) finns en liknande lagerföljd som består av hårt packad siltig finsand med klumpar av rödbrun lera. Öster om Ölanda (6 e) har Magnusson (1986) noterat en lagerföljd på ca 2 m med sand och sönderbrutna skikt som innehåller bollar och klumpar av lera. Under finns 2 m lera och under leran följde mer än 2 m sand.

I Munthe m.fl. (1928) visas ett foto av en täkt i den stora randbildningen vid Svenstorps kyrka (5 i). Randbildningen består underst av issjösand, diskordant överlagrad av isälvsgrus och överst av morän. Norr härom vid Daltorp (6 i) redovisas i samma skrift att det finns issjölera mellan två bäddar av morän i randbildningen.



Figur 33. Vid ombyggnaden av E20 vid Gullhammar (7 d) blottades en skärning bestående av omväxlande lager av deformerad lera och morän. Foto: Tore Påsse.

The terminal moraine at Gullhammar (7 d) consists of deformed clay and till. The next photo shows the strata to the left of the present site.



Figur 34. Söder om Skövde flygplats (6 i) finns en randbildning som har byggts upp av isälvssediment.
Foto: Tore Påsse.

The terminal moraine at Skövde airport (6 d) consists of deformed sand originally deposited in the Tidan glacial lake.

Ändmoräner

De moränryggar som anges som transversella moränryggar på kartan består huvudsakligen av ändmoräner. Norr om de Mellansvenska ändmoränerna finns ett stråk med ändmoräner av en typ som kallas De Geer-moräner. Dessa uppträder i svärmar och finns öster och nordost om Kinnekulle inom kartområdet 9D Mariestad SV samt i ett stråk förbi Götene (8 d), vid Binneberga (8 h) och vidare österut mot kartkanten nordöst om Väring (8 i). De Geer-moräner är små ändmoräner, sällan mer än 5 m höga och något tiotal meter breda (fig. 35). Utsträckningen kan dock vara förvånansvärt uthållig. Några av ryggarna vid Binneberga (8 h), norr om Billingen, går att följa nästan 4 km. Ett annat gemensamt morfologiskt drag för dessa ändmoräner är den utbuktande fronten, något som gör i stort sett alla ryggarna bananformade. Detta gäller även relativt korta ryggar.

Endast ett fåtal skärningar och täkter har kunnat undersökas vid kartläggningen. I de som funnits tillgängliga har sorterade sediment ingått även om dessa förmodas huvudsakligen bestå av morän. Vid en grundgrävning vid Aspelund (8 d) observerades en grov grusig morän i skärningen (fig. 36). Block är relativt vanliga på ryggarna. En liten vägskärning i en moränrygg som ligger längs vägen söder om Älemossen (8 d) visade att ryggen där består av lera.



Figur 35. De Geer-morän vid Fridhem (8 d), nordväst om Götene. Foto: Tore Påsse.
DeGeer moraine at Fridhem (8 d).

De Geer-moränerna har fått sitt namn av Gerard De Geer som tolkade ryggarna som årsmoräner, dvs. som ändmoräner som bildades under vintern med ett års mellanrum (De Geer 1940). Denna tolkning har ifrågasatts av bl.a. Strömberg (1981) som i stället hävdar att ryggarna bildats i sprickor i inlandsisens botten, där material har pressats in av isens tryck. Avståndet mellan ryggarna bestäms enligt Strömberg (1981) i stället av kalvning vid isfronten. Detta kan ha ett samband med årsrytmen, men är i princip oberoende av denna.

Bouvier (2015) har i ett examensarbete, baserat på analys med hjälp av den nya höjddatabasen, genomfört en regional kartläggning av De Geer-moränerna. I detta arbete ingår också en analys av moränryggarnas bildningsmiljö för att se ryggarnas relation till högsta kustlinjen (HK) samt en analys av ryggarnas kronologi. När det gäller det sistnämnda är det ganska förvånande att konstatera att De Geer-moränerna i stort sett endast förekommer inom två relativt begränsade områden i Sverige, dels i Mellansverige, dels i ett område i Norrlands kusttrakter. Vad som är ännu märkligare är att ändmoräner i dessa områden bildades under mycket kort tid. Ändmoränerna i Mellansverige bildades under en 400–500 år lång period direkt efter Yngre Dryasperioden. I Norrlands kusttrakter pågick bildningen bara under ett fåtal hundra år.

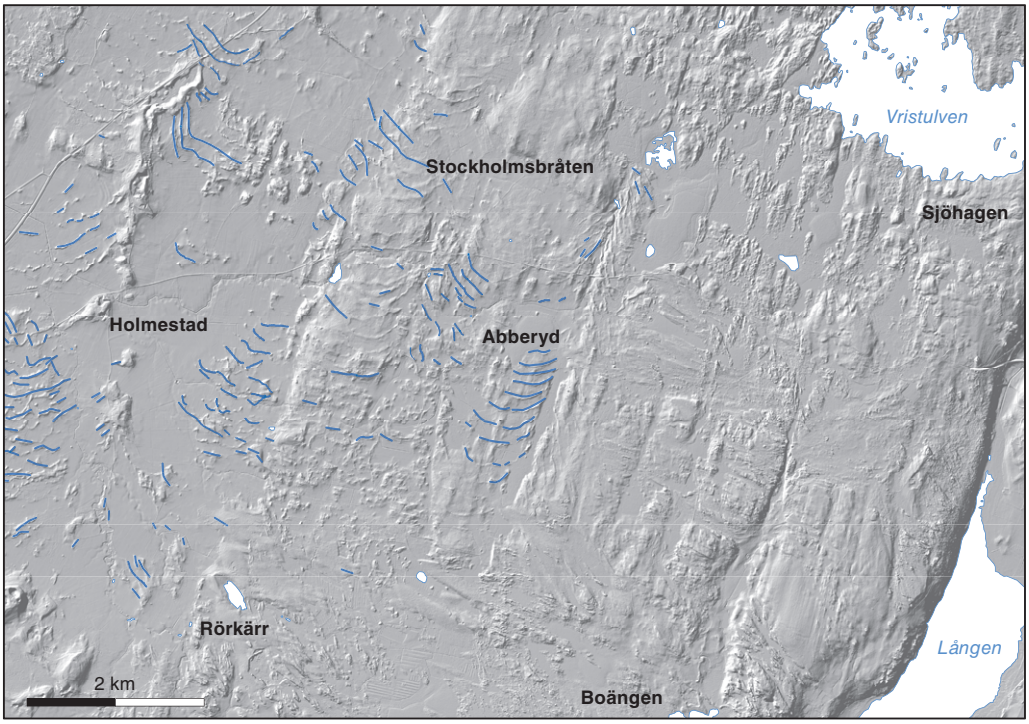


Figur 36. Tillfällig skärning vid Aspelund (8 d) i en rygg som förmodas ha bildats som en De Geer-morän och här består av grusig morän. Foto: Tore Påsse.

DeGeer moraine at Aspelund (8 d) consisting of a very coarse till.

Alla De Geer-moräner har bildats i vatten och finns inom ett relativt begränsat höjdavsnitt under HK. Detta mönster ger en viss ledtråd om de mekanismer som har skapat ryggarna, dock inte i detalj. Eftersom is är lättare än vatten lyftes de främsta delarna av isen upp en bit när isfronten låg i havet. Isfrontens lyftning har sannolikt stor betydelse för De Geer-moränernas tillkomst. Det går ändå inte att fastställa om detta kan ha skapat framryckningsmoräner eller om det är avlagringar som har kommit till i sprickor.

Moränryggarna runt Holmestads kyrka (8 d) har uppmärksammats och beskrivits av Frödin (1916). Moränryggarna ligger där på ömse sidor av den rullstensås som börjar vid kyrkan (fig. 37). Enligt Frödin (1916) är ryggarna utsträckta i nordost–sydvästliga riktningar väster om åsen, medan ryggarna öster om åsen är utsträckta i nordväst–sydost. Detta har tolkats som att en kalvningsbukt har skapats där isälven har mynnat och att moränryggarna har skapats längs iskanten. Denna typ av moränryggar kallar Frödin estuariemoräner. Det går inte att komma ifrån att dessa så kallade estuariemoräner först och främst bör betraktas som De Geer-moräner och att de således måste ha bildats på ett likande sätt som övriga De Geer-moräner. Frödins tolkning blir då något tveksam eftersom det såväl västerut som österut finns andra liknande moränryggar med ”avvikande” riktningar. Rullstensåsens riktning vid Holmestad är dessutom inte entydig eftersom den gör flera mycket tvära kast. Rullstensåsar har generellt bildats inne under isen och



Figur 37. De Geer-moränerna framträder ofta mycket tydligt i höjddata. I denna figur syns ”estuariemoränerna” vid Holmestads kyrka i den övre vänstra delen av karta. Moränryggarna vid Stockholmsbråten (8 e) syns i den centrala delen av kartan. Klyftamon ligger i kartans nederkant. Alla ryggarna är tydligt böjda.

De Geer moraines are easily identified in Lidar-derived imagery.

således tidigare än de frontala moränryggarna. Komplexiteten förstärks ytterligare av det faktum att det finns moränryggar som skär varandra i ända upp till 90 grader, exempelvis sydväst om Holmestads kyrka. Bananformen på ryggarna försvårar också tolkningen.

De Geer-moränerna har här fått ett stort utrymme men det finns skäl att förtydliga ytterligare ett drag hos dem inom kartområdet. Detta är att de uppträder i svärmar. Dessa svärmar är relativt små, men flera svärmar kan ligga nära varandra. Svärmarna innehåller som regel mellan 5 och 10 ryggar på en sträcka av 1–3 km. Exempelvis utgör de ryggar som ligger öster om Kinnekulle två svärmar, en sydost om Kestad (8 c) och en nordväst om Götene (8 c). Båda karaktäriseras av bananformade ryggar centrerade runt en axel. Öster om Götene (8 d), dvs. helt nära Holmestads kyrka, finns en mängd moränryggar i många olika riktningar. En mer noggrann analys av dessa ryggar antyder att de har bildats i olika svärmar som nu ligger helt nära varandra eller till och med överlagrar varandra. Vid Abberyd (8 e) och sydost om detta område finns två olika svärmar med mycket varierande riktningar. De varierande bananformade riktningarna i svärmarna i detta område, liksom i svärmarna vid Götene, gör det mycket troligt att dessa De Geer-moräner har bildats i frontala spricksystem.

Vanligtvis påträffas De Geer-moränerna mellan ca 50 och 100 m under HK. Ett undantag från denna regel är de ryggar som har bildats i de norra delarna av Klyftamon, vid Stockholms-

bråten (8 e, fig. 37). I detta fall ligger moränryggarna mycket nära nivån för HK. Dessa ryggar ligger också i direkt anslutning till utflödet av Baltiska issjöns tappning. Det är tänkbart att även dessa ryggar har bildats genom en lyftning av isen men att lyftningen i detta fall har orsakats av tappningen.

Moränbacklandskap, kullig morän

En ytform som ofta omnämns i SGUs publikationer är moränbacklandskap, även kallad småkullig eller kullig morän. Ibland kallas ytformen även för dödismorän. Dessa former anses av många ha tillkommit genom moränackumulation i samband med att isblock har blivit liggande framför iskanten. Dessa isblock skulle då ha gett upphov till såväl jordarten som formerna. Om isblocken inte hade hamnat i dessa lägen skulle det då inte finnas någon morän där? Denna fråga och andra liknade frågor gör att det finns skäl att ifrågasätta dödis som huvudsaklig ”mekanism” för bildning av kullig morän. Det kulliga moränlandskapet ligger inom många områden som stråk i lågområden och väldigt ofta i anslutning till åsar. Detta kan tolkas som att moränbacklandskapet i stället huvudsakligen har bildats genom subglacial dränering. Smältvattnet från isen har då eroderat den moränterräng som har bildats under isen. Detta vatten har tillsammans med det eroderade materialet hamnat i isälvarna som i sin tur har byggt upp åsarna. Vattnet kan givetvis ha lämnat material även i andra lägen.

De områden som har kartlagts som kulliga moräner är i de flesta fall inte typiska moränområden utan hör delvis ihop med tappningen av Baltiska issjön och tillkomsten av randbildningarna. Flera av de områden som har kartlagts som kullig morän förekommer alltså i höjdområden inom Mellansvenska israndzonen, dvs. där iskanten kan antas ha dragit sig tillbaks mycket långsamt. Områden med kullig morän finns i ett stråk på östra sidan av Nordbillingen mellan Skövde och Säter (6 h). På ett delta som ligger nedanför den kulliga moränen finns djupa dödisgropar. Bildningen av den kulliga moränen i detta område kan möjligen ha ett samband med tappningen av Baltiska issjön. Ett annat mindre område med kullig morän finns i höjdområdet norr om Axvall (5 d–e) samt i ett område vid Lövåsen (7 f), väster om Lerdala. Ett flertal skärningar i kullarna i detta område har visat att moränen på många ställen är uppblandad av finkorniga vattenavsatta sediment. Förekomsten av dessa kullar är en pusselbit när det gäller att försöka tolka vad som hände vid tappningen av Baltiska issjön, eftersom tappningen av allt att döma har gått omedelbart norr om detta område. Området med den kulliga moränen kan därför förmodas ha varit framsmält eller åtminstone ha saknat aktiv is vid tappningen. Området med kullar når ner till 120 m ö.h. och kanske t.o.m. ner till 115 m ö.h. Trots detta har området inte eroderats bort förutom en mindre ränna som går genom det kulliga landskapet. Detta gör det troligt att ”tappningens rinnande vatten” sannolikt inte nått högre än 115–120 m ö.h.

Ett utbrett område med kullig morän finns sydost om N. Vånga (2 a). Uppkomsten av kullarna i detta område kan antas ha ett samband med tillkomsten av Levenemoränen, se avsnittet *Isälvsavlagringar väster om Billingen*. Ostsydost om detta område, vid Vilske-Kleva (1 c), finns ett område som har kartlagts som kullig morän uppbyggd av grusig morän. Detta område är en nordlig fortsättning på ett kulligt isälvssedimentområde något längre söderut, vilket visar att det kan finnas gradvisa övergångar mellan isälvsediment och morän.

Ett område med grusig morän i kombination med kullig morän finns också vid Ranstad (3 f). Även öster om detta område finns ett relativt stort område med kullig morän. Ett av de områden

som betecknats som kullig morän på kartan ligger vid utflödet av Tidanissjön vid Dala (2 f). Dessa former misstänks ha blivit skapade genom erosion.

Deformationsmorän

I detta avsnitt beskrivs lagerföljder som har bildats genom att framryckande isar har blandat olika jordarter till så kallade deformationsmoräner.

När vägkorsningen för väg 26 byggdes om vid Grevagården (3 g) blottades ett stort område med glacialdeformerade lager. I den södra delen av skärningarna påträffades lager av rödaktig morän med vertikala sliror av vit, sorterad, skiktad sand (fig. 38). De två delarna i denna jordartsformation visade en ovanligt stor konstrast både avseende färg, textur och orientering. Mäktigheten av denna deformationsmorän var ca 5 m. Moränen vilade på kalksten som var helt blankpolerad och räfflad.



Figur 38. Deformationsmorän vid Grevagården (3 g). Deformationsmoränen består i grunden av en rödaktig morän där skiktad, nästan helt vit sand, bildar sliror i grundmassan. Foto: Tore Påsse.
Deformation till at Grevagården (3 g).

Endast ett par meter från ovan beskrivna deformationsmorän påträffades en lagerföljd som bestod av vertikalt stående, vit, sorterad skiktad sand med mörka glimmerrika skikt. Sanden var diskordant överlagrad av horisontell skiktat stenigt grus (fig. 39). Trots ett påtagligt avvikande utseende från deformationsmoränen intill visar den nu beskrivna lagerföljden ett tydligt släktskap med deformationsmoränen genom den extremt vita sanden.

I det övre gruslagret fanns inlagrade fragment av den underliggande sanden. De sorterade sedimenten bredde ut sig år norr. Trots att dessa två olika lagerföljder påträffades mycket nära varandra kunde deras inbördes lägen inte avgöras eftersom det saknades skärningsväggar mellan dem. Det är ändå troligt att de olika lagerföljderna har bildats mer eller mindre samtidigt genom glacial deformation. Något som stöder denna tolkning är att båda lagerföljderna innehåller vit, väldigt karaktäristisk sand. Även om karteringsområdets signum kan sägas vara randbildningar från Yngre Dryas kan just dessa lagerföljder inte knytas till någon randbildning. Deformationsmoränen vid Grevagården kan möjligen ha bildats före den senaste delen av istiden, dvs. före Senweichsel.



Figur 39. Deformationsmorän vid Grevagården (3 g). I detta fall består lagerföljden av en vertikalt skiktad vit sand som överlagras av horisontella lager av grus. Foto: Tore Påsse.

Deformation till at Grevagården (3 g).

Innan de omfattande jordskärningarna vid Ranstadsverket grävdes bort vid återställningsarbetet dokumenterades delar av dessa skärningar av Kvartärgeologiska institutionen vid Stockholms universitet år 1994. En sammanfattning av denna dokumentation har publicerats av Wastegård m.fl. (1995) och resultaten redovisas kortfattat nedan. I skärningarna vid Ranstad skiljdes nio olika enheter ut, varav de två översta beskrivs i ett senare avsnitt här. Den understa, enhet A, består av en korttransporterad morän som domineras av kantiga partiklar. Ovanför denna, enhet B, finns sandiga och siltiga deformerade sediment, något som indikerar en deformationsriktning från nordost till nordväst. Enhet C består av sandig morän med ett mer långtransporterat innehåll. Enhet D utgörs av vattenavsatt ren sand som deformerats från nordväst, medan enhet E bildats av ytterligare en morän. Wastegård m.fl. (1995) anser att lagerföljden har formats genom två glacialtektoniska faser vid olika tidpunkter. Vidare anser de att enheterna A och B bildats före Senweichsel medan moränen i enhet C sannolikt bildades under Senweichsel. Enhet D antas ha bildats vid den senaste isavsmältningen och senare deformerats genom en mindre isframstöt under Yngre Dryas eller under Alleröd.

Vid Sjötorp, strax söder om kartområdet, har Ronnert m.fl. (1990) undersökt en lagerföljd med lera ovan HK som är glacialtektoniserad från väst till nordväst. Ronnert m.fl. (1990) anser att denna deformation har bildats före Senweichsel. Med utgångspunkt från förekomsten av ledbergarter från Norge har Påsse (1998) påvisat en isrörelse från nordväst över Västsverige. Denna isrörelse har kommit från Kattegatt och nått in över Västsverige. Troligen är detta den första isrörelsen under Weichselperioden i området. Eftersom enhet D vid Ranstad så tydligt har deformerats från nordväst kan det inte uteslutas att denna tektoniska händelse är likåldrig med den som konstaterats på flera andra platser i regionen. I så fall kan enhet D vid Ranstad antas vara äldre än vad den ursprungliga tolkningen anger. Det är svårt att tänka att sanden i enhet D skulle ha deformerats från nordväst av endast en liten lokal isrörelse eftersom lokalen ligger i lä av Sydbillingens branta sluttning. Det torde krävas en ganska omfattande glaciation från nordväst för att området skulle ha deformerats från detta håll.

Isälvsavlagringar

Isälvssediment består av block, sten, grus och sand som har 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. De grövsta sedimenten avsattes i istunnlar eller vid dess mynningar. Grus och sand avsattes med successivt mindre storlek på större avstånd från mynningen. De sorterade sedimenten, som bildades vid tappningen av Baltiska issjön, har räknas in bland isälvsavlagringarna på kartan. Hur avsättningen av isälvssediment har skett och vilka landformer som har skapats av isälvssedimenten beror i första hand på om sedimenten avsatte på land eller i vatten, dvs. i havet eller i någon issjö. I vattnet bildas åsar, terrasser och deltan. Om avsättningen har skett på land bildas sandurfält och kame-kullar.

Isavsmältningen har skett under ganska speciella förhållanden inom kartområdet, något som har skapat speciella avsmältningsmiljöer. Under den extremt långsamma isavsmältningen under Yngre Dryas-perioden kom således smältvatten att rinna över landområden under långa tider. Då bildades erosionskanaler som ledde smältvattnet ut mot havet. Med detta vatten fördes säsongsvis stora mängder sten och grus som avlagrades som sandurfält en bit utanför isfronten.

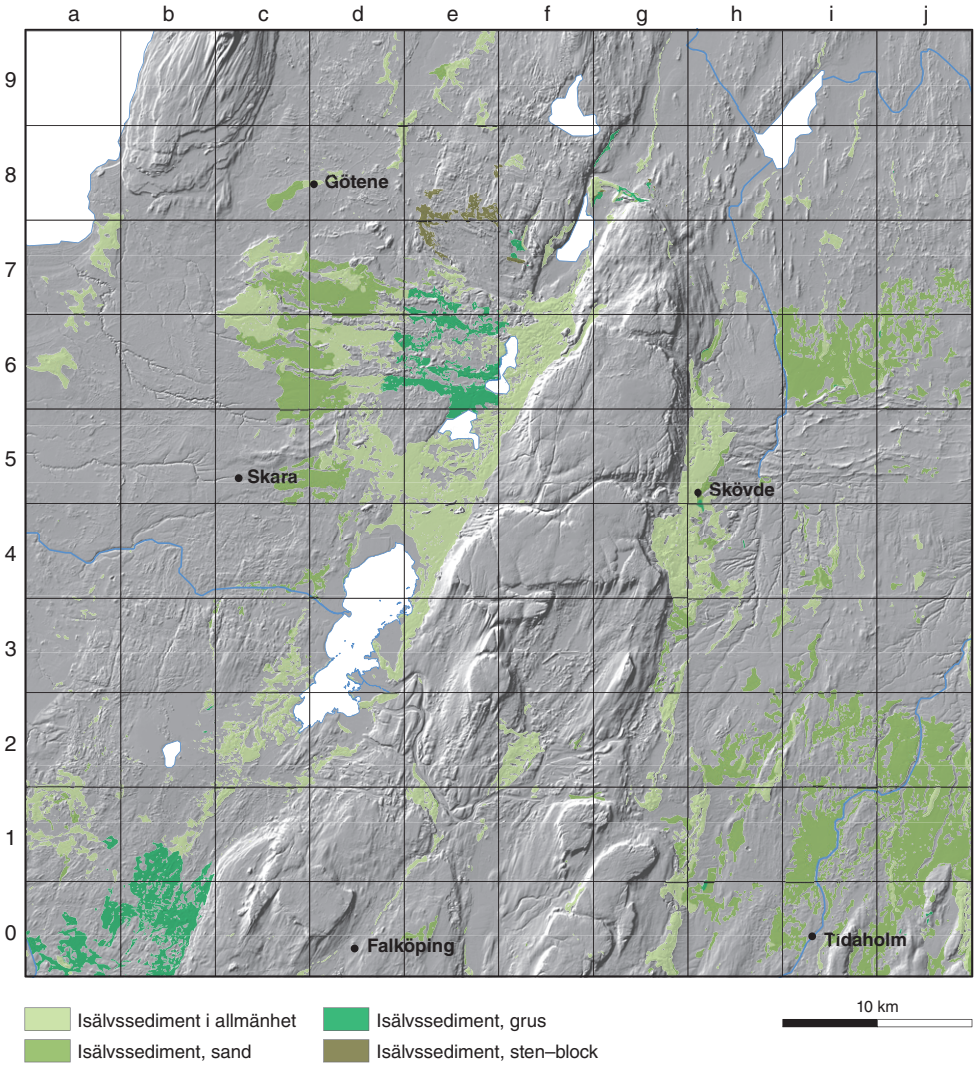
Genom den långsamma avsmältningen påverkades landskapsutvecklingen i hög grad av landhöjningen. Denna faktor är vanligen negligerad inom andra regioner när man tolkar enskilda isälvsavlagringar. Så är emellertid inte fallet i Skara–Skövdeområdet. Isavsmältningen gick så långsamt att havets strandnivå hann sänkas med ganska stora belopp trots att isfronten låg mer eller mindre i samma läge. I denna miljö skapades sandurfält i områden som inledningsvis låg under havsnivån. I dessa områden finns därför isälvssediment som överlagrar marin lera eller andra finkorniga sediment. Den extremt kalla Yngre Dryas-perioden påverkade landskapsutvecklingen även genom att den framsmälta landytan bildade en tundra med ständig tjäle i marken. Detta kan ha påverkat utformningen av exempelvis sandurfälten eftersom smältvatten från glaciärerna ofta transporterades uppe på den tjälade markytan. Vattnet har alltså inte kunnat tränga ner i de grovkorniga sedimenten utan har runnit i ytliga lägen.

Utbredningen av isälvsedimenten visas i figur 40. Ett fåtal små stråk av isälvsediment som inte hänger samman finns både öster och väster om Billingen. Ser man det hela i ett större perspektiv förekommer det mesta av isälvssedimenten inom två kontinuerliga stråk på västra respektive östra sidan av Billingen. I det följande benämns dessa stråk västra respektive östra stråket. När inlandsisen smälte bort över kartområdet var isen relativt tunn. Isens flöde var snabbast inom de låglänta områdena, dvs. väster om Billingen och i Tidanbäckenet. Isflödet längs Billingens sluttningar, liksom även vid Hökensås sluttningar, har troligen skett något långsammare. De spricksystem som gett upphov till de två dominerande dräneringsstråken har bildats vid foten av Billingens båda sidor, dvs. i områden där isen har rört sig något långsammare.

Avsättningarna av isälvsediment i det västra respektive östra stråket har starkt påverkats av förhållandena under Yngre Dryas-perioden. Dräneringsförhållandena på ömse sidor om Billingen har skapat olika förlopp vid bildningen av isälvsavlagringarna. Öster om Billingen skapades en issjö vid isavsmältningen medan det västra stråket till en början bildades nära HK i en marin miljö. Genom den utdragna isavsmältningen under Yngre Dryas-perioden hamnade det västra stråket ovan HK med uppbyggnad av sandurfält.

De båda isälvstråken längs Billingens båda sidor kan följas vidare söderut genom landet. I höjd med Skövde är avståndet mellan stråken 8 km. Det östra stråket kan följas ner mot Halmstad. Det västra stråket kan följas via Herrljunga och Alingsås mot Göteborg eller strax söder om Göteborg. Detta innebär att avståndet mellan de båda stråken vid kusten är ca 12 mil. Det bör påpekas att dessa stråk har bildats från söder mot norr. Dessa dräneringsstråk kom alltså med tiden allt närmre varandra. Orsaken till att dräneringsstråken har utformats på detta sätt är att inlandsisens flöde var olika stort. Grunden för en inlandsis flöde är vanligen ett olika stort flöde eftersom områden i utkanten har en betydligt större omkrets än de centrala delarna. Det finns dock områden där isflödet konvergerat. Detta kan man utläsa från isräfflornas och åsarnas riktning i området. I Vänersänkan visar isräfflorna att isen har haft en konvergerande rörelse. I detta område finns endast ett fåtal små åsar. Orsaken till detta kan vara att istunnlar sällan utvecklades i de områden där inlandsisens flöde har varit konvergent. Motsatsen är då att istunnlar lättare utbildas i ett starkt divergerande flöde.

Även om naturgruset har stor utbredning finns endast några få större, nu pågående kommersiella grustäkter inom kartområdet. På grund av avsaknaden av stora täkter har inblicken i lagerföljderna i områdets grusavlagringar varit begränsad. På de följande sidorna redovisas de uppgifter som har samlats in över några av områdets isälvsavlagringar. Isälvsavlagringarna väster respektive öster om Billingen beskrivs i var sitt avsnitt. I dessa beskrivs avlagringarna i ordning



Figur 40. Utbredningen av isälvsedimenten. Sett i ett stort perspektiv förekommer det mesta av isälvssedimenten inom två kontinuerliga stråk på västra respektive östra sidan av Billingen. I kartbilden redovisas isälvssand. Denna jordart har huvudsakligen bildats i Tidanissjön och skulle därför lika gärna ha kunnat redovisas som issjösediment.
Glaciofluvial deposits within the mapped area.

från söder mot norr. I avsnittet om den paleogeografiska utvecklingen beskrivs den geologiska utvecklingen i området, som i hög grad berör bildandet av isälvsavlagringarna.

Isälvsavlagringar i västra kartområdet

I ett stråk mellan Hasslösa (5 a), Vinninga (6 a), Torestorp (7 a), Skeby (7 a) och Källby (7–8 a) finns utbredda isälvsavlagringar som har bildats under Yngre Dryas-perioden. I detta stråk tycks

grus och sand dominera, åtminstone i de ytliga skärningar som har kunnat besiktigas men även i de borrningar som har gjorts. Munthe (1903) redovisar att det finns morän ihop med sandiga och grusiga lager i täkter vid Falkagården (6 a). Vid Björlycke (7 a) noterades ett lerlager i en 7 m djup täkt. Borrningar visar att mäktigheten vid Torestorp (7 a) uppgår till åtminstone 26 m. Hur dessa avlagringar exakt har kommit till är dock oklart eftersom det saknas skärningar. Bildningarna i detta stråk förmodas kunna korreleras med de Mellansvenska ändmoränerna. De borrningar som har funnits att tillgå öster om stråket visar dock inga tydliga indikationer på ryggformationer, något som man kanske hade förväntat sig i området för de Mellansvenska ändmoränerna. Med erfarenhet från andra delar av landet är moränryggar eller randbildningar ovanliga i områden som ligger långt under HK. Möjligen kan vattendjupet i Hasslösaområdet (5 a) ha varit för stort för att forma randbildningar.

Isälvsavlagringarna vid Lundsbrunn, Stenåsen, Götene och Årnäs

Vid Lundsbrunn (7 c) har ett vidsträckt delta utvecklats. Med utgångspunkt från lagerföljden i ett grustag som användes för att anlägga järnvägar i området, har avlagringen beskrivits av Johansson (1937). Deltat består till stor del av sand och silt. I de övre delarna, särskilt i deltats östra delar, förekommer grus med ett par meters mäktighet vilande på lera. Johanssons beskrivning av avlagringen är starkt påverkad av hans slutsats att Lundsbrunnsdeltat består av tappningssediment från Baltiska issjöns tappning. Ett bärande argument för denna tolkning, enligt Johansson (1937), är att sedimenten innehåller många skifferpartiklar. Lera har konstaterats av Johnsson (1937) upp till en nivå av 119 m ö.h. Denna lera ingår i den uppskjutna randbildning som sträcker sig över de centrala delarna av samhället. Vid kartläggningen fanns en färsk skärning i denna rygg som visade att ryggen helt och hållet bestod av lera. De grova sandursedimenten som överlagrar leran finns på nivåer ner mot 110 m ö.h. Nedanför denna nivå består ytlagren mest av sand. Nivåerna på de angivna sedimenten visar att lagerföljden vid Lundsbrunn har avsatts under en förhållandevis lång period. Leran har bildats omedelbart efter att närområdet har blivit isfritt. Landhöjningen var vid denna tid mycket snabb och strandnivån sänktes ungefär 5–6 m på 100 år. De områden som nyligen hade varit hav blev till land. Över denna landyta fortsatte smältvattnet att rinna från den närliggande isen. Detta smältvatten transporterade sediment med skiffer. Den sammanlagda sedimentmängden vid Lundsbrunn uppgår till ungefär 40 m. Det är svårt att exakt ange vad HK är vid Lundsbrunn. Om det mycket plana deltaplanet representerar HK faller denna nivå här vid ca 115 m ö.h.

Norr om Lundsbrunn, vid Stenåsen (7 c), finns en täkt med pågående verksamhet. Lagerföljden bildar där ett delta av finkorniga jordlager av sand, silt och lera. Grusigare lager förekommer i mindre omfattning. Skärningarna visar stora och rikligt förekommande förkastningar och deformationer (fig. 41–42). Ovanför de deformerade sedimenten har det bildats en gruskappa av odeformerade sediment. Detta lager har liksom på andra platser i området bildats som en sanduravsättning. På de lägre områdena inom denna bildning finns även svallsediment på toppen. I det övre grusiga lagret finns en hel del inlagrade vindslipade stenar, något som indikerar att det övre gruslagret har bildats när området höjts upp ur havet.

Vid Götene (8 c–d) finns en isälvsavlagring som huvudsakligen har konstaterats genom ytliga grävningar och borrningar. Borrningarna visar att det finns lera under delar av avlagringen. Vid vägkorsningen vid Götene mot Kinne-Kleva (8 c) konstateras i en vägskärning att glacial lera



Figur 41. Förkastningar förekommer rikligt i isälvsavlagringen vid Stenåsen (7c). Foto: Tore Påsse.
Deformation structures are quite common within the glaciofluvial deposit at Stenåsen (7c).



Figur 42. Deformationer förekommer rikligt i isälvsavlagringen vid Stenåsen (7c). Lagerföljden vid Stenåsen innehåller en hel del rödaktig lera. Foto: Tore Påsse.
Deformation structures are quite common within the glaciofluvial deposit at Stenåsen (7c).

täcker dessa sediment. Johnsson & Ståhl (2009) har påvisat en sekvens med ett tunt gruslager mellanlagrande varvig lera som tolkas som tappningssediment vid Pellagården (8 d). Grusavlagringen vid Götene kan tillhöra samma formation.

Vid Holmestad (8 d) och norrut mot kartgränsen finns en välutvecklad ås. I denna har det tidigare funnits en stor täktverksamhet. Idag sker detta i mer begränsad omfattning. Åsen är välkänd för många geologer genom det arbete som publicerades av Frödin (1916). Holmestadsåsen delar upp sig i två grenar vid Slåttena (9 e) respektive vid Brännebrona (9 e). Den senare grenen korreleras väl främst med den så kallade Holmestadsåsen, som sträcker sig i nordostlig riktning. Grenen vid Slåttena leder åt norr och går att följa vidare norrut till Årnäs på 9D Mariestad SV. Den benämns av Johansson (1943) som Österängsåsen. Åsen täcks på flera platser av morän. En kilometer söder om Årnäs finns en mindre täckt där det moräntäckta isälvssedimentet kunde dokumenteras, vilket även tidigare har gjorts av Lundqvist m.fl. (1931). Avlagringen vid Stockholmsbråten (9 e) representerar HK vid ca 115 m ö.h. Denna bildning och avlagringen vid Ringåsen (9 e) bildar en randbildning.

Isälvsavlagringar väster om Billingen

Vid Trävattna (0 a) finns grova sandursediment på en nivå av ca 130 m ö.h. På bildningen har två ryggar markerats som sannolikt har bildats längs isfronten. En husbehovstäkt i den västra ryggen visar att denna har byggts upp av sandig grusig sten. Denna rygg täcks av många block. En täkt i den östra ryggen innehåller ett mer sandigt skiktat material som möjligen består av morän i ytlagren.

Vilske-Kleva (0–1 b) och söderut utgör det västra stråket av åsar längs Mössebergs västra sida. Åsarna bildades i tunnlar i isen strax innan området blev isfritt. När isen hade smält bort fortsatte smältvatten att flöda ut i detta lågområde. På så vis avsattes grova isälvssediment i ett flackt, kameartat landskap väster om åsstråket (fig. 43). De grova sedimenten bildar korta oregelbundna åsar flankerade av lågområden som kanaliserat smältvattnet från inlandsisen. Åsarna kan ha bildats i sprickor i en dödis, men det är också tänkbart att denna landskapstyp har bildats från ett relativt flackt plan som har eroderats av smältvattnet. Mäktigheten av de utbredda grova sedimenten är troligen måttlig. Vid en bergtäkt vid Ålleberg täcks berget enbart av ca 3 m stenigt grus. När isen smälte bort bildades en lateralterrass av isälvsgrus längs moränsluttningen vid Kyrkokvarn vid Törestorp (1 c). En ca 7 m djup skärning i denna terrass blottades under kartläggningen. När gruset grävdes bort återstod endast en vertikal stödjande moränvägg.

Vid Ullstorp (1 a) bildar isälvsedimenten en ås, vars riktning avviker något från den allmänna riktningen. Denna ås antas hänga ihop med ett par korta snuttar av ett åsstråk som upphör norr om Rösjömossen (2 b). Öster om Ullstorp (1 a) består isälvavlagringen av sandursediment där sandurplanet skärs av ett antal rännor. I rännorna finns rikligt med block. Dessa block kan möjligen ha eroderats fram ur sanduravlagringen, men det är mer troligt att de har transporterats dit genom isflak som flutit fram i rännorna (fig. 44).

Vid Gammelstorp (1–2 a) finns vidsträckta plan av isälvssediment på nivåer mellan 115 och 119 m ö.h. Denna övre nivå antas visa HK. Planen består huvudsakligen av sand. Runt Fridhem (1 a), söder om Gammelstorp, bildar sanden kullar där det finns inlagrade vindslipade stenar och block. I detta område finns även moräntäckta sediment. Kullarna med vindslipat material och de moräntäckta sedimenten antas höra ihop med en isframstöt då Levenemoränen bildades.



Figur 43. Isälvsavlagringar söder om Vilske-Kleva (o b) bildar ett oregelbundet utformat kame-artat åsstråk. Foto: Tore Påsse.

South of Vilske-Kleva (o b) there is an irregular system of eskers.

Sydväst om Bastöna (2 b) finns en kort rullstensås som huvudsakligen består av grusig sten (fig. 45). Denna ås har bildats nära HK och omges av kullig morän vars former kan ha bildats genom subglacial dränering, initierad av själva åsbildningen. I en ås norr om Rösjömossen (2 b) har noterats att åsen huvudsakligen bestod av sand.

Väster om Vilske-Kleva (1 b) sker en förskjutning av det västra stråket. Detta beror på det omgivande bergets form. Nordost om Sjögerås (1 c) bildar det västra stråket ett ihållande åsstråk. Åsens mäktighet uppgår till ca 10 m. Eftersom täktverksamhet har pågått under lång tid här har stora delar av åsen grävts bort ner till berget.

Söder om Mårbylund (2 c) ligger en ås i öst–västlig riktning vars krön således skär det västra stråket rätvinkligt. Det finns två möjliga förklaringar till hur den öst–västliga åsen har bildats. Den ena förklaringen är att åsen är en randbildning. Sydväst om Rösjön (2 b) finns ett antal moränryggar i samma riktningar som ger mer argument för denna bildningsmekanism. Det finns dock ytterligare en tänkbar förklaring till denna bildning. Den avvattning som har skett från Tidanissjön och Åsleissjön över Gudhemsområdet leder ner till området för den öst–västliga åsen. Det är därför tänkbart att dräneringen av dessa två issjöar har skapat den öst–västliga åsen.

Norr om den öst–västliga åsen utgörs det västliga stråket av ett smalt åsnät som leder norrut via Bortoran (3 d) till Oranabbe (3 d). Runt detta åsnät breder ett böljande landskap ut sig där



Figur 44. Rännor nedskurna i ett sandur öster om Ullstorp (1 a). I rännorna förekommer rikligt med block.
In the sandur at Ullstorp (1 a) there are erosinal channels where boulders are quite common.



Figur 45. Getryggsås sydväst om Bastöna (2 b). Foto: Tore Påsse.
An esker south-west of Bastöna (2 b).

topparna bildar plan på nivåer runt 120–125 m ö.h. Omkring 5 m lägre ner finns breda dalar som möjligen utgörs av isälvseroderade områden som kan ha bildats när smältvatten norrifrån under lång tid avvattnats över terrängen. Sedimenten i fälten runt åsarna består huvudsakligen av sand.

Avlagringarna mellan Näs (2 c–d), Ingatorp (2 d) och Sätuna (2 d) utgörs av sanddeltan som byggts upp till omkring 130 m ö.h. Dessa deltaplan har skapats genom det vatten som har dränerats från Tidanissjön via Åslesänkan ner till den issjö som under en period intog Hornborgasjön. Dessa plan representerar således inte HK i området utan ligger på något högre nivåer.

Öster om Hornborgasjön följer åsstråket Billingens västsida. Åskrönet höjer sig 5–10 m över omgivningen. Vid Ytterberg (3 d) sticker en stor udde ut i Hornborgasjön. Denna udde utgör en isälvsavlagring som möjligen kan tolkas som en israndbildning, som har bildats samtidigt med de ryggformade bildningarna vid Stenstorp (2 f) längre österut. Även åsstråket vid Hornborgasjön flankeras av plana fält av sediment som har bildats något senare än åsen. Dessa plan har byggts upp till nivåer mellan 125 och 130 m ö.h., vilket är nivån på den issjö som intog Hornborgasjön fram till dess Flians (3 d) dalgång blev befriad från is och havet kunde nå in i Hornborgasänkan.

Norr om Hornborgasjön har borrningar visat att det finns lera under isälvssedimenten. Leran avsattes i det hav som intog sänkan under en period. Leran överlagrades sedan under en lång period av allt grövre sediment. Tillförseln av material fortsatte även när området hade höjts ovan HK. Denna avlagring är södra delen av det plan som ofta går under beteckningen Axvalla hed (5 d–e). Uppbyggnaden av Axvalla hed började som en deltaformation upp till havsnivån som vid denna tid låg kring 130 m ö.h. Genom en fortsatt långvarig sedimenttransport byggdes deltat på med mer sediment och övergick till att bli en sanduravlagring som byggdes upp till en nivå av ca 135 m ö.h. Vid Axvalla hed finns rapporter om jorddjup på ca 45 m.

Ett litet otydligt stråk av isälvsavlagringar kan följas på västra sidan av Hornborgasjön. Längre norrut bildar detta stråk korta stumpar av åsnät, exempelvis norr om Axvall travbana (5 d), Krogstorp (6 d) och vid Uppsala (7 d). Vid Sparresäter (7 f) och norrut förekommer en isälvsavlagring som klättrar mot dalsidan. I denna avlagring finns en täkt nordost om Smedstorp (7 f) bestående av ca 5 m grovt grus.

Valle härad (5 e–6 f), inklusive Axvalla hed, består av en mycket stor isälvsavlagring med väldigt komplex bildning. Denna avlagring är en av områdets geologiska sevärdheter och beskrivs därför mer omfattande i ett separat kapitel.

Isälvsavlagringarna norr om Lerdala

Området vid Klyftamon (7 e) har kartlagts som en isälvsavlagring, men består egentligen av omlagrat material från tappningen av Baltiska issjön. Materialets grova karaktär har motiverat denna beteckning. Eftersom detta område är av sådan betydelse för att förstå den kvartära utvecklingen beskrivs området senare i ett eget kapitel.

Norr om Lerdala finns ett isälvstråk som har gett upphov till Låstadåsen (8 g). Just norr om Lerdala (7 f) förekommer åsen i ytan endast inom korta partier. Den kan ändå antas vara ett kontinuerligt åsstråk där avlagringen täcks av yngre sediment. Så är exempelvis fallet vid Melldala (7 g) där åsen används som vattentäkt. Söder om Timmersdala (8 g) har Låstaåsen svällt ut och bildar en terrass utefter Billingens sluttning. Terrassen består av ett diffust plan på en nivå av ca 100 m ö.h. Denna nivå kan antas visa havets nivå efter tappningen och när isen i Långensänkan senare smälte bort. Två mycket små grusområden har här även avsatts vid 117 m ö.h. Dessa

har sannolikt bildats som lateralterrasser vid isavsmältningen när iskanten låg som en tunga i Långensänkan. En likande genes antas för avlagringen vid Sparresäter (7 f), på andra sidan av sjön Lången, då även denna terrass har byggts upp till samma nivå. Avlagringen karaktäriseras av sin branta sida ut mot dalgången. Grusmaterialet i Låstadåsen och dess terrasser domineras av urbergsmaterial. Låstadåsen bildar en smal och välutvecklad ås norr om Timmersdala (8 g). Just vid Timmersdala saknas åsen, eftersom den spolades bort när Timmersdalavallen (8 g) bildades. Åsmaterialet kom på detta vis att lagras in i Timmersdalavallen, se avsnittet *Timmersdalavallen*. Längre norrut, öster om Motorp (9 g), överlagras deformerade åssediment av lera (fig. 46–47).

Norr om St. Bjursjön (7 f) finns en välutvecklad ås, som flankeras av en finkornig sandformation. Eftersom åsen ligger i direkt anslutning till Klyftamon, dvs. i direkt anslutning till Baltiska issjöns tappningsområde, utan att ha blivit påverkad av den kraftiga spolningen, antas detta område ha varit täckt av is vid tappningstillfället.

Isälvsavlagringar vid Mösseberg och södra Billingen samt vid Varvsberget

Längs järnvägen söder och norr om Falköping (0 d) finns ett stråk med isälvsavlagringar som delvis har bildats som en ås ur en spricka men som samtidigt har påverkats starkt av läget i en dalsänka där sedimenten bitvis liknar issjösediment. Sydväst om Falköping, vid Falevi (0 d),



Figur 46. Täkt i Låstadsåsen vid Motorp (9 g). Isälvsmaterialet överlagras av en glacialt bildad skiktad silt och lera samt av en homogen lera som troligen är marin. Foto: O. Larsson.

Gravel pit in an esker at Motorp (9 g). The esker is overlain by silt and clay of different origins.

visar borrningar att det finns sand som överlagras av torv. Borrningar visar också att det finns sand vid Falköpings järnvägsstation. Nordost om Torbjörnstorp (1 e) finns en 7 m djup täkt med i huvudsak sand. Isälvsavlagringen vid Åbod (1 e) har haft en mycket komplex skapelse eftersom den kom till i det lågområde som har fått ta emot en stor del av de östliga issjöarnas vatten. I denna avlagring finns huvudsakligen sand, men när denna avsattes och vattendjupet minskade lagrades även grus i ytlagren.

Falköpingstråket kan följas till Stenstorp (2 f) där avlagringen är större. Runt Brunnhem (2 f) är avlagringen särskilt grovkornig och bildar en rad ryggar, som har tillkommit längs med isfronten (fig. 48–49).

Väster om Varvsberget, vid Fårdala (0 f), finns en isälvsterrass som består av sand och grus i växellagring. Dess mäktighet överstiger 12 m. Terrassen ligger på en nivå av ca 265 m ö.h. och förmodas ha bildats i en nunatakissjö.

Isälvsavlagringar öster om Billingen och Varvsberget

I Tidansänkan, öster om Billingen, skedde isavsmältningen inledningsvis i Tidanissjön. När isfronten drog sig norrut förbi Mullsjön, öster om kartområdet, öppnades ett pass och Tidansänkan kom i förbindelse med Vätternsänkan som i sin tur stod i förbindelse med



Figur 47. Detalj från föregående bild. Fotot visar att den glaciala skiktade silten och leran har deformerats. Foto: O. Larsson.

Gravel pit in an esker at Motorp (9 g). The esker is overlain by silt and clay of different origins.



Figur 48. Isälvsrygg som bildats längs iskanten vid Brunnhem (2f). Foto: Tore Påsse.

Ridge composed of glaciofluvial sediments that formed along the margin of the ice at Brunnhem (2f).



Figur 49. Isälvsrygg som bildats längs iskanten vid Brunnhem (2f). Denna bild visar att ryggarna i området består av stenigt grus. Foto: Tore Påsse.

Ridge composed of glaciofluvial sediments that formed along the margin of the ice at Brunnhem (2f).

Baltiska issjön. Sediment, som spolades fram ur isälvarnas mynningar, skapade åsar som på många platser byggdes upp till den vattenyta som rådde då. Delar av åsarna i detta område har därför plana krön. Planåsarna förmodas ha bildats under perioder med långsam tillbakaryckning av isen. I vissa fall har utvecklingen gått ännu längre så att åsstråket, inom korta sträckor, har övergått till att bilda deltan. Eftersom issjöarnas nivåer successivt blev lägre vid isavsmältningen mot norr har planåsarnas nivåer också blivit lägre mot norr. Nivåerna på planåsarna i södra delen av kartområdet ligger runt 230 m ö.h. Norr om Skövde har nivåerna sjunkit till drygt 100 m ö.h.

Ett mycket ihållande stråk av isälvsavlagringar kan följas längs östsidorna av Gerumsberget och Varvsberget och vidare norrut längs Billingens östsida. Vid Dimbo (0 g) förekommer en morfologiskt komplex bildning med krönryggar i olika riktningar. Avlagringen antas till stor del bestå av sand och har byggts upp till nästan 230 m ö.h. Denna bildning fortsätter norrut i två parallella åsstråk, varav det östliga är något bredare än det västliga. Vid Ekedalen (0 g) sker en sådan breddning av isälvsavlagringen som har byggts upp till ca 220 m ö.h. längs Varvsbergets sluttning. Även i denna del tycks avlagringen huvudsakligen bestå av sand. Vid Övertorp (1 g) bildar avlagringen en planås, som har byggts upp till nästan 180 m ö.h. På sträckan Dimbo–Övertorp uppvisar avlagringen två eller fler parallella åskrön. Norr om Övertorp (1 g) delas stråket i stället upp i två stråk, som senare går ihop igen i höjd med Borgunda (2 g).

Öster om Häggatorp (1 g), vid Kungslena åsar och vid Åsebacken (2 g) finns väl markerade åskrön, där åsryggen kan ligga uppemot 30 m över omgivande terräng. Inom andra delar bildar åsstråket plan som har byggts upp till ungefär 180 m ö.h. Längre norrut har en mycket vacker planås bildats vid Ljuslingsbacken (2 g) på en nivå av 171 m ö.h. (fig. 50). Nivån kan knytas till Tidanissjöns nivå när utloppet vid Dala skars ut. Planåsen vid Ljuslingsbacken har mycket branta sidor, något som visar att det har funnits ett stöd av is när avlagringen bildades. Norr om bildningen finns en stor torvfylld sänka som kan antas vara en dödishåla. Norr om denna fortsätter åsstråket och bildar plan på nivåer runt 155–160 m ö.h. Sydost om detta stråk, vid Ljunghem (2 h) och Styrshult (2 h), förekommer kortare avlagringar som har byggts upp som planåsar vid ca 155 m ö.h. Dessa lägre nivåer har skapats genom att Tidansänkan under denna tid dränerades åt öster, dvs. egentligen tillhörde Baltiska issjön.

På några platser runt Gerumsberget och Varvsberget, exempelvis öster om Tiarp (0 f), finns små isälvsavlagringar på mycket höga nivåer. Dessa avlagringar har sannolikt bildats i nunatakkissjöar.

Öster om Skultorp (4 g) blir åsar i Tidansänkan allt vanligare i jämförelse med området söder om sänkan. Det saknas fakta för att avgöra om detta beror på en verklig ökning eller om det beror på att åsarna inte syns i området söderut på grund av att åsarna har överlagrats av issjösand. Åsarna i detta område är planåsar uppbyggda till 135–145 m ö.h. Norr om Klagstorp (3 h) bildar åsen ett deltaliknande plan (fig. 51). Täkter i detta område visar att isälvsedimenten överlagras av ett tunt lager morän (fig. 52).

Vid Skövde har isavsmältningen skapat en mäktig och utbredd isälvsavlagring som kan jämföras med Valle härad på andra sidan Billingen. Båda avlagringarna har bildats under hela den långa Yngre Dryas-perioden och uppvisar både likheter och olikheter. På östra sidan av Billingen vid Skövde kan man skönja en terrass utefter Billingen. Där ligger avlagringen mycket högre i sina västra delar än inom de östra delarna. I de västra delarna finns även en ås men också kullar och djupa erosionsrännor. De östra delarna av avlagringen omfattar i stället en succession av olika deltaformationer, vars nivåer avtar åt norr. Dessa deltan består omväxlande av grova och



Figur 50. Planåsen vid Ljuslingsbacken (2 g). Planåsen är helt platt på bilden, men dess sidor är mycket branta. Detta visar att det har funnits ett stöd av is när avlagringen bildades. Foto: Tore Påsse.

A flat-topped esker near Ljuslingsbacken (2 g).



Figur 51. Ett östligt åsstråk i Tidansänkan bildar norr om Klagstorp (3 h) ett deltaliknande plan. Täkter i detta plan visar att isälvsedimenten överlagras av ett tunt lager morän (fig. 52). Foto: Tore Påsse.

The crest of the esker at Klagstorp (3 h) forms an extensive plain, which is built up to the level of the Tidan glacial lake.



Figure 52. Isälvssedimenten norr om Klagstorp (3 h) överlagras av ett tunt lager morän. Foto: Tore Påsse.
In a gravel pit in the formation which is shown in the previous picture, one can see that the glaciofluvial sediments are overlain by till.

finkornigare sediment. De finkornigare sedimenten är vanligast. Deltaformationerna i Skövdeområdet började bildades då Tidansänkan intogs av Baltiska issjön och fortsatte sedan när Tidanissjön återbildades. När de äldsta delarna av Skövdeformationen bildades låg vattenytan på ca 150 m ö.h. Liksom vid Valle härad uppvisar Skövdeformationen jorddjup på över 50 m.

I början av kartläggningen byggdes en underfartstunnel vid väg 26, söder om Skövde. Långa sträckor av de skärningar som blottades bestod av issjösediment. På vissa ställen grävdes något grövre sediment fram. Dessa bör klassas som isälvsediment. Väster om tunneln, i dess norra del, grävdes den grop som visas i figur 53. De grusigt sandiga lagren stupar åt nordnordost. Helt nära denna grop blottlades den lagerföljd som visas i figur 54. Den lagerföljd som visas i figur 55 grävdes fram i samband med att vägsträckningen för väg 26 ändrades vid Tovatorp (4 h). Morfologiskt består detta område av kullar som utgörs av steniga och grusiga isälvsediment i ytan. De underlagras av sandigare lager.

Vid omläggningen av väg 26 sydost om Brattesjön (4 h) grävdes en del av Skövdebildningen igenom. Här utgörs den av grova sediment. I den del av bildningen som visas i figur 56, som är ett kollage av flera bilder, stupar lagren mot norr i den norra delen medan de stupar åt söder i den södra delen. Denna lagring antas ha bildats genom en isframstöt. Något söder om denna skärning påträffades enstaka vindpolerade stenar inne i själva isälvsavlagringens lager. Detta antas på liknade sätt spegla en isframryckning över ett tidigare framsmält område.



Figur 53. Sandiga lager, som blottades vid byggnationen av underfartstunneln vid väg 26 söder om Skövde. Foto: Tore Påsse.

A sand deposit exposed during the construction of road 26, south of Skövde.



Figur 54. Sandiga och grusiga lager som blottades vid byggnationen av underfartstunneln vid väg 26 söder om Skövde. Foto: Tore Påsse.

A sand deposit exposed during the construction of road 26, south of Skövde.



Figur 55. Kullar vid Tovatorp (4 h) som består av sten och grus i ytan men som underlagras av sandigare lager. Foto: Tore Påsse.

Small hills at Tovatorp (4 h) consist of sand with stones and gravel at the surface.



Figur 56. Isälvsgrus sydost om Brattesjön (4 h). Lagren stupar mot norr i den norra delen medan de stupar åt söder i den södra delen. Denna lagring antas ha bildats genom en isframstöt. Foto: Tore Påsse.

Glaciofluvial gravel south-east of Brattesjön (4 h). The layers are tilted towards the north in the northern part and towards the south in the southern part.

Öster om det militära kasernområdet vid Skövde (4 h) grävdes ett issjödelta igenom när väg 26 byggdes om (fig. 57). De planparallella lagren består där av grusig sand. Helt nära denna skärning finns mäktiga lager av varvig lera (fig. 58). Leran har troligen bildats före deltat, som alltså sannolikt överlagrar leran. Denna slutsats grundas framför allt på den stora mäktigheten på leran och att lera med så stor mäktighet finns nära deltat.

Även i den norra delen av Skövdeavlagringen, vid Södra Ryd (6 h), byggdes delar av väg 26 om under tiden kartläggningen pågick. De skärningar som blottades är av stort intresse för att förstå utvecklingen i området. Avlagringen vid Södra Ryd utgör i grunden en distal del av ett issjödelta uppbyggt till ca 130 m ö.h. Deltat består huvudsakligen av skiktad finsand. Den



Figur 57. Öster om det militära kasernområdet vid Skövde (4 h) grävdes ett issjödelta igenom vid ombyggnaden av väg 26. Helt nära denna skärning förekommer mäktiga lager av varvig lera (fig. 58). Foto: Tore Påsse.

A glaciofluvial delta was excavated east of the military area at Skövde (4 h) during the construction of road 26.



Figur 58. Mäktiga lager av varvig lera påträffades i direkt anslutning till den deltaformation som visas i figur 57. Den grävmaskinskopa som avbildas i figur 57 är densamma som kan skönjas i horisontlinjen i denna figur. Leran har troligen bildats före deltat, som alltså sannolikt överlagrar leran. Foto: Tore Påsse.

This section of varved clay is situated very close to the delta in the previous picture, and the clay is most probably situated below the delta formation.

norra proximala delen av deltat visar en mycket tydlig iskontakt, dvs. deltat har bildats mot den dåvarande isfronten. När isen försvann rasade sanden och deltats proximala del utgör en brant sluttning i rasvinkeln för sand. Innan detta ras skedde hade dock deltat deformerats genom en isframstöt (fig. 59). Vid denna isframstöt avsattes ett grövre lager uppe på deltat. Block, sten och grus överlagrar således det mycket finkorniga deltat. På enstaka ställen i den proximala delen av deltat bildar de grova sediment ett ca 2 m mäktigt lager, medan detta lager endast uppgår till ca 0,5 m i övriga delar. En stor del av det grova materialet, som ligger uppe på deltat, är vindpolerat. Den plana deltaytan bryts här och var av 15–20 m djupa dödisgropar. Deltat vid Södra Ryd ligger i höjd med den allra nordligaste och yngsta delen av de Mellansvenska ändmoränerna. Deltat antas därför ha bildades i slutfasen av Yngre Dryas. Denna slutsats är viktig för att förstå vad som hände vid tappningen av Baltiska issjön. Förekomsten av vindslipade partiklar i ytlagren visar att deltat har torrlagts redan under Yngre Dryas och att vattnets nivå då har legat lägre än ca 130 m ö.h. Eftersom issjösediment har avlagrats även norr om deltat vid Södra Ryd förmodas tappningen ha skett eller avslutats vid ett något senare tillfälle.

Det grova överlagrande ytlagret vid Södra Ryd innehåller en anmärkningsvärt hög andel av sandsten och porfyr, vilka kan härledas till Dalarna. Den anomala bergartssammansättningen på ytlagret har tidigare redovisats i avsnittet *Moränens bergartsinnehåll*.



Figur 59. Avlagringen vid Södra Ryd (6 h), dvs. i norra Skövde, utgör i grunden en distal del av ett sandigt issjödelta uppbyggt till ca 130 m ö.h. Deltat har deformerats genom en isframstöt. Vid denna isframstöt avsattes ett grövre lager uppe på deltat. Detta innebär att block, sten och grus nu överlagrar deltat. En stor del av det grova materialet som ligger uppe på deltat är vindpolerat.

At Södra Ryd (6 h), in the northern part of Skövde, there is a delta at a level of 130 m above sea level. This delta is deformed by an ice advance and overlain by a thin till layer. Stones in this till are wind-faceted .

Isälvsavlagringar öster och nordöst om Skövde

De isälvssediment som har påträffas öster om Skövde uppträder där som randbildningar. De avlagringar som innehåller isälvssediment beskrivs därför i kapitlet randbilningar. Isälvssedimenten nordost om Skövde, norr om Mellansvenska ändmoränerna, utgörs i stället nästan uteslutande av åsar. Orsaken till denna morfologiska skillnad mellan isälvsavlagringarna är att de har bildats i olika avsmältningsmiljöer. Olikheterna är i grunden orsakade av förändringar av klimatet. Det har styrt avsmältningens hastighet men också förändrat dräneringsförhållandena eftersom avlagringarna öster om Skövde har bildats i en issjömiljö. Åsarna nordost om Skövde är relativt små och få av dessa bildar kontinuerliga stråk i ytlagren. Detta är ett förhållandevis låglänt område med lera som den dominerande jordarten. Leran täcker delvis åsarna, som möjligen och kanske också troligen bildar kontinuerliga stråk under leran. Norr om Skövde finns ett åsstråk över Stöpen (7 h) och Horn (8 h) till Sveneby (9 i). Väster om detta stråk, dvs. öster och parallellt om Låstadåsen, finns ett blygsamt stråk av isälvsavlagringar från Jonsgården (8 h), sydväst om Binneberga (8 h), mot Tidavad (9 h). Ett annat åsstråk som utvecklats efter det att Mellansvenska ändmoränerna bildats löper över Väring (7 i) och ett annat mindre åsstråk finns mellan Suntorps kapell (6 i) och Götlunda (8 j).

Vid Bäcken (7 g) finns en liten avlagring i form av en terrass vid ca 150 m ö.h. (fig. 60). Denna terrass har tidigare tolkats som en strandbildning från Baltiska issjön (Lundqvist m.fl. 1931).



Figur 60. Vid Bäcken (7 g) finns en terrass vid ca 150 m ö.h., som tidigare tolkats som en strandbildning tillhörande Baltiska issjön (Lundqvist m.fl. 1931). Lagerföljdens utseende vid det blommande körsbärsträdet visas i figur 61.

A small terrace at Bäcken (7 g) at a level of 150 m above sea level has earlier been interpreted as shore deposits from the Baltic ice lake (Lundqvist m.fl. 1931). The gravel pit behind the cherry tree is shown in the next picture.

Figur 61 är en närbild av jordlagren i en husbehovstäkt i denna avlagring. Fotot torde tydligt visa att avlagringen knappast kan betraktas som en strandavlagring. Stenar och block är relativt kantiga. Kanske denna avlagring istället skulle ha kunnat kartläggas som en grusig morän.

Isälvsavlagringarna i sydöstra kartområdet

I kartområdets sydöstra hörn finns en isälvsavlagring med mycket stor utbredning mitt uppe på Hökensås. Den övervägande delen av avlagringen finns vid Hammarbackarna inom kartbladet 8E Hjo SV (Lindén 2010), men delar av avlagringen ligger inom kartområdet. Därför tas bildningen som helhet upp i denna beskrivning. Den del som ligger inom Skarabladet karaktäriseras av ett åsstråk men också av ett flertal kraftigt nederoderade rännor. Erosionsspåren är större och rent av ”kaotiska” inom det angränsande kartbladet. Rännorna har skurits ner till ca 175 m ö.h. i en avlagring som byggts upp till 225–230 m ö.h. Avlagringen har en mycket komplex morfologi, något som troligen speglar en komplex tillkomst. Nivån på bildningen visar att den tillkommit i Tidanissjön. Bildningen liknar härigenom den som tidigare nämnts vid Dimbo (0 g), men avlagringen vid Hammarbackarna är betydligt större. Erosionen av avlagringen har skett genom att Vätterissjön avvattnats till Tidanissjön i detta läge. I avlagringens uppbyggnadsfas har Tidanissjön haft en nivå på ca 230 m ö.h. Utloppet skedde då via en erosionsränna vid Kungslena (1 g).



Figur 61. Detalj bild på den lagerföljd vid Bäcken (7 g) som visas i figur 60. Foto: Tore Påsse.
Close up from the previous picture.

Vätterissjön fortsatte att avvattnas via passet vid Hammarbackarna på Hökensås under lång tid. Efterhand sänktes Tidanissjöns nivå stegvis ner till ca 180 m ö.h. Då fortsatte erosionen vid denna lokal. Detta innebär att erosionsbasen har sänkts med ungefär 50 m under den tid Vätterissjön avvattnades över Hökensås.

Norr om den nedanstående beskrivna bildningen finns ett mycket välutbildat åsstråk som kan följas norrut till området norr om Korsberga (8E Hjo SV). Väster om detta stråk finns ett fåtal korta relativt välutvecklade åsar.

Isälvssediment som överlagrar lera

Isälvssediment som överlagrar lera finns på vissa ställen inom ett stort område mellan Brunnsbo (5 d) och Götene (8 d). Dessa isälvssediment utgörs huvudsakligen av sandigt grus och mäktigheten uppgår som regel till ett par meter eller mer. Lagerföljdstypen har sitt ursprung i den mycket långsamma isavsmältningen under Yngre Dryas när de Mellansvenska ändmoränerna bildades. Leran bildades i havet i samband med att isen smälte bort. Landhöjningen var vid denna tid mycket snabb och leran hamnade därför rätt snart över havsnivån. Genom den långsamma avsmältningen förde smältvattnet under en lång period ut grus över den nu upphöjda leran. Genom detta bildades stora utbredda sandurplan som överlagrar lera (fig. 62–63).

Isälvsrännor, erosionsrännor

Isälvsrännor och erosionsrännor är relativt vanligt förekommande. Många av dessa rännor, dock inte alla, har markerats på jordartskartan. Erosionrännor har bildats i samband med isavsmältningen när smältvattnet skulle avvattnas från olika issjöar (Vätterissjön, Tidanissjön, Åsleissjön och Hornborgaissjön), men även dessa rännor markeras på kartan av symbolerna för isälvsrännor. De bildades också när smältvattnet från Valle härad skulle dräneras västerut samt då Baltiska issjöns vatten skulle ledas ut till havet. Dessa olika händelser beskrivs i avsnittet *Paleogeografisk utveckling – sammanfattning av områdets utveckling*. En av de mer spektakulära erosionrännorna finns vid Dala där Tidanissjöns dränering har skapat en kanjon i kalkstensberggrunden med ett största djup på 16 m. Inom kartområdet 8D Mariestad SV återfinns på norra Kinnekulle en mängd rännor som på kartan är markerade som isälvrännor. Dessa har initialt bildats i samband med isavsmältningen och därefter ytterligare fördjupats genom erosion av vattenflöden.

Issjösediment

Med en issjö menas en sjö vars existens beror av att den har dämts av en inlandsis eller glaciär. I Tidansänkan har olika issjöar funnits under mer än 1 000 år. Förenklat uttryckt kallas alla dessa för Tidanissjön. Egentligen är det dock växlingar mellan olika issjöstadier. Tidansänkan intogs under en period även av Baltiska issjön. Detta skedde när passet vid Mullsjön, öster om kartområdet, öppnades. Utvecklingen av Tidanissjön sammanfattas på sidan 106.

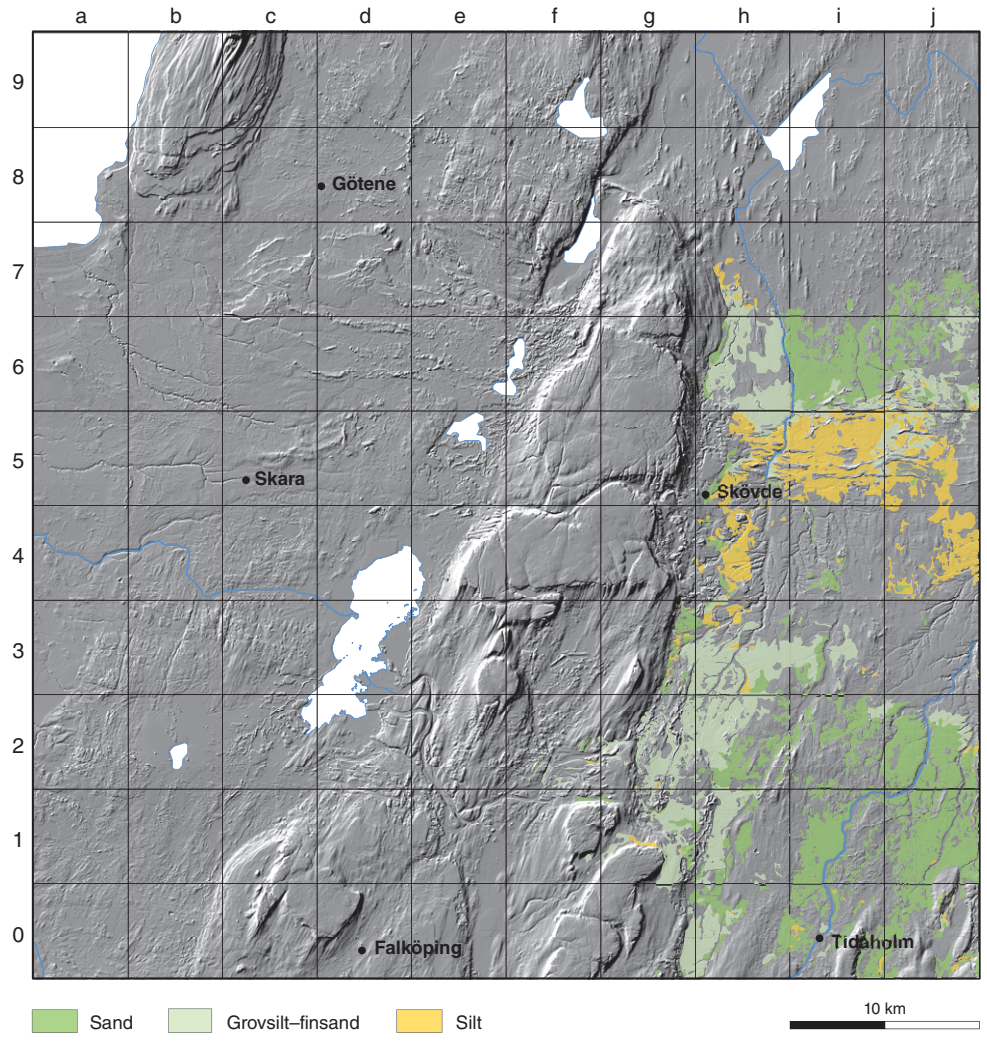
Under rubriken issjösediment ingår jordarterna glacial grovsilt till finsand och glacial silt men också glacial lera (fig. 64). Den sistnämnda jordarten beskrivs i kapitlet lera. I den södra delen av Tidansänkan domineras issjösedimenten av finsand. Norr härom, i den centrala delen av Tidansänkan, finns ett område som generellt har finkornigare sediment. Dessa betecknas



Figur 62. Sandurplan sydost om Ledsjö (6 d). Foto: Tore Påsse.
Sandur plain south-east of Ledsjö (6 d).



Figur 63. När vägen mellan Skara och Skövde byggdes ut blottades sandursediment som överlagrar lera utefter stora delar av vägen vid Brunnsbo (5 d). Foto: Tore Påsse.
Sandur sediment above clay at Brunnsbo (5 d).



Figur 64. Utbredningen av issjösediment inom kartområdet.
Glacial lake sediments within the mapped area.

på kartan som glacial lera, men hade kunnat betecknas som varvig lera om den beteckningen hade funnits (fig. 65). Den varviga leran kan antas ha bildats när Baltiska issjön intog sänkan. Ytterligare något längre norrut, runt de Mellansvenska ändmoränerna, består ytsedimenten av glacial silt. Denna underlagras troligen mestadels av varvig lera. Sedimenten norr om Skövde har kartlagts som grovsilt till finsand.

Issjösedimenten har bildats i en issjö vars hydrologi successivt förändrades under isavsmältningen genom att issjöns nivå genomgick stora förändringar. Vattennivån torde ha legat på ca 250 m ö.h. när de sydligaste sedimenten avsattes. Detta vet man eftersom issjösediment har påträffats upp till denna nivå mellan Varv (0 g) och Kungslena (1 g). Vid Kungslena finns ett pass vid 230 m ö.h. där Tidanissjön har dränerats under en period. I detta pass finns också tunna lager



Figur 65. Varvig lera i centrala Skövde. Den nedersta delen av lagerföljden i bilden uppvisar kraftiga deformationer, som sannolikt har tillkommit genom en isframstöt. Foto: Tore Påsse.

Varved clay in central Skövde. The lowermost part of the strata is deformed.

av issjösediment. Nivån på dagens markyta i Tidansänkan ligger grovt räknat runt 135 m ö.h. Detta innebär att det på vissa ställen har varit ett vattendjup på mer än 100 m i Tidanissjön under isavsmältningsskedet. När passet vid Mullsjön (öster om kartbladen) öppnades sänktes issjönivån till ca 160 m ö.h. Genom den pågående landhöjningen kom vattennivån, dvs. strandlinjen, något senare att sänkas till ca 135 m ö.h. varvid Baltiska issjön stängdes ute från Tidansänkan. Tidansänkan blev då åter en egen issjö.

Mäktigheten av issjösedimenten är generellt hög och jorddjup på 20–30 m är vanliga. Liksom andra finkorniga sediment bildar issjösedimenten utbredda plan. I sandiga delar, som t.ex. i södra och norra Skövde, bildar sedimenten formationer som kan betraktas som deltan. Deltat i södra Skövde är uppbyggt till ca 150 m ö.h. medan det i norr byggts upp till ca 135 m ö.h.

Vid omläggningen av väg 26 och när tunneln byggdes mellan Skövde och Skultorp kunde man studera vägskärningar över långa sträckor och till ganska stora djup. Generellt utgörs lagerföljden i detta område av finsand i ytlagren medan djuplagren vanligen utgörs av skiktad silt och lera. Issjösedimenten är ställvis uppblandade med grövre jordlager i form av isälvssediment. Enstaka stora block, som har droppats ner från flytande isberg, observerades i skärningarna. Eftersom issjösedimenten till stor del har avlagrats under Yngre Dryas-perioden har en del sediment utsatts för deformation av kraftiga isframstötar. Störda lager av issjösediment observerades på



Figur 66. Issjösedimenten i Skövdeområdet uppvisar på många platser deformationer som skapades av isframstötar. I denna bild visas en skärning för väg 26 nordost om Skultorp (4 h). Foto: Tore Påsse.

The glacial lake sediments in the Skövde area are deformed in many places. This photo is from road 26 north-east of Skultorp (4 h).

flera platser där den långa tunneln vid väg 26 byggdes. I figur 66 visas deformerade sediment nordost om Skultorp (4 h).

Den varviga leran öster om Billingen har utnyttjats av en lång rad geologer för att datera isavsmältningen med hjälp av lervarvskronologi, dvs. genom att mäta tjockleken av olika varv och jämföra varvtjockleken mellan olika lokaler. Först ut var Ahlman (1916) följd av Caldenius (1944), Nilsson (1968) och Björck & Digerfeldt (1989). De viktigaste lervarvskronologiska undersökningarna har gjorts av Strömberg (1985, 1994). Strömberg har funnit ca 900 lervarv i det område som anses avsmält under Yngre Dryas-perioden. I den kronologi som används i de paleogeografiska kartorna längre fram i denna skrift har åldern för den mellansvenska ändmoränzonen förlagts till mellan 12 500 och 11 500 år före nutid. Isranden vid 12 500 år före nutid har därför lagts något söder om det område som enligt Strömberg avsmält under Yngre Dryas-perioden.

I äldre litteratur rapporteras om ett mäktigt ”katastrofvarv”, som antogs ha bildats under tappningen. Detta varv tillmättes stor betydelse eftersom det ansågs visa en omfattande tappning och att denna händelse var möjlig att datera med lervarvskronologi. Strömberg (1994) har dock visat att det så kallade katastrofvarvet överlagras av mellan 150 och 200 vanliga varv, men också att de lersekvenser, som visar denna överlagring, finns på så hög nivå i terrängen att ett samband med tappningen är uteslutet. I figur 67 visas att det finns många möjligheter till feltolkningar vid i lervarvskronologiska arbeten.



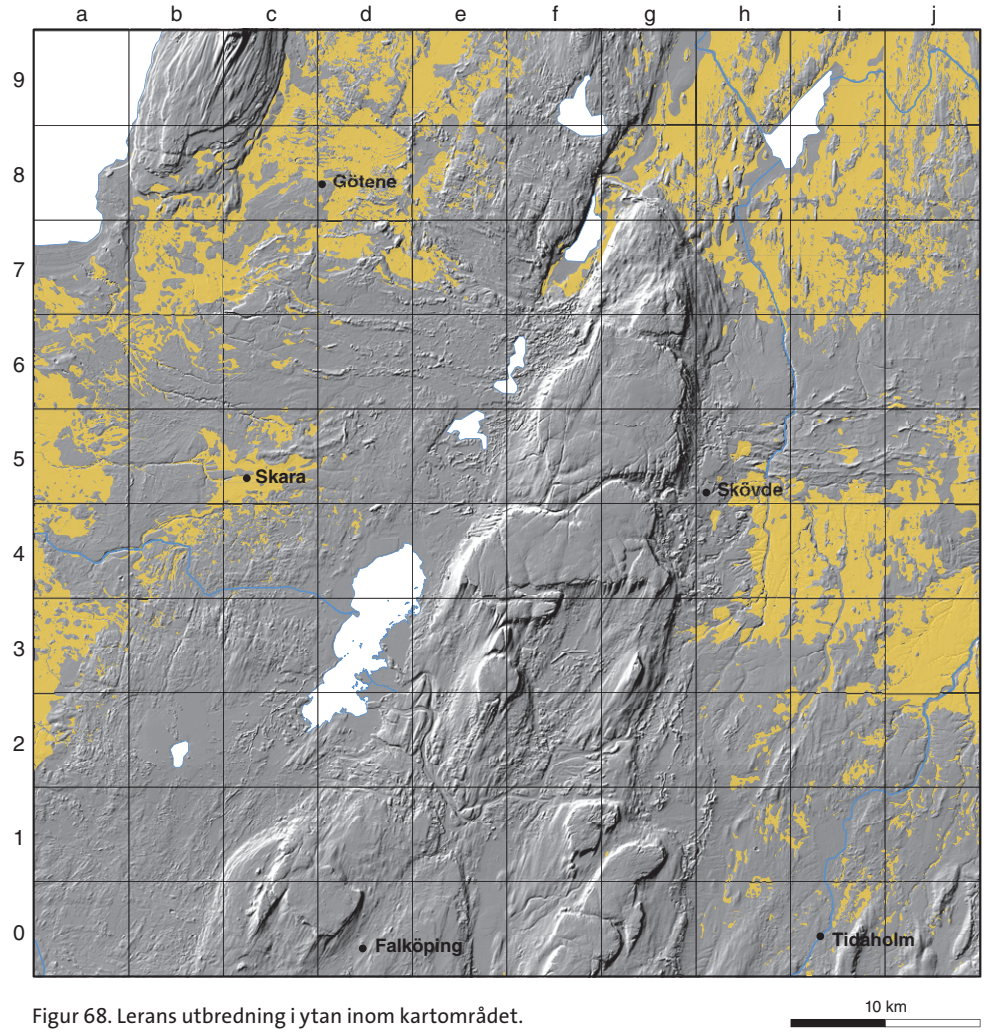
Figur 67. Det finns många möjligheter till feltolkningar vid i lervarvskronologiska arbeten. Fotot visar en upprensad del av varvig lera från centrala Skövde. Inom varje varv finns skiktningar som skulle kunna misstolkas som varv, särskilt om undersökningen har gjorts från en borrkärna där det inte fanns möjlighet att följa enskilda skikt lateralt. Foto: Tore Påsse.

There are many possibilities for misinterpretations in chronological work with varved clay. This photo shows a sequence from Skövde, where different layers could have been interpreted as varves if the sampling was done by coring.

Lera

Lera har en relativt stor utbredning i kartområdet (fig. 68). Leran bildades av det finkorniga slam som fördes ut i havet eller till issjöar under inlandsisens avsmältning. Öster om Billingen finns ett område där avsättningen har skett som varvig lera i Tidanissjön eller Baltiska issjön. Väster om Billingen finns i stället en mer homogen eller svagt skiktad marin lera som bildades i samband med isavsmältningen. I äldre litteratur går denna lera under beteckningen ishavslera. Lera påträffas idag under HK eller i lägen där issjöar har funnits. Figur 68 ger egentligen ingen rättvis bild av lerans utbredning eftersom lera på många ställen överlagras av andra jordarter. Väster om Billingen överlagras leran således över stora områden av svallsand. Dessutom överlagras leran inom ett stort område även av isälvssediment. Detta markeras på kartan med en egen beteckning. Även i Tidansänkan, där lera bildats i issjöar, har leran betydligt större utbredning än vad som framgår av figur 68, eftersom leran där på många ställen överlagras av grövre issjösediment.

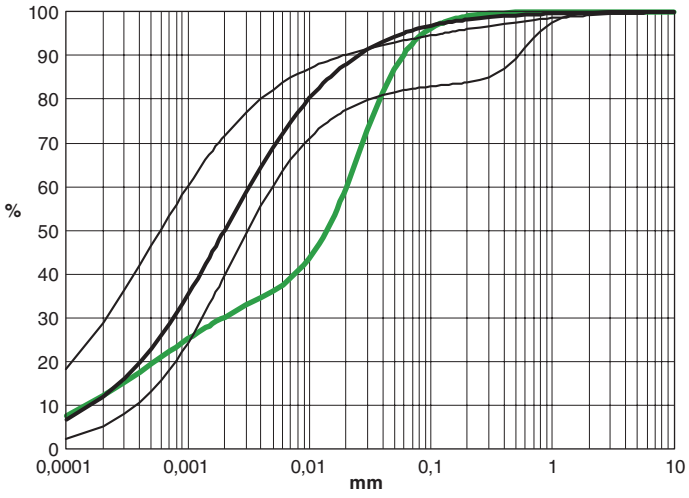
HK brukar vanligtvis kunna definieras översiktligt i terrängen genom lerans utbredning. Så är inte fallet inom stora delar av kartområdet. En orsak till detta är att lera har avsatts i issjöar



Figur 68. Lerans utbredning i ytan inom kartområdet.
Clay in the mapped area.

över HK. En annan orsak är att de först avsatta lerorna har överlagrats av yngre supraakvatiskt avsatta isälvsediment eftersom isavsmältningen skedde under så lång tid inom området. En tredje orsak är att lerorna har deformerats och körts ihop i ryggar till randbildningar, såsom exempelvis vid Ledsjövallen (7 d). På grund av mycket tidig avsättning, och kanske genom deformation, finns lera inom kartområdets centrala delar upp till ca 125 m ö.h. Den marina leran i väster, som avsatts mer ostört, bildar ett slättland som sänker sig ner mot Vänern i nordväst. I öster når dessa lerslätter upp till mellan 100 och 110 m ö.h.

Avsättning av lera sker på olika sätt i havet respektive i issjöar. I sötvattenmiljö sedimenterar glaciärslammet partikel för partikel. Sand sjunker till bottnen på ett par timmar medan siltpartiklarna kan behöva några dagar att nå bottnen. De minsta lerpartiklarna kräver däremot veckor eller månader för att sedimentera. Sedimentation kan endast ske under mycket lugna



Figur 69. Kornstorleksanalyser, som har gjorts på leror från Varola (3 i), Moholm (9 j) och Götene (8 d), visas med svarta kurvor i diagrammet. Dessa tre analyser jämförs med kornfördelningen i en typisk lera från Västkusten (grön kurva). Det är anmärkningsvärt stor skillnad i kornstorleksfördelningen mellan lerorna från karteringsområdet och de från Västkusten. En tänkbar förklaring till detta ges i texten.

Grain size distribution curves from four clays. The green curve shows the grain size from typical marine clay from the Swedish west coast. This curve should be compared to the black curves, which show three clays from the mapped area. The clay content is much higher in the mapped area.

förhållanden. Genom detta ”ojämna” sedimentationsförlopp mellan olika kornstorlekar kan det ha bildats varvig lera vid isavsmältningen. Under sommarens intensiva avsmältning bildades därför ett relativ sett grovt skikt medan det under ”vintern” bildades ett finkornigt lerskikt. Dessa två skikt bildar ett så kallat varv som antas representera en årscykel i isavsmältningsförloppet. I saltvatten sker sedimentationen på ett helt annat sätt. Saltet i havsvattnet gör att de mindre partiklarna oberoende av kornstorlek klumpar ihop sig och bildar aggregat. Dessa aggregat innehåller mängder av små partiklar som är hopbundna av laddade joner. Aggregaten sedimenterar tillsammans med de grövre sand- och siltpartiklarna. Sedimentationshastigheten hos enskilda aggregat motsvarar således den hastighet som sand eller silt sedimenterar i. Denna process innebär dels att allt slam sedimenterar mycket snart efter det att det har nått havet och dels att leran blir homogent lagrad. Vid kornstorleksanalys av marina leror dispergeras proverna. Då tas bindningarna i aggregaten bort. Detta ger analysresultaten ett speciellt signum för de marina lerorna, nämligen två olika kornpopulationer: dels en finkorning, mycket dåligt sorterad kornpopulation som ursprungligen har bestått av partiklar i olika storlekar som bildat aggregaten, dels en något grövre välsorterad population. I leror som har bildats i sötvatten uppstår inte den osorterade finkorniga aggregatpopulationen utan de finkorniga partiklarna bildar välsorterade kornpopulationer i de olika skikten. Det slam som har producerats vid isavsmältningen var givetvis lika i havet som i issjöarna, men den ovanstående beskrivna processen gjorde att de sedimenterade på olika sätt. Detta gör det möjligt att skilja marina leror från sötvattensleror.

Kornstorleksanalyser som gjorts på leror från Varola (3 i), Moholm (9 j) och Götene (8 d) visas i figur 69. Dessa tre analyser jämförs med kornfördelningen i en typisk lera från västkusten, i

detta fall med en lera från Fjärås i Halland. Det är anmärkningsvärt stor skillnad i kornstorleksfördelningen mellan lerorna från nämnda område och västkusten, genom att lerorna från Västgötaslätten har betydligt högre lerhalt. Leror med extrem hög lerhalt har påvisats inom de östra delarna av det angränsande kartbladet 9D Mariestad SO (Engdahl 2002). Denna lertyp går där under namnet ”Vadsbolera”. Avsaknaden av en aggregatpopulation i dessa leror behöver inte nödvändigtvis betyda att de har bildats i sötvatten. Den höga lerhalten i denna ”lokala” lertyp kan ha en annan orsak. Under några hundratals år avvattnades Ancylussjöns vatten över detta område. Under Ancylusfasen låg inlandsisens front längs Norrlandskusten. Det slam som då bildades vid isavsmältningen kom till övervägande del att sedimentera lokalt i Ancylussjön. De allra finaste partiklarna skulle möjligen kunna ha följt med i dräneringsvattnet och ut i Vänersänkan där det mött saltvatten och sedimenterade utan inblandning av grövre partiklar i Vänersänkans östra del.

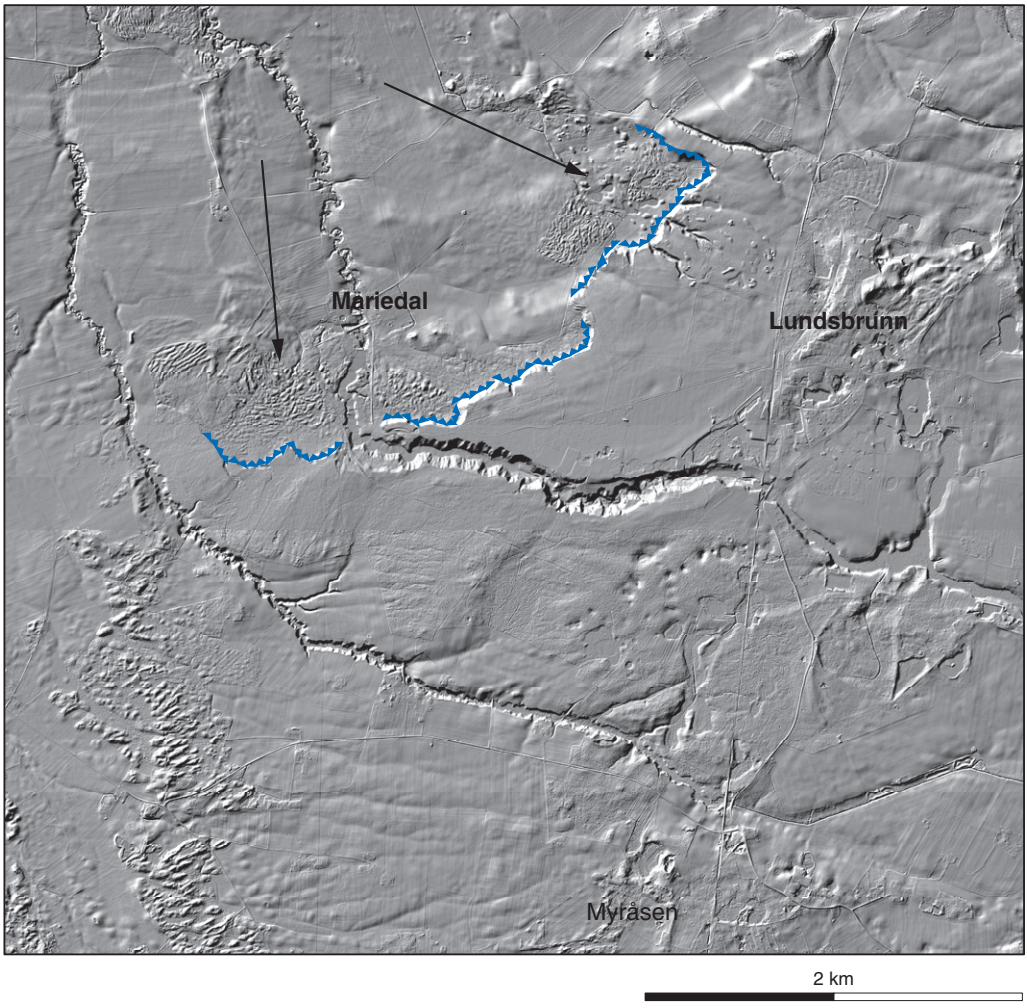
Mäktigheten av den marina leran väster om Billingen är generellt störst i de västligaste delarna av kartområdet. Där finns borrningar som uppvisar ca 30 m lera. Vad gäller den varviga leran uppvisar en borrning vid Timboholm (5 h) i Skövde en mäktighet av 18 m. Mäktigheterna är lägre norr och söder härom.

Inga skal av marina djur har påträffats i leran under kartläggningen. Detta visar antagligen att marina djur har varit sällsynta. Johansson (1943) har rapporterat ett fynd av *Portlandia arctica* vid det forna tegelbruket vid Mariedal (7 b–c). Magnusson (1986) har tagit prov på lera vid Skara och noterat att leran innehöll marina mikrofossil samt skal av marina musslor såsom *Hiatella arctica*, *Portlandia arctica* och *Macoma calcarea*. Johnson& Ståhl (2010) har påträffat ett skal av *Astarte borealis* eller *Macoma calcarea* vid Brunnsbomarken (5 d). De har också påträffat en del marina foraminiferer och ostrakoder vid Kollbogården (7 c). Kol-14-dateringar av några av dessa fynd redovisas i ett senare kapitel.

Raviner och skred

Bildningen av raviner i finkorniga sediment är en naturlig erosionsprocess. Processen kan emellertid både påskyndas och förhindras genom mänskliga ingrepp och åtgärder. Raviner bildas i vattenmättade flytbenägna jordarter genom erosion i ytan av rinnande vatten eller genom läckage av grundvatten i en sluttning. Erosionen fortsätter mot djupare delar och bakåt i ravinen till dess fastbotten eller öppen vattenyta nås. Ravinbildning är som regel mest intensiv under snösmältningsperioden. Främst bildas raviner i siltiga sediment och i grova leror. Inom kartområdet har raviner främst bildats i sediment som har avsatts i Tidanissjön, söder om Mellansvenska ändmoränerna. Detta område skiljer sig jordartsmässigt från de områden längre norrut som har bildats i samband med att de Mellansvenska ändmoränerna bildades men även ytterligare längre norrut där leran avsattes i marin miljö. I ingen av dessa miljöer har raviner bildats. ”Tidanissjöns” raviner har utbildats i ett mycket plant område. Vattendragen dräneras i nordlig riktning, medan ravinerna huvudsakligen utbildats i öst–västlig riktning.

Även om skred är sällsynta inom området finns faktiskt ett av de största skred som har rapporterats i Sverige inom kartområdet (fig. 70). Detta skred har skett vid Mariedal (7 b–c) och har beskrivits av Johansson (1943).

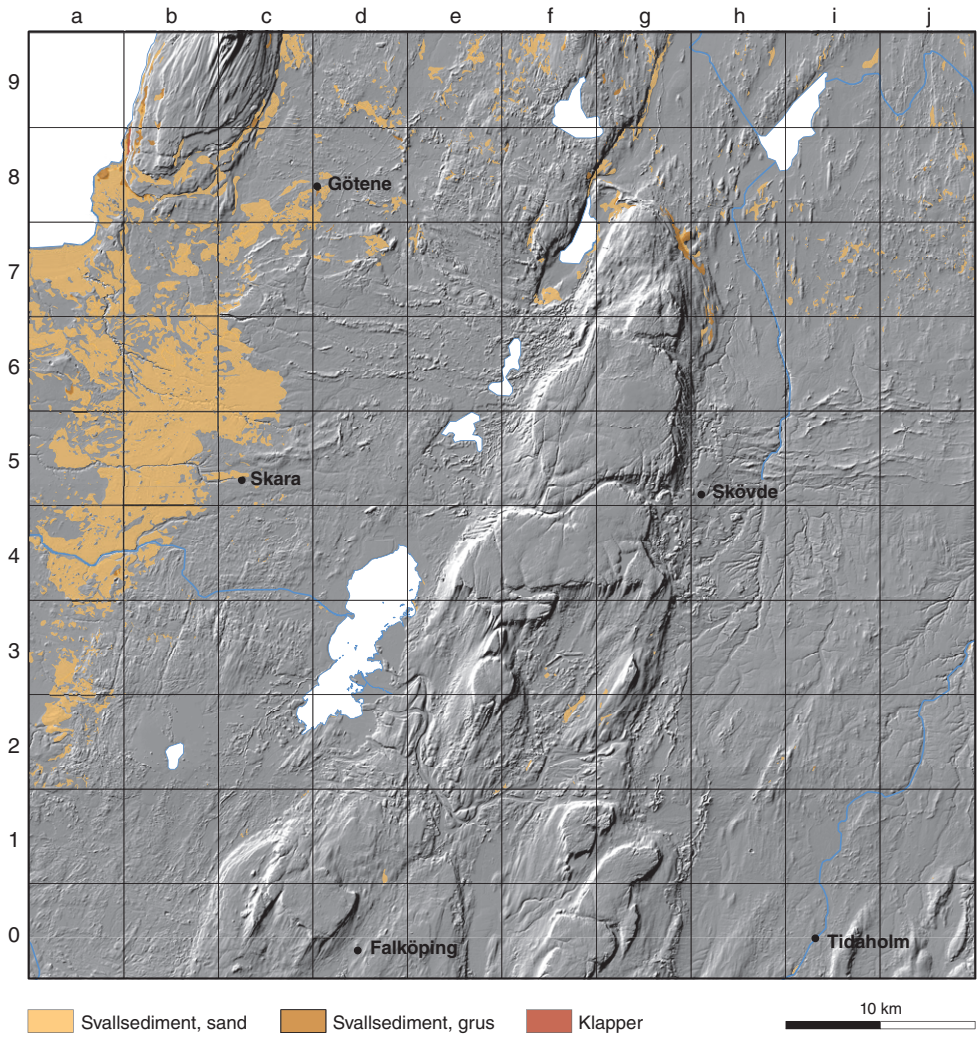


Figur 70. Skredet vid Mariedal som beskrivits av Johansson (1943) ses centralt i kartan. Pilarna pekar på det karaktäristiska mönster som bildas av skredmassorna i höjddatabasen. Skredkanten har markerats med blå linje.
Landslide at Mariedal (7 b–c) described by Johansson (1943) and here visualized by Lidar data.

Klapper, svallgrus och svallsand

Utbredningen av klapper, svallgrus och svallsand visas i figur 71. Dessa sediment finns huvudsakligen under HK i kartområdets västra delar.

För att svallgrus ska bildas krävs tillgång till ett grovt material i form av morän eller isälvssediment. En annan förutsättning som man sällan beaktar är att svallgrusbildning kräver sluttande terräng och givetvis då under HK. Dessa förutsättningar saknas över stora delar av kartområdet. Svallgrus påträffas därför endast inom ett begränsat område runt Kinnekulle. Främst påträffas där grova svallavlagringar nedanför berget norr om Källby (8 a) och vidare norrut i en



Figur 71. Utbredningen av svallsand, svallgrus och klapper.
Postglacial sand and gravel in the mapped area.

bård längs Vänern upp till Hällekis inom kartområdet 9D Mariestad SV. Spridda förekomster finns även uppe på Kinnekulles västsida, men även på dess östsida.

Svallgruset norr om Källby är på sina ställen mycket grovt och innehåller en hel del block. Denna avlagring har bildats under väldigt lång tid vid Vänerns strand genom att sjöstjälpningsförloppet har fått stranden att sjunka mycket sakta. Norr om Råbäckshamn, ca 1 km norr om kartområdet inom kartområdet 9D Mariestad SV, förekommer utbredda klapperfält (fig. 72).

Vid kartläggningen har den mest finkorniga och välsorterade sanden skiljts ut från den mer ordinärt blandade och lite grövre sanden. Finsanden finns främst i de allra västligaste och lägst liggande delarna av kartområdet där de bildar flacka fält, vanligen överlagrande lera.



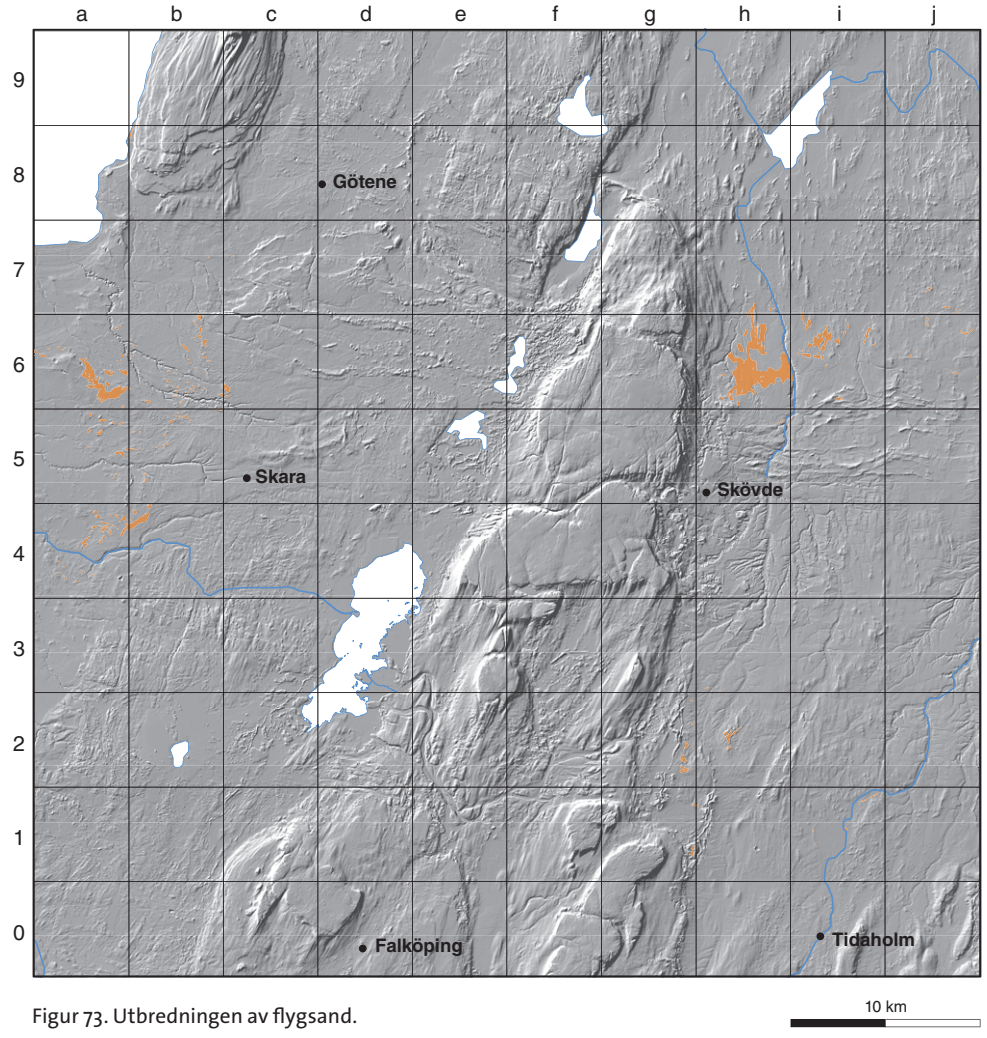
Figur 72. Klapperfält norr om Råbäckshamn, inom kartområdet 9D Mariestad SV. Foto: Tore Påsse.
Cobble field at Råbäckshamn.

Vindsediment (eoliska sediment)

Utbredningen av vindsediment visas i figur 73. Vindsediment består vanligen av flygsand som är en mycket välsorterad jordart. Den består huvudsakligen av partiklar i kornstorlekar runt 0,1 mm. Flygsanden kan avsättas som kullar och ryggar i s.k. flygsandsdyner. Dessa dyner når på vissa ställen höjder uppemot 7–8 m (fig. 74). Flygsand kan vara mycket svår att skilja från ”vanlig” postglacial sand som är bildad som svallsediment, om denna senare är mycket välsorterad. Detta är inte så konstigt med tanke på att flygsanden bildas från den postglaciala vattenavsatta sanden. Eftersom det kan vara svårt eller omöjligt att skilja olika sandtyper åt är det bara flygsand med egenformer som har markerats på jordartskartorna.

Bildning av flygsand är delvis en pågående process. Under torra vårar och innan vegetationen har bundit sanden inom flygsandsområdena kan luften bli alldeles disig av sand vid stormar. Den sandflykt som sker idag ser dock inte ut att ge upphov till dyner.

Flygsandsdyner finns framför allt inom två områden, dels väst och nordväst om Skara, dels norr om Skövde. I det senare området är grunden för flygsanden de finkorniga issjösedimenten. Flygsand har avlagrats på nivåer mellan 120 och 85 m ö.h. De flesta avlagringarna ligger dock mellan 105 och 90 m ö.h.



Figur 73. Utbredningen av flygsand.
Aeolian sand in the mapped area.

Vid Ulvåker (6 i) är flygsanddynerna uppemot 5 m höga. Flygsand finns här och var inom Tidanbäckenet med dess issjösediment. Nordväst om Kobonäs (1 i) finns tre flygsanddyner, som är ca 3 m höga och 50 m långa. Mellan Hasslösa (5 a) och Vinninga (6 a) finns stora områden med flygsand. Inom detta område finns många dyner som höjer sig 5–10 m över omgivande terräng.

Frostmarksfenomen

Vindslipade stenar och block

Vindslipade block, stenar och gruskorn finns relativt rikligt inom kartområdet. Vindslipade ytor bildas genom att sandkorn eller iskristaller blästrar stenar, block och berg (fig. 75). Detta sker



Figur 74. Flygsandsdyn vid Ulvsåker (6 i). Foto: Tore Påsse.
Dune with aeolian sand at Ulvsåker (6 i).



Figur 75. Ytan på en vindslipad sten. Vindslipning är en process där sandkorn eller iskristaller blästrar ytan på stenar, block och berg. Detta sker främst vid starka vindar under arktiska förhållanden. Vindslipningen ger ytor med särskilda karaktäristiska drag. Mest typiskt är att ytan inte blir slät utan knölig samtidigt som den är välpolerad. Spår av vindslipning påträffas framför allt på stenar eller hällar som består av röda fältspatrika bergarter. Orsaken till detta är att fältspaten har en optimal hårdhet för att både bli blästrad och få den blästrade ytan bevarad. Foto: Tore Påsse.

The surface of a windblown stone.

främst vid starka vindar under arktiska förhållanden. Sådana förhållanden rådde i kartområdet under Yngre Dryas-perioden. Inom kartområdet är förekomsterna av vindslipade stenar något vanligare i de sydligaste delarna, något som sannolikt beror på att detta område har påverkats av arktiska vindar under längre tid. Vindslipade partiklar påträffas dock ända upp mot de nordligaste Mellansvenska ändmoränerna.

Några lokaler med vindslipade stenar och block är värda att nämnas. Vid Furubacka (1 a) finns vindslipade stenar och block överlagrade av relativt mäktiga lager av sand. Sanden bildar ett kulligt landskap och antas ha bildats vid en isframstöt vid tiden för bildningen av Levenemoränen.

Nordost om Putsasjön (1 a) finns ett blockig småkulligt moränlandskap som genomskärs av erosionrännor fyllda med sorterat grus. Diken som grävdes i dessa rännor visar att vindslipade stenar förekommer rikligt i erosionsrännorna. I norra delen av Valle härad i Lerdalaområdet (7 f) förekommer en hel del vindslipade block. Blocken påträffas på nivåer ner till 100 m ö.h. och undantagsvis lägre. En vindslipad häll finns drygt 2 km öster om Kavlås (1 h).

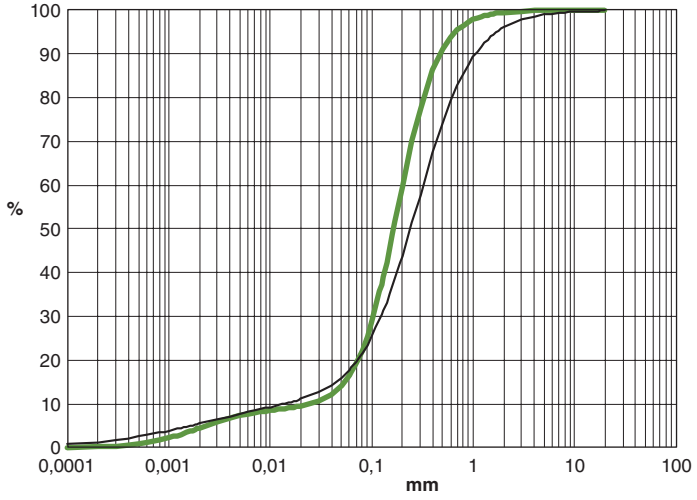
Flytjord

Under Yngre Dryas-perioden var klimatet extremt kallt och marken var ständigt tjälad, ett tillstånd som går under benämningen permafrost. Tjälen nådde under denna period ner till stora jorddjup även om det ytligaste lagret tillfälligt kunde tinas upp under sensommaren. Det upptinade ytlagret brukar kallas det aktiva lagret. Eftersom den is som tinade i de övre marklagren inte kunde infiltrera ner på djupet, blev det aktiva lagret mättat på vatten. I detta tillstånd kunde marklagren lätt utsättas för omdanande krafter och deformeras genom så kallad kryoturbation. Denna process har beskrivits av bl.a. Påsse (2007). Permafrosten medförde även att smältvattnet från inlandsisen inte kunde infiltrera marken utan måste rinna av längs ytan. I synnerhet i sluttande terräng eller längs ”dalbottnar” skedde då rätt omfattande omlagringar av tidigare avsatta ytjordlager. Sand och grovsilt är särskilt lättrörliga kornstorlekar. Omlagrade sediment genom denna process benämns flytjord. Bildningen av flytjord har också sin orsak i att vegetationen under denna tid var mycket sparsam. Lager av mull hann ofta inte utvecklas. Denna typ av jordlager har sällan uppmärksammats och har aldrig kartlagts inom SGU som just flytjord. En av orsakerna är att omlagring av en jordart inte alltid märks om den avlagras på ett liknade sediment. Kännetecknande för de omlagrade jordlagren är att de vanligtvis innehåller vindslipade block, sten och gruspartiklar.

För att visa hur denna flytjordsomlagring har påverkat ytlagret togs två prover för kornstorleksanalys vid Bjärkaskolan (3 c) norr om Bjurum (fig. 76). Ett annat prov togs vid Slättäng (6 f) på toppen av isälvsavlagringen i Valle härad (fig. 77). I synnerhet de sluttande partierna i rännorna i Valle härad täcks av en jordart som skiljer sig mycket från det underliggande gruset. En orsak till den avvikande jordarten i ytan kan vara att isälvssedimenten innehåller en mycket hög andel av lättvittrad skiffer.

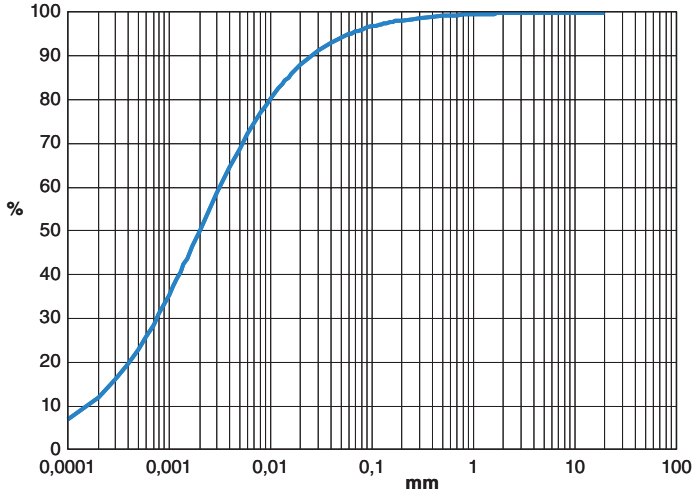
Fossil iskil

Iskilar är frostmarksfenomen som kan utvecklas i ytlagren i tjälad mark när det uppstår sprickor i marken vid extrem kyla. När det aktiva lagret tinar under sensommaren kan vatten dräneras ner i dessa sprickor. Om detta smältvatten återfryser när det kommer i kontakt med det tjälade



Figur 76. Kornstorleksfördelningen i flytjord som överlagrar morän vid Bjärkaskolan (3 c). Flytjorden överlagrar vindslipade block och stenar.

Grain size distribution in solifluction sediments from Bjärkaskolan (3 c).

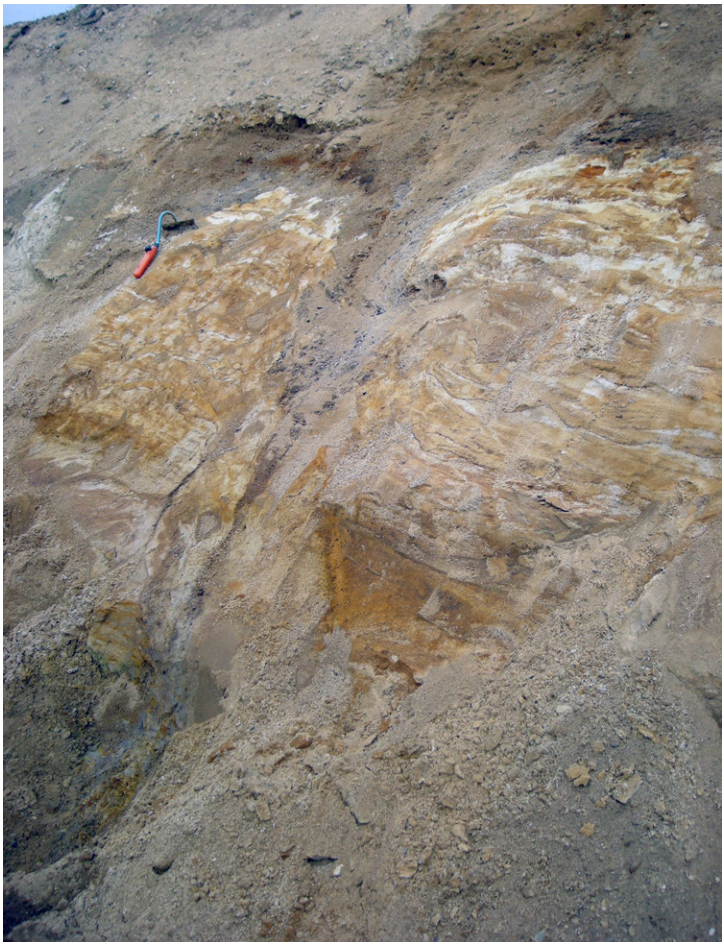


Figur 77. Valle härad är huvudsakligen uppbyggd av relativt grova isälvssediment, åtminstone i de delar där lagerföljden kunnat observeras. På ryggar i Valle härad, dvs. i sluttande terräng, förekommer ett väldigt finkornigt material i ytan. Diagrammet visar ett sådant sedment insamlat vid Slättäng (6 c). Lerhalten i detta sediment är 50 %.

Grain size distribution curve from sediment at Slättäng (6 f), resting on top of the coarse glaciofluvial sediments at Valle härad.

lagret, utvidgas sprickan av nybildad is. Härigenom kan kilen växa både lodrätt och vertikalt. När den ständiga tjälen senare tinar kan den tidigare isfyllda sprickan fyllas upp med nedrasad jord. Genom detta bildas en struktur som benämns fossil iskil.

En välutvecklad fossil iskil påträffades sydost om Ledsjövallen (6 d) i en grundgrävning för ett vindkraftverk (fig. 78). Ytlagret vid platsen består av grus som har bildats i ett sandurfält. Under gruset ligger skiktad finsand. Marknivån vid platsen för den fossila iskilen är 117 m ö.h. För att tjäle ska ha utvecklats i detta område till ett så stort djup, antas havsstrandens nivå vid tiden för bildningen ha varit lägre eller lika med ungefär 110 m ö.h. Förekomsten av en iskil på denna nivå ger oss en uppfattning om havsstrandens nivå vid slutet av Yngre Dryasperioden. Denna nivå är av stor betydelse för att förstå vad som hänt under tappningen av Baltiska issjön.



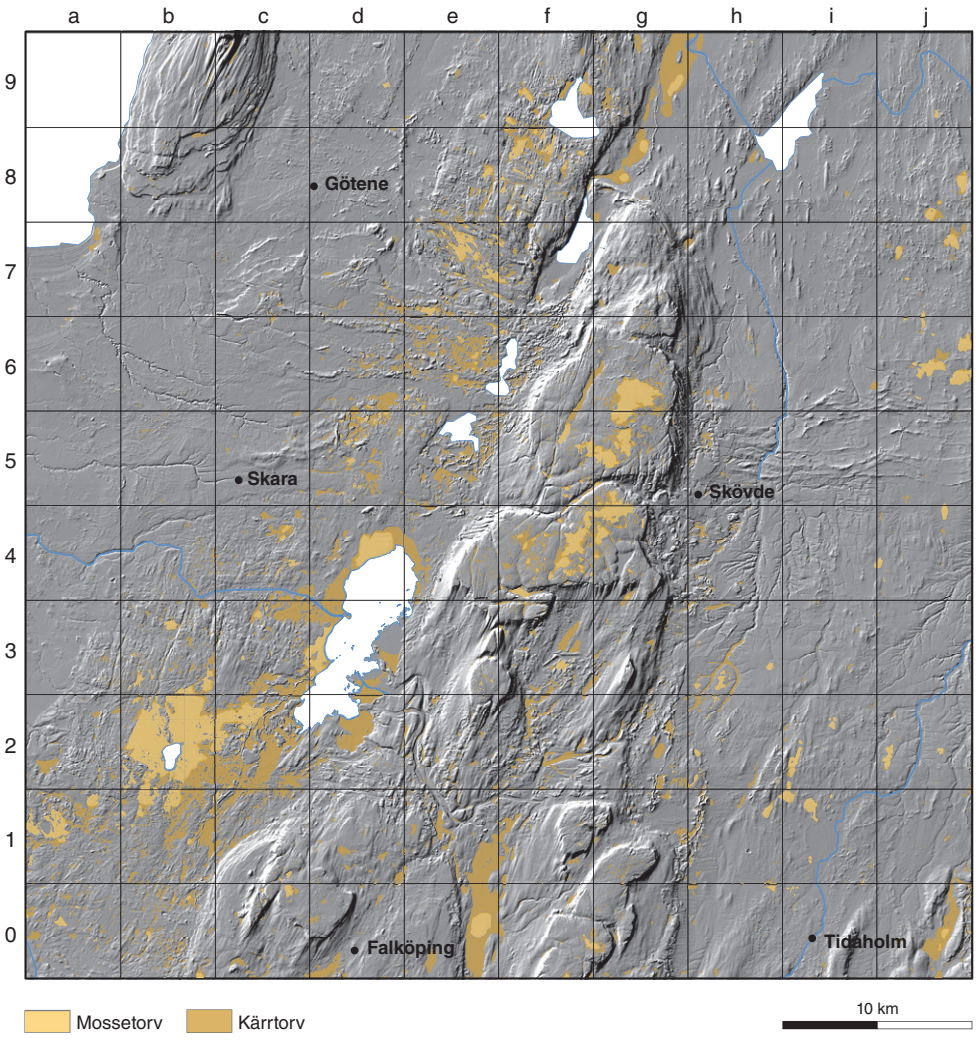
Figur 78. Fossil iskil sydost om Ledsjövallen (6 d). Foto: Tore Påsse.

Fossil ice wedge cast at Ledsjövallen (6 d).

Postglaciala organogena avlagringar

Till de organogena avlagringarna räknas torv, sjösediment i form av gyttja, gyttjelera och kalkgyttja samt kalktuff, dvs. kalkutfällningar som har bildats vid framrinnande kalkhaltigt vatten.

Torvmarker kan bildas genom igenväxning av sjöar, försumpning och genom översilning. Bland torvavlagringarna särskiljs mossar och kärr. Mossar bildas i fuktiga näringsfattiga miljöer med riklig nederbörd. Vegetationen på områdets mossar domineras av vitmossa, ljung, tuvull, skvattram och tall. Kärr bildas i fuktiga, mer näringsrika låglänta eller sluttande miljöer. Vegetationsmässigt karaktäriseras de av gräs, vass, starr, fräken och fuktighetsälskande örter. Kärr kan även vara bevuxna med viden, al, björk och gran. Kärr bildas också genom att sjöar växer igen. Dessa kärr kan då underlagras av gyttja och av torv som bildats i strandkanten. Inom kartområdet finns även en mer speciell typ av kärr, nämligen rikkärr. Dessa karaktäriseras av större artrikedom, särskilt av kalkgynnade växter. Rikkärr finns på platåbergens sluttningar. Inom kartområdets slättområden är kärren till allra största delen uppodlade.



Figur 79. Utbredning av torv inom kartområdet.
Peat in the mapped area.

Torv

Figur 79 visar utbredningen av kartområdets torvavlagringar. Av denna framgår att torvavlagringarna främst finns inom ett stråk från kartområdets sydvästra hörn upp mot kartområdets norra delar. I själva verket är det två parallella stråk. Det ena stråket utgörs av lågområdet från Hornborgasjön och norrut förbi sjön Lången. Det andra stråket av torv ligger inom det låglänta urbergsområde som sträcker sig väster om Hornborgasänkan och Långensänkan.

Lågområdet mellan Hornborgasjön och norrut förbi sjön Lången kan på sätt och vis jämställas med en dalgång, eftersom det omges av högre områden både i väster och framför allt i öster. Att

detta område idag inte framstår som en dalgång beror till stor del på att området har fyllts med sediment. I ”dalgången” finns många sjöar och ett mäktigt och uthålligt isälvsstråk. Avlagringarna i detta stråk utgörs huvudsakligen av kärrmarker och gammal sjöbotten, vilket visar på en hög grundvattennivå inom denna ”dalgång”. Inom Valle härad finns en stor mängd torvmarker. De flesta av dessa har tillkommit genom igenväxning av sjöar. Detta är anmärkningsvärt med tanke på hur många sjöar det finns än idag i detta område.

Det andra parallella stråket av torv är småkuperat och starkt dominerat av kalt berg eller relativt tunna moräntäcken. Detta har skapat förutsättningar för tillväxt av torv i sänkor i berget. Området är dock relativt platt och ett flertal mossar som föds av regnvattnet har utvecklats i detta område.

Det finns mycket information att hämta från litteraturen om de postglaciala organogena avlagringarna. Ingående undersökningar av Hornborgasänkans avlagringar gjordes av Sandegren (1916). Torvmarksinventeringar i hela regionen genomfördes av von Post (1923a, 1923b). G. Lundqvist har också genomfört en hel del borrningar och pollenanalyser i området. Dessa finns publicerade i den gamla karbladsbeskrivningen till Skövdebladet (Munthe m.fl. 1928) samt i beskrivningen till kartbladet Lugnås (Lundqvist m.fl. 1931). I dessa publikationer redovisas profiler som har konstruerats efter detaljerade undersökningar över flera mossar och kärr i området. Pollenanalytiska undersökningar har också gjorts av Fries (1956) i Varnhemsområdet och av Björck & Digerfeldt (1984, 1986, 1991) på Billingen och i området runtom.

Områdets största mossar, förutom Rösjömossen (2 b), finns uppe på Billingens näringsfattiga och platta diabasplatå. Blängmossens (6 g) lagerföljd redovisas av Munthe m.fl. (1928). Denna utbredda högmosse har en mäktighet av ca 5 m. En pollenanalys visar att mossen bildades för 2 500 till 3 000 år sedan. Många av landets högmossar uppstod faktiskt vid denna tid. Detta hänger ihop med att klimatet förändrades radikalt till ett betydligt kallare klimat i förhållande till tidigare årtusenden, men också genom att många kärr vid denna tid hade nått ett stadium då de hade fyllt ut sin sänka så att de i fortsättningen bildade torv ovan grundvattennivån.

För Åsle mosse (0 e) anger Sandegren (1916) en lagerföljd bestående av 4 m torv i den norra delen av högmossen underlagrad av gyttja och kalkgyttja. Åsle mosse har dränerats med en ca 3,5 m djup kanal. Sjöarna Lången och Östen har båda sänkts för att få odlingsbar mark. Som följd av detta utgörs därför dagens markyta, i sjöarnas tidigare södra delar, av sjösediment i form av gyttja och lergyttja.

I området söder och väster om Stenstorp (2 f–g) har en serie erosionsrännor skurits ut av det vatten som avvattnade Tidanissjön. Dessa rännor har styrt avrinningen i området även under senare tid, varvid torv bildats i de sluttande rännorna.

Vad gäller torvens utbredning finns det skäl att nämna den mer speciella förekomsten av torv i kartområdets sydöstligaste del, i området nära Källefall (0 j). Här ligger nämligen ett pärlband av små torvavlagringar längs en vacker sträcka av en rullstensås.

Norr om Kvarnabacken (7 f) finns en mycket blöt och brant källmyr. Denna torvmark har sannolikt bildats genom ett diffust men mycket rikligt läckage av grundvatten från Valle härad. Källmyren är omgiven av sand som bildar en brant ravin med 10 m höga kanter. Ravinen har troligen bildats genom bakomgripande erosion. Myren är ca 600 m lång och sänker sig ungefär 10 m på denna sträcka, något som gör den till en speciell sevärdhet. En betydligt mindre källmyr ligger ute på åkermarken norr om Lerdala (7 f). Vid Ingvaldstorp (2 f) finns en vacker öppen översilningsmyr i sluttningen till Sydbillingen. Diffusa källor har bildat en källmyr på Sydbillingens sluttning vid Kallsågsmossen (3 g) som skyddas i form av naturreservat.

En sammanställning av de borrningar som von Post (1923a, 1923b) gjorde under torvmarksinventeringen har använts för att statistiskt beräkna medelmäktigheterna av de organogena postglaciala bildningarna. Av de 179 lagerföljder som redovisas kommer 95 från mossar och 79 från kärr. De organogena avlagringarnas medelmäktighet (torv och gyttja) uppgår till 3,5 m. Det blev samma resultat när beräkningarna gjordes uppdelade i kärr respektive mosse. Inom områden med sedimentberggrund och i dess närhet visar i stort sett varenda borrning som nått sjösediment att de äldsta gyttjorna i området generellt består av kalkgyttja. Vid kartläggningen har kalkgyttja också hittats under torv vid en lång rad platser, bl.a. ostnordsost om Skattegården (1 b), sydost om Björstorp (1 b), väster om Högstena (1 f), vid Pickagården (2 f) och Backagården (3 f), väster om Ranstad samt nordost om Trädgården (3 g) vid Borgunda.

Sjöregleringar vid Hornborgasjön och Röde mosse

Ett flertal sjöregleringar har gjorts i området för att torrlägga sjösediment eller strandtorv för odling. Även en stor del av områdets kärrmarker har ”reglerats” dvs. dränerats för att vinna jordbruksmark. Inom slättområden är det idag därför mycket sällsynt med naturliga kärrmiljöer – torven är kvar men kärrvegetationen har bytts ut mot odlade grödor. Sjöarna Östen, Lången och Hornborgasjön har alla reglerats under slutet av 1800-talet och början av 1900-talet.

De torrlagda delarna vid sjöregleringarna består huvudsakligen av kärrmarker och gammal sjöbotten. Det finns dock undantag i form av delar som består av mossar, som har utvecklats eftersom kärrtorven har växt så kraftigt att torvtillväxten har nått över grundvattennivån. Ett intressant exempel på detta är Rödemosse (4 d) i norra delen av Hornborgasjön. I detta fall är det dock landhöjningen som har hjälpt till att höja ”mossen” över grundvattenytan eller egentligen över Hornborgasjöns vattenyta. Detta har skett genom sjöstjälpning. Hornborgasjön har sitt utlopp åt väster, i mitten av den nuvarande sjön. Eftersom landhöjningen är större i den norra delen av sjön än vid utloppet så har den norra delen av sjön successivt torrlagts. Det omvända gäller den södra delen av sjön som successivt blivit djupare och mer utbredd. Sjöstjälpningen vid Hornborgasjön undersöktes redan 1916 av Sandegren. Han konstaterade att sjösedimenten i norra delen av Hornborgasjön påträffades på nivåer över den nuvarande vattenytan medan sjösedimenten i den södra delen enbart påträffades på djupet. Sandegren baserar sina stratigrafiska tolkningar av pollenanalytiska dateringar. Intressant i sammanhanget är att dessa pollenanalytiska dateringar tillhör de allra första dateringar som gjordes med denna metod. Med utgångspunkt från dateringarna antar han att strandnivån låg ca 6 m under dagens nivå vid Bjurum (2 c) vid början av Boreal tid, dvs. för ca 10 000–9 000 år sedan. Under senare år har sjöstjälpningsmetoden utnyttjats mer detaljerat och i kombination med kol-14-dateringar för att utreda landhöjningens förlopp (Påsse 1998b). Dessa undersökningar ligger till grund för den landhöjningsmodell som har använts för att konstruera de paleogeografiska kartor som visas i avsnittet *Paleogeografisk utveckling – sammanfattning av områdets utveckling*.

Röde mosse har höjt sig över Hornborgasjöns nivå på både naturlig väg och genom människans reglering. I Sandegrens rapport från 1916 finns två foton som visar en brant erosionsterrass som har bildats vid Röde mosse. Lagerföljden vid erosionsbranten består överst av 2 m vitmosstorv. Därunder kommer en igenväxningslagerföljd som består av starrtorv, vasstorv och kalkgyttja. Allt är underlagrat av lergyttja. Röde mosse är särskilt intressant för att stenåldersbosättningar har grävts fram på platsen. Bosättningarna har tillkommit när där var en strand vid Hornborga-

sjön. Efterhand växte torv över boplatsen när den började höja sig över sjöns nivå. En profil som har upprättats genom borrningar i Röde mosse har även redovisas av Munthe m.fl. (1928). En liknande profil redovisas också för Sätunamossen (2 d). En pollenanalys från området redovisas av Munthe m.fl. (1928).

Området runt Flian (3 d) och väster om Hornborgasjön består av ett vidsträckt kärr med lövkärrtorv och starrtorv direkt på underliggande moränmark. Detta visar att Hornborgasjön aldrig funnits i detta område. Torvmarkerna närmast öster om sjön, vid Broddetorp (3 d) och Sätuna (3 d), visar lagerföljder med kalkgyttja och detritusgyttja i bottenlagren. De östliga delarna av dessa lagerföljder saknar sjösediment. Torvavlagringarna vid Dagsnäs (2 c) och söder om Bjurum (2 c) underlagras också av sjösediment som består av ca 75 cm kalkgyttja överlagrad av drygt 1 m detritusgyttja. Dessa vidsträckta torvmarker verkar höra ihop med Rösjöns (2 b) mossmarker. Sandegrens undersökningar visar att Hornborgasjön och Rösjön, men även Mårbysjön (2 c), intar skilda bäcken. Torven har spridit sig över fastmarken och vuxit ihop. Torvmarkerna runt Rösjön och Hornborgasjön har vuxit ihop idag, men i torvmarkernas tidigare sjöstadier var dessa områden alltså separata sjöar.

Hornborgasjön har sänkts fyra gånger. År 1803 skedde en mindre sänkning genom att Flians utlopp rensades. Mellan åren 1848 och 1852 skedde den första större sänkningen på 0,6–0,9 m. Under åren 1874–1877 sänktes sjön ytterligare genom att man sprängde ner berg- och moräntrösklar och kanaliserade Flian. År 1904 påbörjades en sista sänkning, som mer eller mindre utplånade sjön. Sandegren nämner att den torrlagda botten i norra delen av sjön bestod av kalkgyttja när han gjorde sina undersökningar i området. Den sammanlagda sänkningen av sjön uppgår till 1,6 m. Efter varje reglering sjönk torven och gyttjan i de torrlagda områdena ihop, vilket innebar att den nyvunna marken blev mer eller mindre oanvändbar för odling efter ett par decennier. På 1950-talet upphörde t.o.m. slåttern runt sjön och tidigare odlad mark började växa igen. I mitten av 1960-talet påbörjades utredningar om att restaurera Hornborgasjön. År 1995 avslutades detta arbete och sjöns vattenyta höjdes med 0,85 m.

Kalktuff

Kalktuff bildas i vissa fall när starkt kalkhaltigt grundvatten rinner fram i dagen, alltså huvudsakligen kring vissa källor. Detta sker således uteslutande i områden med kalkberggrund. Kalktufferna har som regel en mycket begränsad utbredning. Tuffen tycks sällan överstiga en meters mäktighet. Bildningen av kalktufferna kan liknas vid det som sker då stalaktiter bildas.

Hulth (1899) har undersökt ett flertal kalktuffavlagringars fossila växtinnehåll, bl.a. avlagringar vid Skultorp (3–4 g), norr om Skövde, Lerdala (7 f), Stålkvarn (7 f), Brunnhem (2 f) och Mölltorp (6 h). Lagerföljden vid kalkbrottet vid Mölltorp (6 h) har också undersökts av Thunmark (1926). I Munthe m.fl. (1928) beskrivs avlagringar bl.a. sydost om Sjogerstads kyrka (3 g) och vid kalkbrottet vid Skultorp (3–4 g). Lundqvist har borrat upp en linjeprofil genom en källmyr vid sjön Gullekroken (4 f), sydväst om Lerdala. Sjön Gullekroken ligger i en djup sänka i en isälvsavlagring, som är den nordligaste delen av Valle härad. Kalktuff finns här ca 2 m under vattenytan, vilket sannolikt beror på att vattenståndet successivt har höjts i sjön allteftersom sediment har avlagrats och tätat sjöns botten.

Norr om Skövde finns kalktuff vid Mölltorp (6 g–h) och Smedsgården (6 h). Kalktuff finns också vid Melldala (7 g) och en mindre avlagring nära Silverfallet (7 g), vid en översilningsmark

vid Dammbo (0 g) och sydväst om Högstena (1 f). Västsydväst om Smedstorp (2 f) finns en mycket vacker inhägnad kalktuffsavlagring längs sluttningen. Söder om Skultorp vid Nolgården (3 g) finns ett brett grundvattenutflöde som har orsakat kalktuffutfällning över ett ganska stort område. Strax söder om detta finns kalktuff även vid Regumatorp (3 g), vid en källa som nu är dämd med en damm. Söder om Hjälmesäter (9 b) finns en liten källa som har gett upphov till utfällning av kalktuff. En väldigt lättillgänglig lokal för att se kalktuff och hur den bildas är vid vägen vid Lilla Stolan (8 g, fig. 80).

Vegetationsutvecklingen

Flera pollenanalytiska undersökningar har gjorts i området. Detta innebär att det går att ge en ganska bra bild av hur vegetationen har förändrats från isavsmältningen fram till nutid. Vegetationsutvecklingen under Senweichsel har beskrivits av Björck & Digerfeldt (1984, 1986). Den mest omfattande pollenanalysen som gjordes i deras arbeten är från Bjärsjön (3–4 e) uppe på Billingen på en nivå av 256 m ö.h. Denna pollenanalys omfattar i huvudsak Yngre Dryas, men även slutskedet av Alleröd och inledningen av den postglaciala tiden ingår i analysen. En kol-14-analys av bottensedimenten gav en ålder av 12 800 år före nutid. Denna datering och liknande



Figur 80. Vid en parkeringsplats längs vägen vid Lilla Stolan (8 g) är det enkelt att nå och studera kalktuffen. Foto: Tore Påsse.

Formation of travertine at the parking place at Lilla Stolan (8 g).

från omgivningarna kommer att diskuteras i ett senare avsnitt. Vegetationen under Yngre Dryas var en tundravegetation som bestod av örter, gräs och starr. Bland örterna dominerade gråbo och mållor. Vid övergången från senglacial tid till postglacial tid får vegetationen ett inslag av kråkbär och enbuskar.

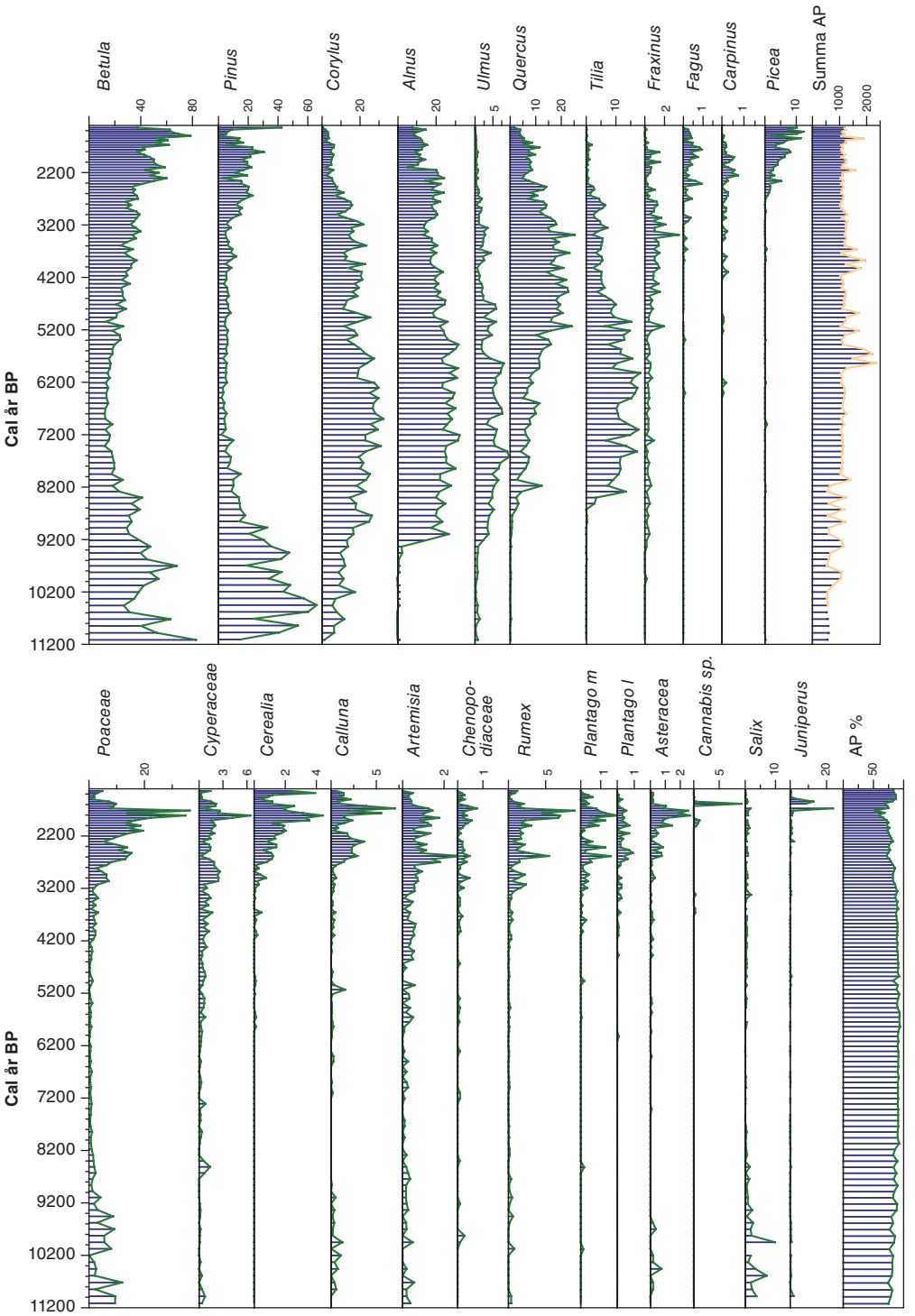
I samband med arkeologiska undersökningar för ombyggnaden av väg 48 gjorde Påsse (2005b) en detaljerad pollenanalytisk undersökning av Kroksjön (4 h), söder om Skövde. Efter denna publicering har pollenanalysen kompletterats både med fler pollenanalytiska nivåer och med fler kol-14-analyser. Dessa redovisas i denna kartbladsbeskrivning (fig. 81). Pollendiagrammet gör det möjligt att beskriva huvuddragen av skogens förändringar under hela den postglaciala tiden i Skövdetrakten. Det går också att utläsa hur människan har påverkat landskapsutvecklingen genom odling. Lagerföljden vid Kroksjön har daterats med hjälp av 17 kol-14-analyser. Med utgångspunkt från dessa dateringar har en funktion härletts vilken använts för att omvandla provernas djup till beräknade åldrar.

Vegetationsutvecklingen under postglacial tid kan delas in i tre olika skeden. Det äldsta skedet, mellan 11 200 och ca 9 000 år före nutid, omfattar en skogsvegetation som nästan helt var dominerad av björk (*Betula*) och tall (*Pinus*). Höga värden av gräs (*Poaceae*) och sälg (*Salix*) visar att skogen var relativt öppen. Under slutet av detta skede invandrar hassel (*Corylus*). Hassel är ett trädslag som trivs i värme. Detta visar att temperaturen steg mycket snabbt efter den kalla tundraperioden. I slutet av perioden har även al etablerat sig som ett skogsbildande trädslag.

Den mellersta delen i diagrammet, mellan ca 9 000 och ca 3 000 år före nutid, representerar ett skede med ett klimat som är mycket varmare än det vi har idag. Sannolikt hade vi under denna så kallade postglaciala värmeperioden, en medeltemperatur som var omkring tre grader högre än dagens. Perioden karaktäriseras av ekblandskog, dvs. skog som bestod av ek (*Quercus*), alm (*Ulmus*), lind (*Tilia*) och ask (*Fraxinus*).

De procentvärden som anges i diagrammet ger ingen direkt spegling av den verkliga fördelningen mellan olika växter i området. Vissa trädslag, som björk, tall, hassel, al och ek, sprider enorma mängder pollenkorn. Andra trädslag, exempelvis ask och lind, sprider betydligt mindre mängder. Genom att räkna om procentsatserna, med hänsyn taget till hur de olika trädslagen sprider pollen, kan man se att Skövdeområdet under en stor del av den postglaciala värmeperioden har dominerats av täta lindskogar. Björk och i synnerhet tall saknades mer eller mindre under värmetidens maximum.

Det tredje skedet i den postglaciala utvecklingen omfattar de senaste 3 000 åren. Då minskade alm, lind och ask dramatiskt medan tall och björk åter kom att dominera skogen. Under detta skede invandrade dessutom tre nya trädslag. Bok (*Fagus*) och avenbok (*Carpinus*) spreds från södra Sverige och norrut. Gran invandrade från norr och spreds söderut. Minskningen av ekblandskogen beror på den klimatförsämring som började för ca 3 000 år sedan. Under detta skede hände dock andra saker i naturen som inte enbart berodde på förändringar av klimatet. Människan röjde skog och började omforma landskapet med sina odlingar. I pollenanalysen kan dessa förändringar utläsas med hjälp av förekomsten av sädespollenkorn (*Cerealia*), men också mängden gräs och olika ogräs. De allra första spåren av odling syns i diagrammet för ungefär 5 000 år sedan. Det är dock först för ca 2 800 år sedan som spåren blir riktigt tydliga. Därefter ökar odlingsintensiteten mycket snabbt. Över stora delar av södra Sverige sker denna odlingsexpansion ungefär vid samma tid. Samtidigt som åkerarealen ökar förändras hela vegetationen tydligt. Skogsarealen minskar samtidigt som ängs- och betesmarkerna ökar. I pollendiagrammet



Figur 81. Pollendiagram från Kroksjön (4 h).

Pollen diagram from Lake Kroksjön (4 h).

framgår detta av höga värden för ängsväxter, gräs och starr (*Carex*), ljung (*Calluna*) och en (*Juniperus*). Jordbruket kan enligt pollendiagrammet ha minskat för 1 500 år sedan fram till 1 100 år sedan (500–900 e.Kr). En intressant aspekt som framkommer av diagrammet är förekomsten av mycket höga halter av *Cannabis* sp. I denna pollengrupp ingår humle och hampa och det går alltså inte att avgöra vilket pollenslag av dessa som påträffats. En pollenanalys från Varnhem innehållande *Cannabis* sp. har tidigare rapporterats och diskuterats av Fries (1958).

Svämsediment

Med svämsediment menas jordarter som har bildats längs med vattendragen under högvattenperioder, men som också kan ha bildats längs långgrunda sjöstränder. Svämsedimenten består vanligen av sand och silt som har blivit uppblandade med organogena beståndsdelar. Utbredningen av svämsedimenten beror till stor del på de topografiska förhållandena. Ofta ligger de endast som smala remsor utmed vattendragen (fig. 82).

Utbredningen av kartområdets svämavlagringar visas i figur 83. Kartan visar på ett tydligt sätt de hydrografiska särdragen väster respektive öster om Billingen. Väster om Billingen rinner vattendragen och grundvattenflödet åt väster medan riktningen av dessa vattenflöden leder mot norr i området öster om Billingen.



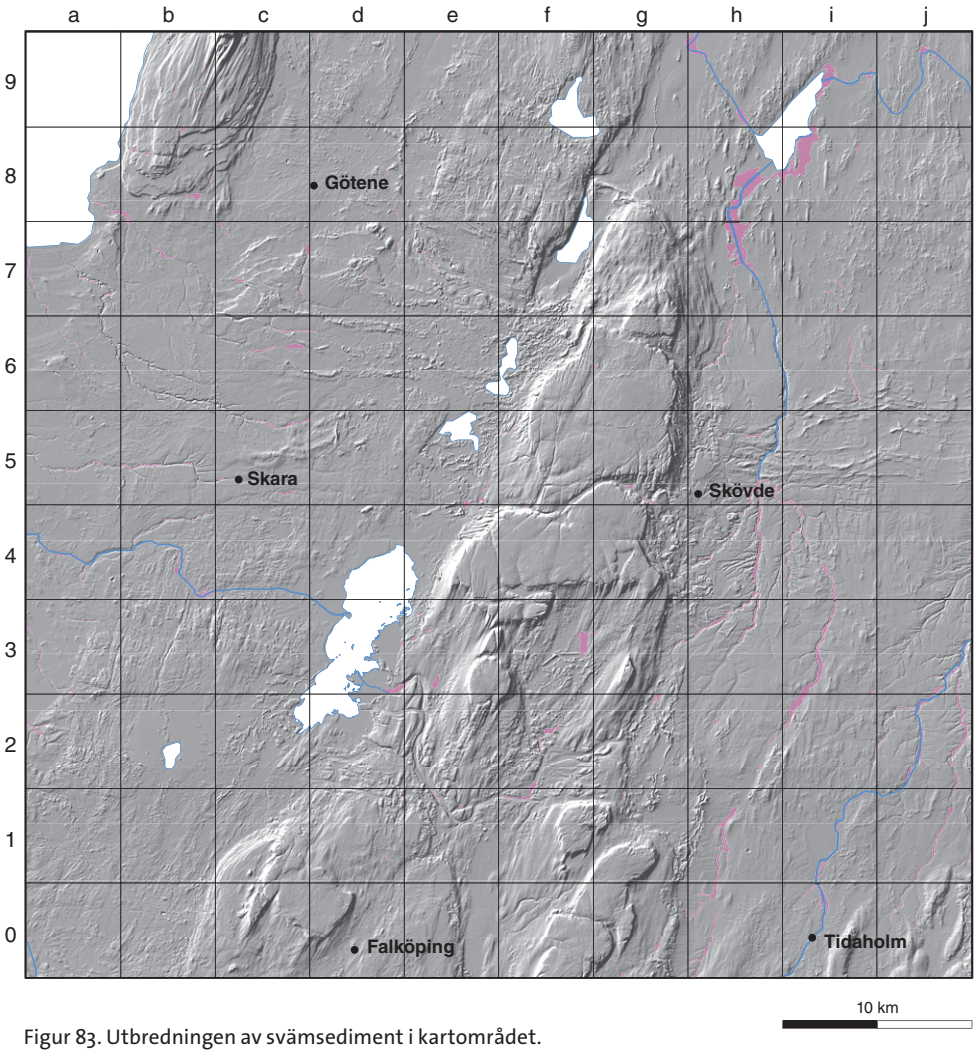
Figur 82. Fält med svämsediment vid Slafsan (3 e). Svämsedimenten bildas vid översvämningar. Foto: Tore Påsse.
Fluvial sediments at Slafsan (3 e).

Områdena runt ån Ösan och öster om sjön Östen har kartlagts som svämsediment. Tillkomsten av dessa svämsediment hänger ihop med att områdena består av mycket flack lerterräng. Dessa sediment kan delvis härledas till tre sänkningar av sjön Östen och därmed dess tillflöde under 1800-talet.

KÄLLOR

Källor i sedimentärt berg

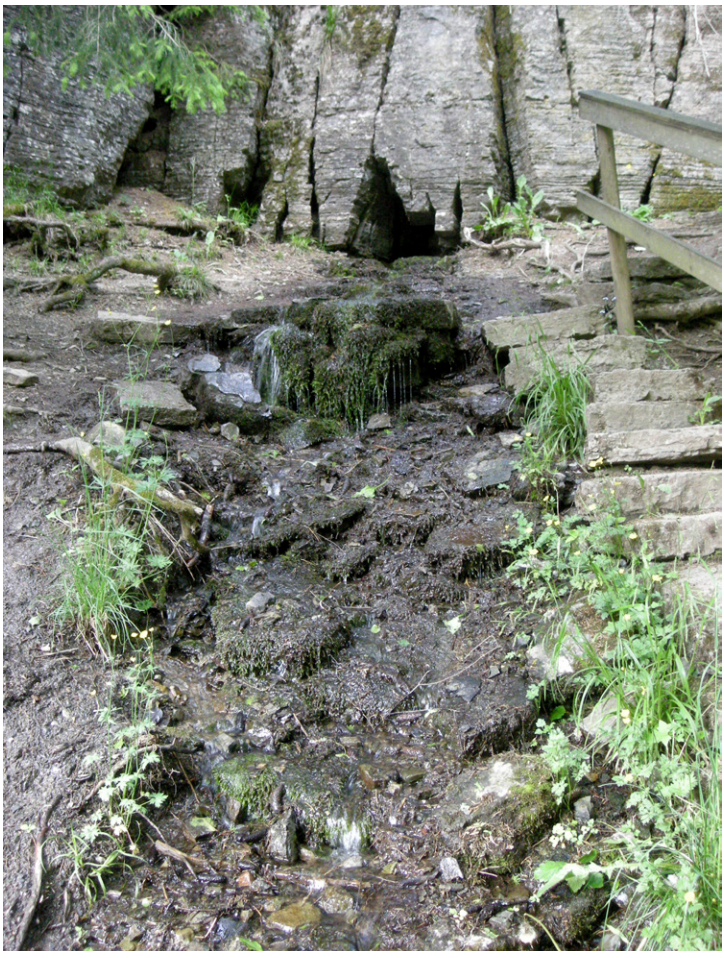
Kalksten kan beskrivas som både tät och otät. De hydrogeologiska förhållandena vid platåbergen har därför gett en stor mängd källor. Regnvattnet hittar ner i sprickor och vattnet kan i vissa delar



Figur 83. Utbredningen av svämsediment i kartområdet.
Fluvial sediments of the mapped area.

följa kalkstenens sedimentationsplan. Där dessa plan skär platåbergets slänter kan grundvattnet flöda ut i slänten. Exempelvis vid Jättadalen (6 f), öster om Öglunda, finns en lång rad källor som rinner ur kalkstenen (fig. 84). Flödet i de kraftigaste källorna kan uppgå till 2–3 l/s. I sluttningen väster om Högböla ängar (7 g), på Nordbillingen, finns flera kraftigt flödande källor som har gett upphov till en kalktuffavlagring. Även flera mindre källor finns i närheten och alla är de utbildade i kalksten. Vid Finskatorp (7 g) finns ett ymnigt men diffust källflöde vid foten av Billingen. Väster om Timmersdalavallen (8 g) har en källa rapporteras med ett flöde av ca 1 l/s. Omedelbart norr om Timmersdalavallen, vid Kullåsen (8 g) finns ett ovanligt vackert och kraftigt källflöde som beräknas uppgå till 6 l/s. Vid Lilla Stolan (8 g) finns flera källor som har gett upphov till kalktuff. Den samlade mängden vatten uppgår här till ca 5 l/s.

Väster om Borgundaberget (3 g) finns många källor, liksom vid Skultorp (4 g) och norr om detta område. Väster om Varvsberget (0–1 f–g) finns flera diffusa källor, något som bl.a. har gett upphov till källmyrar nordväst om Fårdala (0 f). Även vid Mularpabäcken (0 f) finns källor som har skapat källmyrar. Vid en av dessa källor noterades ett flöde av ca 0,7 l/s.



Figur 84. Källflöde ut ur kalkstenen vid Jättadalen (6 f). Foto: Tore Påsse.

Spring from the limestone at Jättadalen (6 f).

Väster om Varv (0 g) ligger Fransicuskällan med ett flöde som är större än 1 l/s. Öster om Varvsberget, sydsydväst om Varvs kyrka (0 g), finns två källor med flöden runt 2 l/s. Nordväst om vägkorsningen i Ekedalen (0 g) finns en källa med ett flöde av ca 2 l/s. Söder om Ekedalen (0 g) finns ytterligare än källa med kraftigt flöde. I Plantabergets (1 f) branta sluttning i nord och nordväst finns ett pärlband av källor.

En av områdets mer kända källor är S:t Sigfrids källa vid Husaby kyrka (8 b). I kalkstenen vid Hökastaden (9 b) och Bergsbo (9 b) på Kinnekulle finns källor med rikligt flöde. I övergången mellan diabas och skiffer på Kinnekulle finns inom kartområdet 9D Mariestad SV ett stort antal mindre källor.

Källor i jord

Frostakällan vid Havstena i Skövde (5 g) har ett flöde av ca 0,5 l/s. I norra Skövde vid Skåningstorpskärrets naturreservat (6 g) finns tre källor varav den söder om kärret har ett flöde runt 1–2 l/s. Vid Varnhems klosterruin (5 e) finns en källa som skapar en 2–3 m stor vattenspegel. Källan ligger i gränsen mellan morän och isälvssediment. Flödet uppgår till ca 1 l/s. En källmyr söder om Dimbo (0 g) har skapats av grundvattenläckage från moränen. St. Ingemo källan vid Karlslund (2 h) flödar ur ett moränlager.

TALUS

Vid platåbergens diabaskanter finns talusbranter på många ställen (fig. 85). Vid en av de vackraste talusbranterna, 1 km nordväst om Varvs kyrka (0 g), sipprar ett källflöde ut längst nere i sluttningen.

DATERING AV ISAVSMÄLTNINGEN OCH STRANDFÖRSKJUTNINGEN I OMRÅDET

Datering av isavsmältningsförloppet och strandförskjutningen grundas i huvudsak på en kronologi som är uppbyggd på kol-14-dateringar. De värden som fås vid kol-14-analys ger emellertid inga absoluta åldrar i en kalenderskala eftersom kol-14-halten har varierat något under olika tidsperioder. Det har under några decennier varit möjligt att korrigera kol-14-värdena till en kalenderskala med så kallad träringskorrigering. Genom att korrigeringsskalorna successivt förändrats har det blivit en avvikelse mellan den tidsskala som man får vid trädringskorrelation och den som för närvarande används för att redovisa isavsmältningen och för strandlinjeförskjutningen i Sverige. Denna diskrepens åtgärdas förhoppningsvis i framtiden, men det är inget arbete som påbörjas i denna beskrivning. Här används därför en tidskala som i stort överensstämmer med den skala som tidigare har använts inom svensk kvartärgeologi. Detta val gör också att de originaldateringar med kol-14-metoden som omnämns här endast redovisas okorrigerade.

De stora dragen av isavsmältningens förlopp inom kartområdet är sedan tidigare välkända genom exempelvis sammanfattande arbeten av Lundqvist (1994), Wohlfart & Lundqvist (2001), Björck & Digerfeldt (1986) och Strömberg (1994). När det gäller isavsmältningens kronologi i området grundas denna främst på det faktum att de Mellansvenska ändmoränerna har tillkommit under Yngre Dryas-perioden. I den tidsskala som länge använts i Sverige har denna period daterats till 12 500–11 500 år före nutid.



Figur 85. Talus vid Varvsberget. Foto: F. Klingberg.
Talus at Varvsberget.

Den nu genomförda kartläggningen visar att isavsmältningsförloppet inom området kräver en viss omtolkning. Detta gäller främst den randbildning som av ovan nämnda författare kallas Billingenmoränen. Existensen av detta randläge baseras på en enda avlagring, nämligen Timmersdalavallen. Enligt författarna antas Timmersdalavallen vara den nordligaste och därmed den yngsta av de Mellansvenska ändmoränerna. Ny kunskap om Timmersdalavallen, se avsnittet *Timmersdalavallen*, visar att vallen inte har uppkommit som en randbildning. Kartläggningen visar att de yngsta delarna av de Mellansvenska ändmoränerna har bildats längre söderut, vid Lerdala (7 f) och i de norra delarna av Skövde (6 h). En ny isavsmältningskarta har tagits fram av Påsse & Daniels (2015). Kartan bygger på resultat från kartläggningen.

Öster om Billingen förekommer varvig lera. Uppmätningar av lervarvssekvenser har främst gjorts av Nilsson (1968) och Strömberg (1994). Även om lervarvskronologin i området ger en flytande, dvs. en relativ, kronologi är dessa resultat av stor vikt för att datera isavsmältningens förlopp i Mellansvenska ändmoränzonen. Strömberg har funnit ca 900 lervarv i det område som anses avsmält under Yngre Dryas.

Björck & Digerfeldt (1984, 1986) har pollenanalyserat flera sjöar på och väster om Billingen. Syftet med dessa undersökningar var att datera strandförskjutningsförloppet väster om Billingen. Flera av analysresultaten är också intressanta pusselbitar för dateringen av isavsmältningen i området. Resultaten av analyserna, liksom strandförskjutningskurvan, är dock något osäkra eftersom felmarginalerna i bestämningarna är stora. I pollenanalytiska arbeten indelas utvecklingen vanligtvis i olika zoner. De zoner som Björck & Digerfeldt (1986) har använt omfattar zonerna Alleröd (13 500–12 500 år före nutid), Yngre Dryas (12 500–11 500 år före nutid), ”övergångszonen” (11 500–11 250 år före nutid) samt Preboreal tid (11 250–10 000 år före nutid). Slutet av Allerödperioden finns representerat i bottensedimenten vid Bjärsjön (3–4 e) som kol-14-daterats till 11 260±100 år BP. Dessutom omfattar lagerföljden hela Yngre Dryas-perioden. Vid kartläggningen gjordes en kol-14-analys på bottensedimenten vid Örsjön (4 f), något norr om nyss nämnda lokal. Dateringen där fick resultatet 11 605±80 år BP, vilket sannolikt är 1 000 år för gammalt. Orsaken till detta är sannolikt att provet kontaminerats av kalksten. Strax intill gjordes ytterligare en datering som gav åldern 10 750±70 BP. Detta bedöms vara en mer rättvisande datering. Datering av bottensedimenten gjordes även vid Hallsjön (8 f). Åldern på dessa sediment blev 10 005±65 BP.

Övriga lokaler som finns redovisade i Björck & Digerfeldt (1984, 1986) ligger inom och norr om Mellansvenska ändmoränzonen och har daterats med hjälp av pollenanalys. Bråknesjöns (5 d) bottensediment har daterats till slutet av Yngre Dryas (11 600–11 700 år före nutid). Denna lokal ligger inom de äldsta delarna av randläget. Kullsjön (7 d) ligger inom den mellersta delen av randläget, på en nivå av 118 m ö.h. Bottensedimenten har där daterats till 11 500–11 600 år före nutid. Bottensedimenten i Igelsjön (6 f) i den norra delen av randläget, på en nivå av 117 m ö.h., har daterats till slutet Yngre Dryas (cirka 11 600 år före nutid). Sjön Flarken (8 f), norr om randläget på en nivå av 109 m ö.h., isolerades i övergångszonen, dvs. runt 11 400 år före nutid. Stora Bjursjön (7 f) på nivån 97 m ö.h. ligger inom Klyftamon, dvs. i det område som har påverkats kraftigt av Baltiska issjöns tappning. Stora Bjursjön isolerades från havet för ca 11 300 år sedan.

Johnson & Ståhl (2008) har kol-14-daterat kalkskal av foraminiferer och ostrakoder vid Kollbogården (7 c–d). Dessa skal har tvättsiktats fram ur lera som har borrats upp från djup mellan 25,6 och 24,6 m. Fyra prover gav dateringarna 11 200±100 BP, 10 915±40 BP, 11 070±130 BP och 10 815±80 BP. Johnson & Ståhl (2008) har också daterat en mussla vid Brunnsbomarken (5 d) till 11 420±80 år BP. Magnusson (1986) har presenterat en kol-14-datering från Skara med en ålder av 10 700 år BP. Detta skal kan ha avsatts vid tiden då de yngsta delarna av den Mellansvenska ändmoränen bildades.

För att få mer information om isavsmältningens kronologi i området har ytterligare ett antal sjöar ovan HK undersökts. De äldsta bottensedimenten har daterats med kol-14-metoden av bulkprover. I denna undersökning ingår även två sjöar från kartområdet 8E Hjo NV. Metoden är inte helt invändningsfri eftersom det finns risk att de provtagna sedimenten inte har bildats i samband med isavsmältningen utan vid ett senare tillfälle. Trots en stor osäkerhet får man dock minimiåldrar för isavsmältningen med denna metod. Mängden dateringar ökar sannolikheten att de äldsta värdena ger en skaplig uppskattning om när ett område blev isfritt. Resultaten av de kol-14-analyser som har gjorts på sjösediment från området presenteras i Tabell 1. En av sjöarna, Hallsjön nära Billingens nordspets, ligger obetydligt under HK. De sjöar som har undersökts på Billingen underlagras av diabas.

Tabell 1. Värden från kol-14-analyser på äldsta sjösediment.

Lokal	Nivå (m ö.h.)	Kartblad	Analysnummer	kol-14-år BP
Skarsjön	255	Skara NO	Ua-32878	10 750±70
Örsjön	250	Skara SO	Ua-32884	11 605±80
Brännehultasjön	170	Hjo NV	Ua-32872	10 020±65
Höghultssjön	190	Hjo NV	Ua-32876	10 160±65
Hallsjön	120	Skara NO	Ua-32874	10 005±65
Kroksjön	138	Skara SO	Ua-22330	9 730±75

GEOLOGISKA SEVÄRDHETER OCH SPECIELLA GEOLOGISKA HÄNDELSER INOM KARTOMRÅDET

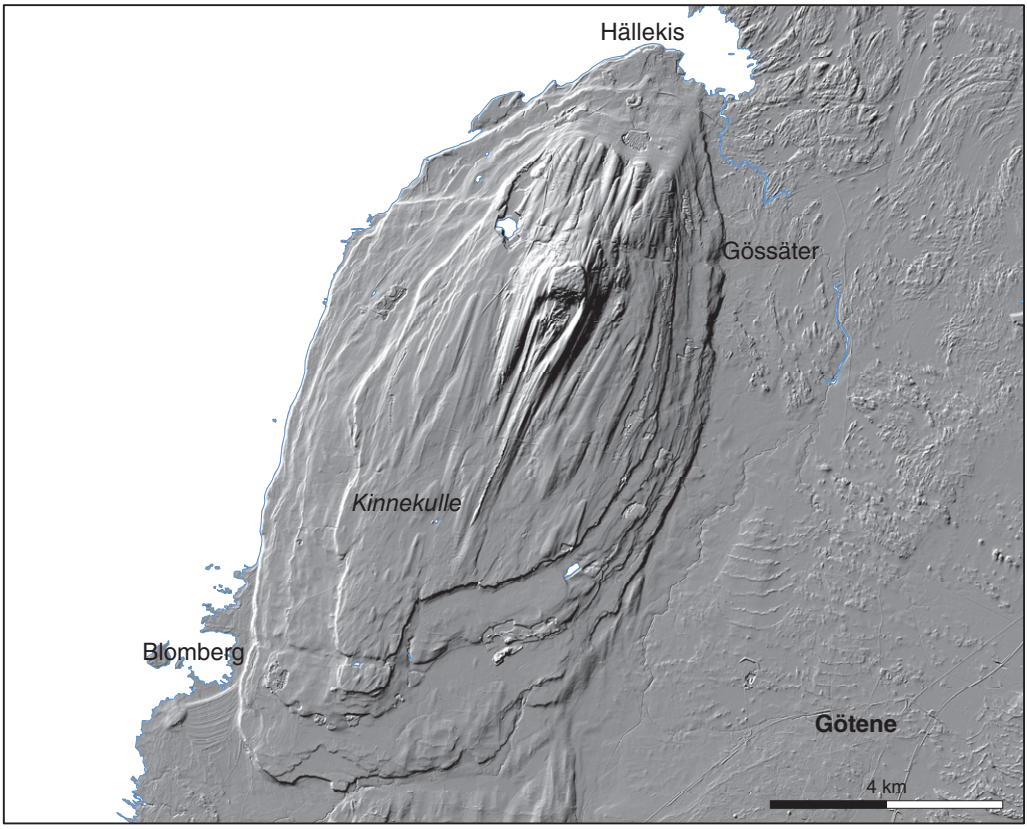
Drumliner på Kinnekulle

På Kinnekulle finns drumliner och lineationer på såväl läsidan som på stötsidan av diabasplatån, dvs. det högst belägna området på Kinnekulle med namnet Högkullen (9 c). Dessa drumliner och lineationer ligger så tätt att de bildar en enda stor svärm, där ryggarna i många fall mer eller mindre överlagrar varandra. Denna överlagring av ryggformationerna gör att det kan vara svårt att exakt definiera enskilda ryggar. Det går ändå att fastslå att många av ryggarna är mer än 2 km långa.

En av de mest spektakulära drumlinerna inom Kinnekulleområdet ligger söder om Högkullen. Vägen som sträcker sig söderut från Högkullen följer krönet på denna drumlin under nästan 5 km. På dess östra sida höjer sig drumlinen 80 m över omgivningen. Detta innebär emellertid inte att jordmäktigheten är 80 m eftersom drumlinen har en kärna av berg.

Jorddjupsmäktigheterna ändras i drumlinsvärmen i nord–sydlig ledd, men är också större centralt. Störst är jorddjupen i de norra delarna, dvs. på stötsidan (9D Mariestad SV). De yttersta drumlinerna ligger på de plana kalkstenshällarna. Skärningar visar att mäktigheten av de yttre drumlinerna endast uppgår till en eller par meter. Sett i det perspektivet, att de yttersta drumlinerna i Kinnekullesvärmen har mycket liten mäktighet medan de centrala drumlinerna kan antas vara betydligt mäktigare, kan svärmen vid Kinnekulle ses som en stor jättedrumlin ”överlagrad” av enskilda drumliner, alla i samma riktning (fig. 86).

Söder om Högkullen (9 c), mitt i ”drumlinområdet” finns en djup håla i lä av berget (fig. 87). Botten av denna håla ligger 60 m under diabasplatån. Orsaken till att hålan existerar antas vara att inlandsisen varit bottenfrusen i läläget närmast bergsbranten vid Högkullen och att detta hindrat avsättning av morän nedanför bergskanten. Isen som i sina övre delar gled över den fastfrusna isen har transporterat moränmaterial och avsatt detta ca 600 m från bergskanten och vidare söderut. Vid isavsmältningen avsattes stora diabasblock i hålan. Denna avsättning kan möjligen ha satts igång på grund av att den tidigare fastfrusna isen kommit i rörelse när den blev varmare. Mer troligt är dock att blocken har rasat ner på isens överyta vid den tid då Högkullen smälte fram ur isen. Djuphålan har genom avsättningen av de stora diabasblocken fått en väldigt speciell karaktär. Blocken ligger delvis staplade på varandra vilket gör det mycket svårt att gå i området (fig. 88). Blocken utgörs till nästan 100 % av diabasblock. Stora diabasblock har också avsatts som en smal sträng uppe på krönet av den långa ”Högkullen-drumlinen”. Omkring 5 km söder om klyftet på Kinnekulle består drumlinkrönet fortfarande



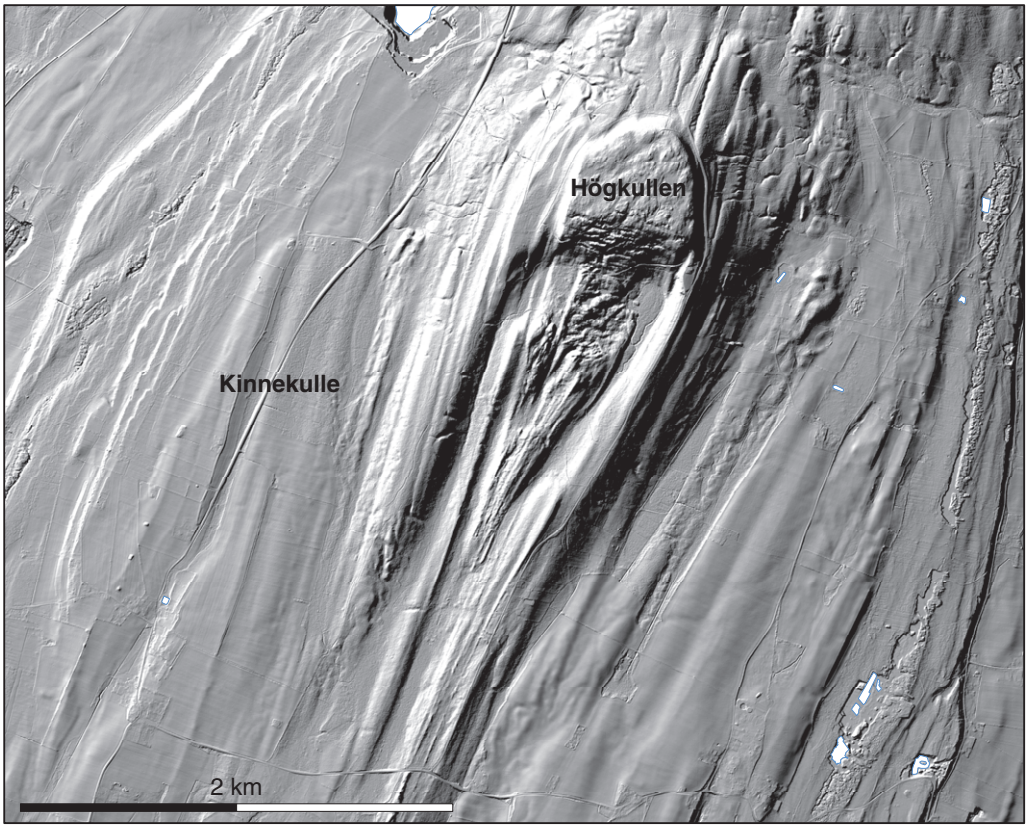
Figur 86. Svärm av drumliner på Kinnekulles övre kalkstensplatå.
Swarm of drumlins at Kinnekulle.

nästan helt uteslutande av diabasblock. Rikblockig eller storblockig morän är annars generellt ovanlig i drumlinterräng.

De stora dragen av drumlinlandskapet kan ses bra från vägen som går över Kinnekulle i nord–sydlig riktning. Både norr och söder om Högkullen går det att promenera på ryggarna. Den som har god fysik kan gå in i det blockiga området motsvarande den djuphåla som har beskrivits. Otillgängligheten i just detta område har starkt bidragit till de höga biologiska naturvärdena utöver det geologiska naturvärdet. Blir man törstig efter promenaden finns en källa nedanför branten vid Högkullen.

Valle härad

Valle härad består av en isälvsavlagring med en längd på ca 15 km. Längden i sig är kanske inte anmärkningsvärd för en isälvsavlagring, men med tanke på att tillkomsten har skett under 1000 år kan avlagringen pekas ut som en av de mer anmärkningsvärda isälvsavlagringarna i landet. Den långa tidsrymden för uppbyggnaden gjorde att havsstrandens nivå i de södra delarna



Figur 87. Svärm av drumliner på Kinnekulles övre kalkstensplatå. Söder om Högkullen (9 c) finns en håla i drumlinsvärmen.

Swarm of drumlins at Kinnekulle. There is a depression south of Högkullen (9 c) in this swarm.

av Valle härad kom att sänkas med 40 m under den tid det tog att bilda hela avlagringen. Denna sänkning orsakades av landhöjningen.

Valle härad kan delas in i mindre delområden med olika karaktärer (fig. 89). De äldsta delarna utgörs av plana isälvsfält norr om Hornborgasjön. Norr om detta, mellan Husgärdessjön (5 e) och samhället Axvall (5 d), ligger Axvalla hed som är ett öppet hedlandskap. Det plana hedområdet har under långa tider använts som övningsfält av militären. Norr om Axvalla hed ligger det sjörika kulliga landskap som kan sägas vara kärnan i Valle härad.

I svensk litteratur används begreppet kame för kulliga isälvssediment. Valle härad nämns ofta som ett av de vackraste exempel på detta. Kame-kullarna antas ha bildats vid iskanten där kvarliggande dödis förhindrade att sedimenten bildade vidsträckta plan. När dödisen senare smälte fick landskapet sin kulliga relief. I engelskspråkig litteratur används begreppet *kames* (på svenska kame-kullar) ofta för de bildningar som svenska geologer klassificerar som lateralterrasser. En genomgång av geologiska ordlistor visar att språkbruket har förändrats med tiden. Enligt vissa författare används termen kame nu mest för avlagringar vars genes inte kan förklaras.



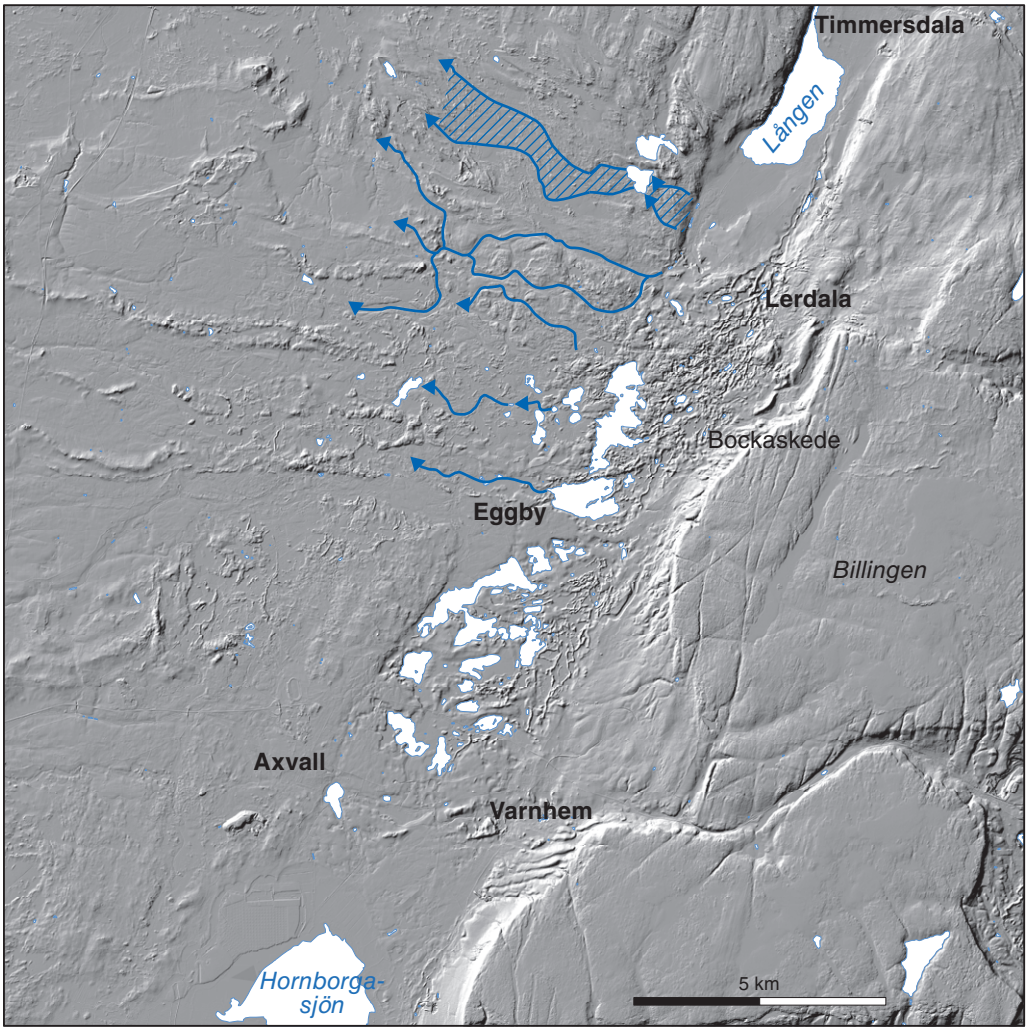
Figur 88. Söder om Högkullen (9 c) täcks ytan i drumlinområdet vid Kinnekulle helt av stora diabasblock. Foto: Tore Påsse.

The surface is totally covered by big dolorite boulders at the surface of the drumlins south of Högkullen (9 c).

Tillgången till höjddatabasen har gjort det möjligt att förklara Valle härads morfologi och tillkomst i andra termer än att enbart beskriva bildningen som kame-kullar, dvs. som ett dödislandskap. Ett viktigt skäl till att undvika termen kame-kullar är att bildningen inbegriper en uppsjö av olika processer. För att förklara tillkomsten av Valle härad måste man således beakta tidsfaktorn och landhöjningsförloppet, men också hur dräneringen av smältvattnet har förändrats under den tusenåriga tillkomsten.

Valle härad kan på sätt och vis sägas ligga i en dalgång mellan sjön Lången i norr och Hornborgasjön i söder. Denna ”dalgång” lutar i norr åt norr och i söder åt söder. I öster höjer sig Billingen medan höjdområdet i väster är relativt lågt. Detta skapade förutsättningar för en inledande dränering åt söder som senare, när isen hade passerat Eggby, byttes mot en västlig dränering. I nutid dräneras denna stora isälvsavlagring åt söder, väster och norr.

Grunden för Valle härads tillkomst är det isälvsstråk som har utvecklats längs Billingens västsida. De äldsta spåren av Valle härads utveckling finns därför längs Billingens västsluttningar där en isälvsterrass höjer sig något över de delar som vanligtvis förknippas med själva Valle



Figur 89. Höjddatabasen ger en god hjälp att analysera Valle härad. De blå pilarna visar de dräneringskanaler som successivt bildats på allt lägre nivåer när iskanten retirerade norrut. De blå rastrerade ytorna visar Klyftamon, dvs. det område som kraftigt påverkades av Baltiska issjöns tappning.

The Lidar map is an excellent tool for analysis of the development of Valle härad.

härad. Denna terrass finns oregelbundet utbildad utefter hela sträckan mellan Varnhem (5 e) och Bockaskede (6 f). Lateralterrassen bildades när dräneringen huvudsakligen gick åt söder längs med Billingens sluttning. Terrassen ligger på höjder runt 140–150 m ö.h., vilket är nivåer strax över ett teoretiskt HK vid inledningen av Yngre Dryas. Terrassen har senare delvis trasats sönder av dränering som kommit efteråt längs iskanten. En särskilt tydlig ränna finns bevarad söder om Såntorp (5 f) och en annan vid Bockaskede (6 f). Att Billingens västsluttning har påverkat dräneringen under isavsmältningen antyds även i moränterrängens morfologi, som här saknar den lineation som annars är typisk för moränterräng. I stället förekommer formelement, bl.a. ett



Figur 90. I de grova sandurplanen, som exempelvis vid Backagården (6 f) förekommer ofta odlingsrösen som består av välrundade stenar. Foto: Tore Påsse.

Piles of stones at the coarse sandur plain at Backagården (6 f).

par tydliga erosionrännor, som påvisar denna dränering. Kraftiga erosionsrännor längs sluttning på Billingen förekommer exempelvis söder om Varnhem (4 e).

Axvalla hed bildades först som ett delta. Efterhand som området höjdes ur havet övergick bildningen till ett sandurfält. I det område som idag utgör Axvalla hed rann smältvatten under långa tider och tillförde ständigt nytt material. I de västligaste delarna av heden finns lera under det grus som avsatts i sandurfasen. Denna lagerföljd dokumenteras i samband med ombyggnaden av länsväg 49 (fig. 63). Jorddjupen i Axvalla hed rör sig om 20–30 m.

Axvalla hed höjer sig norrut. Norr om länsväg 49 ligger sandurplanet på nivåer runt 140 m ö.h. HK beräknas till 130–135 m ö.h. i detta område. Norr om Axvalla hed börjar det kulliga landskap som förknippas med Valle härad. Jorddjupen uppgår här till 40–50 m, vilket innebär att avlagringen huvudsakligen och först måste ha bildats ganska långt under havsnivån, dvs. som ett delta. Efterhand som området fylldes ut av sediment och samtidigt höjdes genom landhöjningen övergick bildningen till att bli ett sandur. Sandurfält utgörs regelmässigt av relativt grova sediment (fig. 90). Eftersom marken var tjälad genom permafrost, kunde sandurmaterialet transporteras relativt långa sträckor. Inledningsvis skedde transporten främst åt söder, men efterhand som iskanten drog sig norrut fann dräneringsvattnet nya, lägre passpunkter åt väster. Detta gjorde, tillsammans med den mycket långsamma isreträtten, att stora sandurfält växte ut

långt mot väster, faktiskt ända till Lundsbrunn (7 c). Tidigare har nämnts att Valle härad har en längd av 1,5 mil i nord–sydlig riktning. Samma mått gäller även för utsträckningen i öst–västlig riktning om de sandurplan som har bildats i väster räknas in.

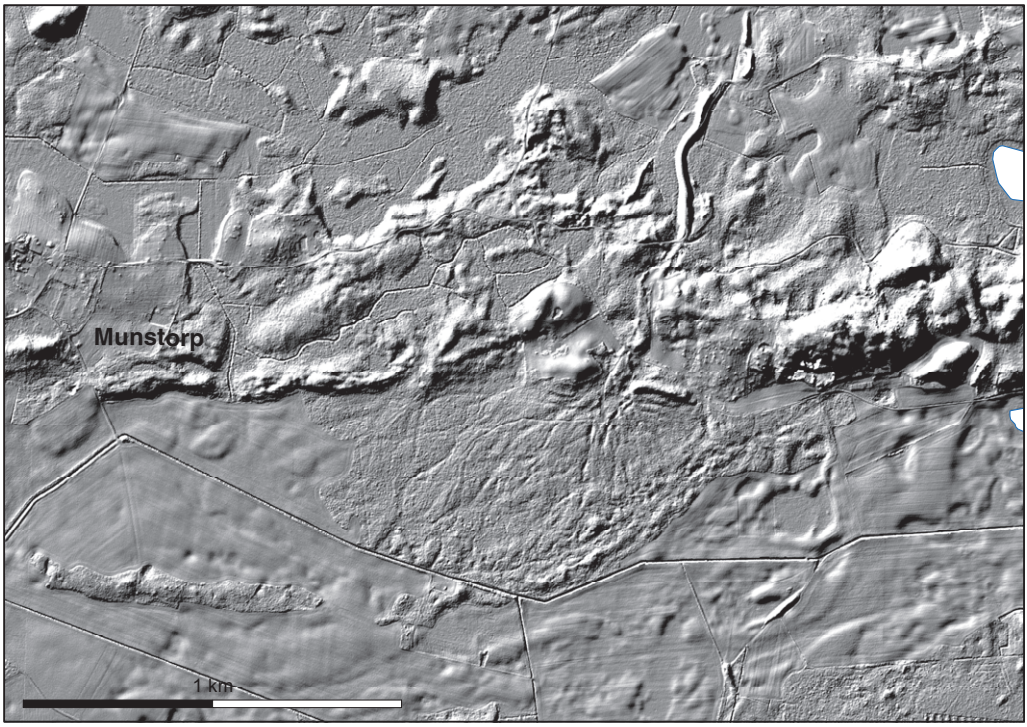
Ett utmärkande drag i Valle härads morfologi är det nät av supraakvatiska åsar som har bildats i slutfasen. Dessa åsar skapades när isen ryckte fram över tidigare avsatta delta- och sandursediment. I den uppspruckna isen dränerades smältvattnet mot såväl söder som väster. Tidigare tolkningar av området, att dessa åsar bildats genom dödis, bygger förmodligen på det faktum att landskapet upplevs som mycket oregelbundet. Den nya höjddatabasen visar dock att isälvssedimenten bildar ihållande åsar utsträckta solfjäderformat åt sydväst. Åsarna uppträder främst i avlagringens östra delar där isälven haft sin mynning.

Efter åsarnas tillkomst har Valle härad påverkats av ytterligare ett par processer. Det mycket kalla klimatet under Yngre Dryas gjorde att marken var ständigt tjälad. Det smältvatten som bildades under några korta sommarmånader dränerades då ytligt först mot söder och senare ut mot väster. När bildningen sakta växte norrut skedde dräneringen över de tidigare framsmälta delarna. Då eroderades tidigare avsatta sediment. Breda rännor bildades och ledde vattnet västerut (fig. 89). I dessa rännor transporterades inte bara vatten. Rännorna bidrog även till att grus och sand fördes långa sträckor söderut och västerut. De sydliga och västra delarna av Valle härad har härigenom fått en mer platt morfologi. I sandurfältet finns än idag spåren efter rännorna där smältvattnet runnit. Dessa rännor leder ner till plana sandfält som visar havets nivå vid tiden för bildningen. Rännorna visar att havsnivån vid bildningen av de norra delarna låg runt 110 m ö.h. Sandurfälten vid Brunnsbo har bildats då havets nivå var ca 120 m ö.h.

När iskanten låg vid Eggby (6 e) bildades ett sandurplan som inte omvandlades i ytlagren likt andra delar av Valle härad. Orsaken till detta är att detta sandurplan inte har överskridits av framryckande is, men också att dräneringsmönstret ändrades vid Eggby. Där sökte sig dräneringsvattnet västerut i stället för som tidigare åt söder. Eggbyplatån har en nivå av 140 m ö.h. i öster och 130 m ö.h. i väster. Möjligen utgör den branta nordsluttningen av Eggbyplatån en iskontakt. Vid Munstorp (6 d) finns en kort ås som bildat ett eget litet sandurplan vid isälvsmynningen. Rännorna upphör vid 124 m ö.h. i detta plan och visar på ett tydligt sätt havets nivå vid tiden för Eggbyplatåns tillkomst (fig. 91).

Landskapet norr om Eggby liknar det som finns söder om platån och kan antas ha bildats på liknande sätt. Bildningen startade således i en deltaformation som övergick till sandurbildning. Därefter har en isframstöt skapat ett åsnät med getryggsåsar ovanpå sandurfältet. Genom dessa komplexa processer har bildningen successivt blivit allt mäktigare. Vid Flämslätt (6 f) finns jordmäktigheter på mer än 50 m. I detta område utgör åsnätet ett relativt smalt stråk utsträckt i Långensänkans förlängning. I de nordligaste delarna av Valle härad ligger detta åsnät väl samlat längs Billingens västsluttning. Åsstråket kan följas norrut där det övergår till Låstadåsen, vars sträckning följer Billingens västsida.

SGUs strålningskarta, som visar gammastrålningen uppmätt från flygplan, ger intressant information för tolkning av området (fig. 92). Kartan visar i princip innehållet av uran i berg och jord, något som i området är helt liktydigt med att där finns alunskiffer. Strålningskartan visar att tillförseln av material till uppbyggnaden av Valle härad kommer från skilda källor i de olika delarna. I de sediment som har byggt upp Axvalla hed och området norrut till Eggby finns mycket stora mängder alunskiffer. Längre norrut är innehållet av alunskiffer knappt märkbart i strålningskartan, förutom i en smal bård på drygt 1 km i anslutning till Billingens västslutt-

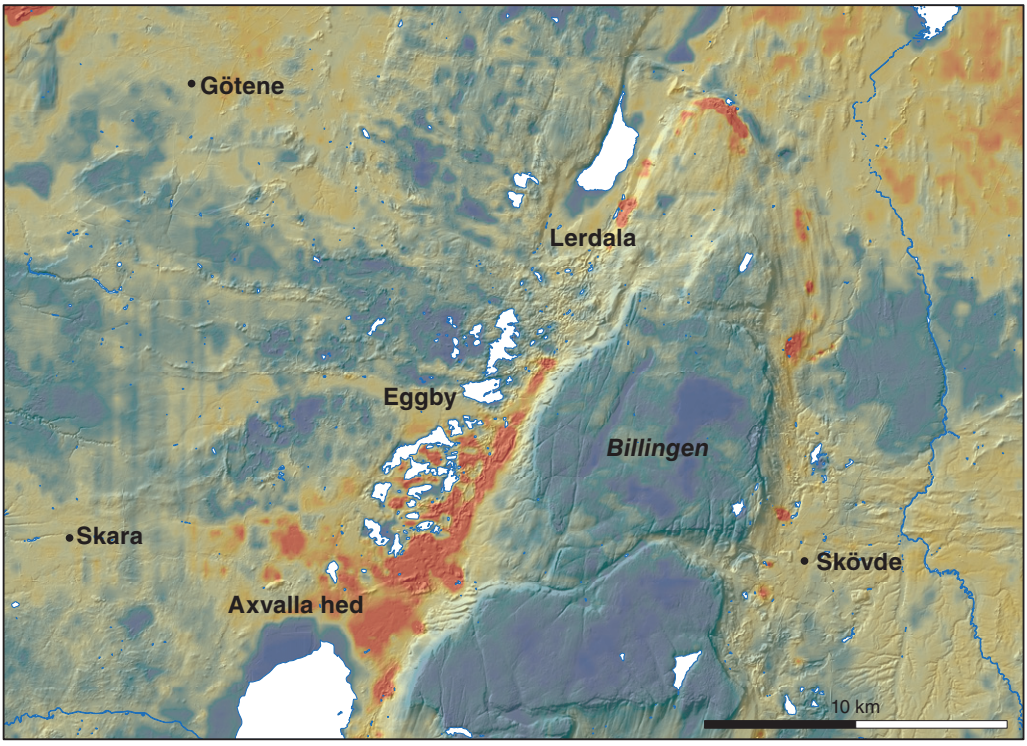


Figur 91. Sydost om Munstorp (6 d) bildades ett sandurplan vid mynningen av en ås. Denna bildning visar på ett övertygande sätt nivån för HK vid isavsmältningen. HK kan här med stor noggrannhet bestämmas till 124 m ö.h.

South-east of Munstorp (6 d) a sandur has been formed at the mouth of esker drainage. This formation shows a very exact level of the highest coastline at 124 m above sea level.

ning. Övriga röda, högstrålande ytor längre norrut är blottade alunskifferhällar. Hypotetiskt kan orsaken till avsaknaden av alunskiffer i den norra delen antas vara att dessa sediment har sitt ursprung i ett mer långtransporterat material. Orsaken till detta kan vara att den norra delen har fått sitt material när isen var ”coldbased”, dvs. isens sula var fastfrusen och det material som transporterades fram kom från högre delar i isen. Detta kan jämföras med den tolkning som har gjorts av förekomsten av bergarter från Dalarna inom en avlagring bildad under Yngre Dryas i norra Skövde. Figur 92 visar att det mest alunskifferrika materialet finns nära Billingen. Detta förmodas visa att den ursprungliga isälven har följt bergssidan, men dräneringen av smältvattnet har transporterat det alunskifferrika materialet vidare västerut.

När de nordligare delarna av Valle härad bildades hade flera lägre pass öppnats ut mot väster. Denna nordliga del utgörs av ett delta som har byggts upp till nivåer runt 115–120 m ö.h. Efter detta har isen ryckt fram. Genom denna framryckning var de norra delarna av Valle härad täckta av is när tappningen av Baltiska issjön skedde. Lerdalaområdet, dvs. den nordligaste delen av Valle härad, består av ett åsnät med mycket spetsiga getryggsåsar (fig. 93). De spetsiga åsarna visar inga som helst spår av att ha eroderats under tappningen av Baltiska issjön, trots att de lägst belägna åsarna finns på nivåer t.o.m. under 100 m ö.h. Detta område måste därför tveklöst ha varit täckt av is när tappningen skedde.



Figur 92. SGUs strålningskarta visar gammastrålningen uppmätt från flygplan. Den visar i princip innehållet av uran i berg och jord. I området är detta helt liktydigt med att det finns alunskiffer. I kartan betecknar röd färg hög strålning medan blå färg visar låg strålning. Kartan visar att tillförseln av material till uppbyggnaden av Valle härad har olika ursprung inom olika delar av formationen. I de sediment som byggt upp Axvalla hed och området norrut till Eggby finns mycket stora mängder alunskiffer. Längre norrut, söder om Lerdala, är innehållet av alunskiffer inte märkbart i strålningskartan.

Gamma radiation map from the database of SGU. This map shows that the particle provenance differs between different parts of Valle härad. The difference between the northern and southern parts is quite remarkable.

Flera grustag i de södra delarna av Lerdala visar lagerföljder som består av ytliga gruslager medan underlaget är ren skiktad sand. Något längre västerut, sydost om Punkerud (6 f), finns en husbehovstäkt i sand med en mycket blockig överyta. Nordväst om Kullhultasjön (7 f), på en nivå av ca 100 m ö.h., finns en liten täkt bestående av dåligt sorterad finsand och silt. De senare täkterna representerar de västliga delarna av norra Valle härad. I denna del förekommer mycket finkorniga sediment till skillnad från de östliga delarna där sten och grus helt dominerar. En mer än 15 m djup täkt i grovt material finns exempelvis öster om Igelsjön (7 f).

Trots att Valle härad domineras av vanligen relativt grova isälvsediment förekommer på många platser relativt finkorniga ytlager. Dessa ytlager liknar ibland relativt finkorniga moräner, även om block och sten sällan uppträder i de mängder som finns i moräner. Om detta övre lager har bildats genom framryckande isar eller enbart genom markvittring och jordflytning går inte att avgöra.



Figur 93. Åsarna inom Valle härad har bildats som getryggsåsar och bär inga spår av att ha eroderats under Baltiska issjöns tappning. Av denna bild framgår också att ytlagret på åsarna i många fall består av en relativt finkornig, moränliknande, jordart. Foto: Tore Påsse.

Humpback esker at Valle härad. The eskers at Valle härad show no signs of erosion from the drainage of the Baltic ice lake.

Besök Valle härad

Om man vill göra en geologisk exkursion i Valle härad kan det vara lämpligt att följa utvecklingen av bildningen från äldst till yngst, dvs. från söder mot norr. Den äldsta delen av Valle härad, den östliga terrassen, ses från Varnhem (5 e) och norrut till Bockskede (6 f). Norr om länsvägen är det möjligt att se denna terrass och samtidigt få en vy över Axvalla hed. Där ser man också tydligt det grova stenmaterial som bygger upp ytan av avlagringen i de många odlingsrösena. Det kulliga landskapet runt Drottningskullen (5 e) lämpar sig för en promenad. Stanna till vid Eggby (6 e) och se det opåverkade sandurplanet.

Besök sedan dalgången söder om Istrum (6 e) som ledde dräneringen av vatten och material väster ut. I de västra delarna, öster om Munstorp (6 d), ligger det sandurplan med dräneringsrännor som visas i figur 91. Den nivå vid 124 m ö.h. där rännorna upphör visar nivån på HK när

iskanten lämnade området. Söder om St. Fårvallsslätten (7 e) finns en mycket vackert utbildad erosionskanal som ledde dräneringen ner till den dåvarande havsnivån. Eftersom denna lokal blev isfri senare än Munstorp hade jordskorpan höjts upp något genom landhöjningen. HK vid denna lokal ligger därför runt 117 m ö.h. Vid Ingelstorp (7 e) finns en ränna som eroderades ner strax innan Baltiska issjön tappades. Nivån på denna ränna visar att havsnivån troligen låg nära 114 m ö.h.

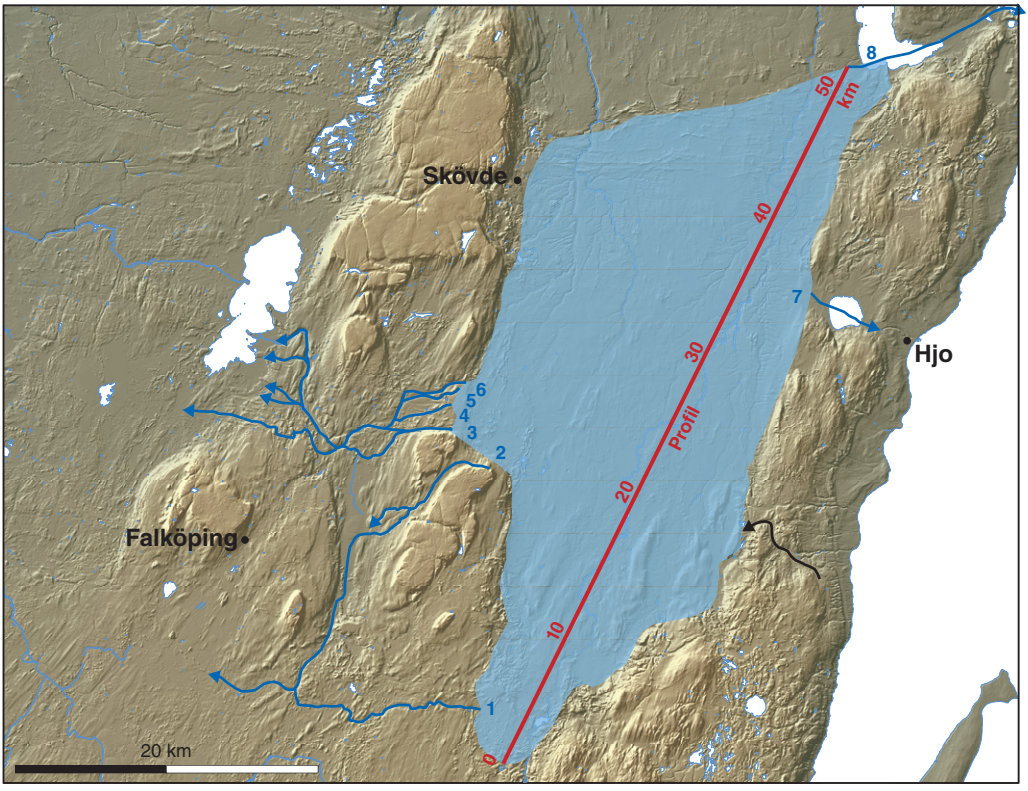
De spetsiga getryggsåsarna i norra delen av Valle härad kan upplevas i centrala Lerdala genom en promenad på stigarna runt skolorna i Lerdala. Åsarnas välbevarade former visar att dessa inte har utsatts för erosion vid Baltiska issjöns tappning. Detta visar i sin tur att åsarna då fortfarande var täckta av is och faktiskt kanske fortfarande höll på att bildas samtidigt som tappningen skedde. Den inbitne kvartärgeologen rekommenderas även en promenad i Lerdala på vägen som leder mot Orresäter (7 f). Vägen går där nämligen på en randbildning som kan antas ha bildats exakt vid gränsen mellan pleistocen och holocen, dvs. vid den tidpunkt då istiden klimatiskt och definitionsmässigt var slut och värmetiden började.

Tidanissjön och dess utlopp (kanjonen vid Dala)

Vid isavsmältningen bildades en stor issjö i sänkan mellan Hökensås och höjdområdet i väster bestående av Billingen, Plantaberget, Varvsberget och Gerumsberget. Orsaken till uppkomsten av issjön är att inlandsisens front i norr bildade en fördämning som förhindrade en naturlig dränering åt norr eftersom området i söder var mer högländ. Issjöns vattennivå bestämdes av de lägsta utlopp som vattnet kunde finna under rådande förhållanden. När iskanten retirerade norrut uppstod successivt lägre utlopp. Issjöns vatten tog efterhand många olika vägar i landskapet. Issjön beskrevs kortfattat av Munthe (1905). Nilsson (1942) namngav issjön som Tida-Vätterissjön. Issjön kallas idag vanligen endast Tidanissjön. Denna benämning används för hela den fas när Tidansänkan fylldes med vatten. Detta är inte helt korrekt eftersom Baltiska issjön under en ganska lång period intog sänkan.

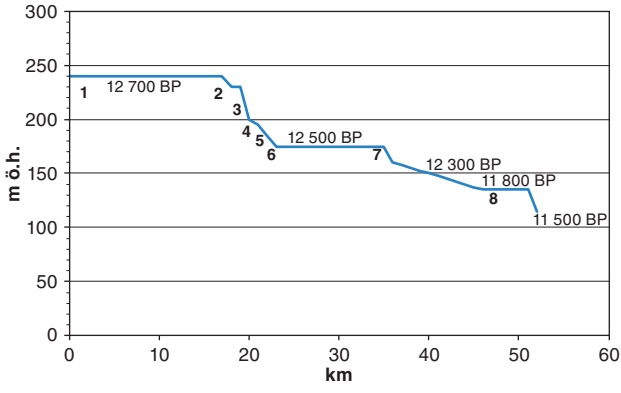
I figur 94–95 görs ett försök att sammanfatta utvecklingen av Tidanissjön med mindre fokus på tiden än i de paleogeografiska kartorna som redovisas i avsnittet *Paleogeografisk utveckling – sammanfattning av områdets utveckling*. Kartbilden i figur 94 omfattar även området söder och väster om själva kartområdet. När man tittar på ”Tidanissjön” i denna figur ska man komma ihåg att issjön aldrig sett ut på detta sätt. Tidanissjön har aldrig varit fem mil lång. Kartbilden visar i stället det område som täckts av en föränderlig issjö som i olika skepnader fanns i området i mer än 1 000 år. För att få ett grepp om hur lång period 1 000 år är kan man titta på hur långt inlandsisen smälte på samma antal år direkt efter det att Tidanssjön upphörde. Under den efterföljande perioden smälte isen faktiskt ända upp till innersta delen av Bottenviken.

Det utflödande vattnet eroderade fram älvfåror som idag på många ställen framträder som tydliga torrdalar. På sin väg ut till havet har Tidanissjöns vatten passerat andra sjöar och byggt upp isälvsdeltan. Detta gäller t.ex. i de östra delarna av Hornborgasjön. De tydligast frameroderade utloppen har markerats med siffrorna 1–9 i den karta som visar Tidanissjöns maximala utbredning (fig. 94). Denna kartbild är tänkt att läsas ihop med det diagram som visas i figur 95. X-axeln i detta diagram är en profillinje från issjöns sydligaste del upp till dess nordligaste del. Utefter denna linje har issjöns olika nivåer ritats in med utgångspunkt från nivårena för de olika utloppen. I figur 95 framgår att vattennivån inledningsvis låg nära 240 m ö.h. Tidanissjöns



Figur 94. Områden som har varit täckta av olika stadier av Tidanissjön. Åtta av de mer betydelsefulla utloppen visas i figuren med blå pilar. Den svarta pilen visar att Vätternsänkan under en period avvattnades ut mot väster. För en beskrivning av utloppen hänvisas till texten.

The area that was occupied by the different stages of the Tidan glacial lake. The most important outlets are numbered and shown by blue arrows. The black arrow shows that the Vättern basin during a period was drained towards the west.



Figur 95. Tidanissjöns nivåer. X-axeln är en tänkt linje från issjöns sydligaste del upp till dess nordligaste. Utefter denna profillinje har issjöns olika nivåer ritats in. Nivåerna har uppskattats med utgångspunkt från nivåerna för de olika utloppen. Ungefärliga tider för de olika stadierna i år före nutid anges också i diagrammet.

The levels of the Tidan glacial lake along a profile from south to north.

utlopp låg då i ett pass öster om Kinnarp, söder om kartområdet. Issjön var dock under denna tid relativt liten. Under detta stadium bildades de stora isälvsplatåerna vid Vättak och Balltak (söder om kartområdet) på nivåer strax under 240 m ö.h. Issjön hade denna vattennivå ända tills iskanten smälte bort och förbi Kungslena (1g) på norra delen av Varvsberget. Vattennivån sänktes då till ca 230 m ö.h.

Nästa utlopp som blev isfritt vid isens reträtt ligger vid Källebacka (1b), norr om Plantaberget. Denna passpunkt har en nivå på ca 200 m ö.h. När issjöns vatten dränerades genom detta pass kom stora kalkstensområden att spolas rena norr om Högstena (1f). Detta område är idag ett botaniskt skyddat område. Strax norr om området finns den torrdal som mest förknippas med Tidanissjön, nämligen den vid Dala. Här har smältvattnet skurit ner en ränna som bildar en 16 m djup och 60 m bred kanjon i kalkberggrunden (fig. 96). Detta pass har en nivå runt 195 m ö.h. Omedelbart norr härom finns flera erosionsrännor som successivt sänker passpunktsnivån ner till 175 m ö.h.

Issjöar bildades också i Vätternsänkan. I vissa faser har Vätterissjön avvattnats mot väster över Hökensås in i Tidanissjön och sedan vidare. Först skedde detta mot söder när utloppet vid Kungslena (1g) öppnades och senare mot väster när utloppen norr om Plantaberget öppnades. De torrdalar som har bildats vid Kinnarp och norr om Plantaberget har således kommit till inte enbart av Tidanissjöns flöden, utan också fått mycket vatten från Vätternsänkan.



Figur 96. Kanjonen vid Dala är Tidanissjöns mest kända utlopp. Foto: Tore Påsse.
Canyon at Dala (1f) that was formed by erosion from the Tidan glacial lake.

I början av Yngre Dryas-perioden öppnas ett pass på en nivå avsevärt lägre än de tidigare. Detta pass ledde vattnet åt öster och gick där Mullsjön ligger idag. Genom detta upphörde Tidanissjön tillfälligt. Tidansänkan intogs i stället av Baltiska issjön som vid denna tid också intog Vätternsänkan. När detta pass öppnades sänktes vattennivån i Tidansänkan till ca 160 m ö.h., dvs. till den nivå som Baltiska issjön då hade. Under några hundratal år sänktes nivån ytterligare genom att landet höjdes. Denna strandsänkning ledde emellertid till att passet vid Mullsjön till slut hamnade över Baltiska issjöns nivå. Detta medförde att Tidansänkan återigen avsnördes från innanhavet. Det blev en pånyttfödelse av Tidanissjön, fast nu vid en betydligt lägre nivå av ca 140–135 m ö.h. Under slutskedet av Yngre Dryas-perioden, innan de allra yngsta delarna av de Mellansvenska ändmoränerna bildades, öppnades åter en kanal ut mot Baltiska issjön. Vattennivån i Tidansänkan låg på omkring 135 m ö.h.

Om man vill titta på spåren efter Tidanissjön ska man inte enbart titta på torrdalarna vid de forna utloppen utan också förslagsvis se på de andra företeelser som visar issjöns utbredning och utveckling. Själva Tidansänkan, dvs. den storskaliga morfologin över området, kan med fördel betraktas från något av de närliggande Västgötabergen. Intrycket av en stor sjö kan förstärkas av att man väljer en plats där man även ser botten av den forna sjön, exempelvis om man tittar ut över de vidsträckta issjösedimenten vid Skövde skjutfält eller andra slätter. Ett annat sätt att förstå Tidanissjöns geologiska utveckling är att besöka de deltaavlagringar som bildats i issjön. Dessa bildar en trappstege från det översta steget vid Vättak på en nivå av nästan 240 m ö.h. ner mot exempelvis det vackra deltaplanet vid Ljuslingsbacken (2 g) på en nivå av 171 m ö.h. Därefter vidare över deltaplanen inom Skövdes södra delar på nivåer runt 150 m ö.h. och slutligen över deltaplan på nivåer omkring 135 m ö.h. norr om Skövde. De forna utloppen med sina torrdalar är givetvis mycket sevärda. Detta gäller givetvis kanjonen vid Dala, men också den fantastiska erosionsrännan öster om Kinnarp.

Ibland kan det vara av intresse att även peka på vad som saknas i ett område. När det gäller Tidanissjön finns det inga svallsediment utefter stränderna. Orsaken till att svallsediment saknas är sannolikt de klimatologiska förhållandena som rådde vid isavsmältningen i denna trakt. Stränderna har troligen varit frusna och issjön isbelagd under en stor del av året. Skälet till att detta nämns beror på tidigare tolkningar av Baltiska issjöns tappning som anger att de grova sedimenten vid Billingens nordspets skulle utgöra svallsediment. Dessa sediment har emellertid i denna beskrivning i stället tolkats som ”tappningssediment”.

BALTISKA ISSJÖNS TAPPNING, KLYFTAMON OCH TIMMERSDALAVALLEN

Redan i slutet av 1800-talet framgick att Östersjön hade genomgått en mycket dramatisk utveckling med svängningar mellan olika sötvattens- och havsvattensstadier. Kunskapsläget sammanfattas av Munthe (1910) när han pekade ut Billingens nordspets som ett nyckelområde för utloppet av Baltiska issjön. Nio år senare kom Gösta Lundqvist att undersöka området. Detta ledde till att han publicerade sina resultat om Baltiska issjöns tappning 1921. Dessa undersökningar har han senare kompletterat i kartbladsbeskrivningar från området samt i två publikationer 1946 och 1965. Lundqvist (1921) påpekar att såväl erosionsfenomenen som sedimentackumulationerna från tappningen är blygsammare än vad som förväntas vid en katastroftappning från ett innanhav. Kort härefter påbörjade Simon Johansson (1926, 1937, 1943) sina undersökningar av området, framför allt området väster om tappningen. Johanssons arbeten har fått en del kritik, vilket är

förståeligt eftersom han har övertolkat många iakttagelser. Detta beror främst på att han har förmodat att tappningen innebar en sänkning av Baltiska issjöns nivå med 100 m.

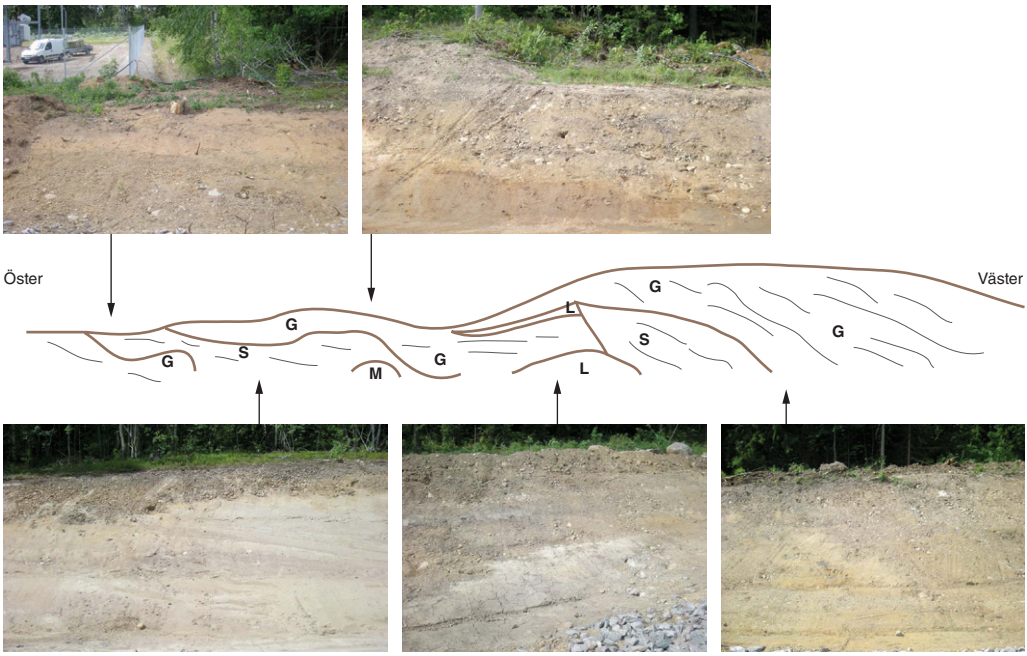
Tappningen vid Billingen har påverkat utvecklingen i stora delar av Östersjösänkan. Händelsen har diskuterats av en rad forskare i olika länder. Den lilla historiska tillbakablick som ges här begränsas till de arbeten som har tillkommit genom fältundersökningar från Billingenområdet. Bo Strömberg (1977, 1985, 1989, 1992, 1994) har undersökt området bl.a. genom lervarvskronologiska undersökningar. Hans arbeten har dock flera utgångspunkter och omfattar också undersökningar för att utreda tappningsförloppet. Björck & Digerfeldt (1984, 1986, 1989, 1991) har gjort ett stort antal biostratigrafiska undersökningar i området för att utreda strandförskjutningsförloppet väster om Billingen. Deras arbeten har lett till slutsatsen att Baltiska issjön tappades två gånger: en gång i Alleröd och slutligen vid övergången Yngre Dryas-perioden eller Preboreal. Tanken bakom detta är att iskanten har retirerat norr om Billingen under Alleröd för att senare rycka fram över det område som så småningom bevisligen avsmälte under Yngre Dryas. Björck & Digerfeldts tolkning om en tappning under Alleröd vid Billingen har fått stor genomslagskraft i litteraturen och har senast framförts av Björck & Johnson (2013). Kartläggningen i området ger dock inga som helst belägg för denna tidiga tillbakagång och framryckning av isen.

Även om det angivna beloppet för tappningen av Baltiska issjön varierar mellan olika forskare så anser de flesta att sänkningen kan ha uppgått till mellan ca 22 och 26 m. Grunden för denna slutsats är skillnaden mellan strandlinjenivåerna före respektive efter tappningen. Denna skillnad finns på östra sidan av Billingen (Lundqvist 1931) men också vid Perstorpsdeltat norr om Karlsborg (Bergsten 1943). Resultaten från kartläggningen kan inte verifiera denna tolkning eftersom de avlagringar som tidigare har tolkats som strandavlagringar, öster om Billingen, ifrågasätts vara just strandavlagringar.

Timmersdalavallen

Tillkomsten av den ryggformation som sträcker sig i öst–västlig riktning norr om Timmersdala (8 g) har ofta diskuterats. Det har spekulerats om ryggen har byggts upp av tappningssediment eller om det är en randbildning från Mellansvenska ändmoränerna. Under arbetet med kartan gavs möjlighet till en inblick av ryggens uppbyggnad när ett 700 m långt schakt grävdes för en ny vägsträckning längs med ryggen. Den östligaste delen av detta schakt låg där ryggen skär Låstadsåsen vid den lokala transformatorstationen. Schaktet visar att lagerföljden generellt består av lager som byggts upp från öster mot väster. De äldsta delarna av ryggformationen ligger således i öster och de yngsta delarna i väster. I figur 97 visas en översiktlig profil över lagerföljden i den östligaste halvan av vägskärningen vid Timmersdala. Nära transformatorstationen består bottenlagren av grovt stenigt grus. Detta sediment antas ha bildats i Låstadsåsen vars ryggformation eroderats ner genom tappningen. Gruset överlagras åt öster av skiktad sand som i sin tur överlagras av grus. Längre västerut underlagras sanden och gruset av morän och lera. Den västra delen av denna del av profilen består underst av sand och däröver av grus som avsatts i relativt kraftigt stupande lager. Denna del av lagerföljden visar att sedimenten har avsatts i ett vatten som rinner åt väster. De relativt sett finkorniga sedimenten antyder att åtminstone denna del av lagerföljden knappast kan ha bildats eller överlevt en direkt katastrofartad tappning på platsen.

Den västliga delen av vägskärningen, dvs. fortsättningen på den lagerföljd som visas i figur 97, visar en helt annan och mycket anmärkningsvärd lagerföljd. Här består lagerföljden av ett bimo-



Figur 97. Skärning genom Timmersdalavallen (8 g). Under arbetet med kartan gavs möjlighet till en inblick av ryggens uppbyggnad när ett 700 m långt schakt grävdes längs med ryggen för en ny vägsträckning. Den östra halvan av denna skärning visas här. Lagerföljden består av lager som byggts upp från öster mot väster och utgörs av grovt stenigt grus (G) i botten, vilket överlagras av skiktad sand (S). I lagerföljden ingår också morän (M) och lera (L).

Excavation along the road at Timmersdalavallen (8 g). The profile shows that this ridge was formed from the east (öster) to the west (väster). G means gravel, S means sand, M means till and L means clay.

dalt sediment, dvs. en jordart som utgörs av två olika kornpopulationer: dels en stenigt grusig kornpopulation, dels en lerig kornpopulation där leran delvis fyllt ut de hålrum som har bildats mellan de grova kornen (fig. 98). Denna typ av jordart är extremt ovanlig eftersom det är svårt (eller omöjligt under normala fall) att få grovt grus och lera att avsättas i en och samma bildningsprocess. Det mest märkliga med denna jordart är ändå att det finns hålrum mellan kornen, dvs. alla mellanrum i kornskelettet har inte fyllts ut med lera. Detta har skett genom att sedimentet i grunden består av mycket grova partiklar som bildar ett kornskelett med tomma utrymmen däremellan. För att försöka förstå hur denna jordart var uppbyggd gjordes en fältsiktning för att bestämma kornfördelningen hos den grova kornpopulationen (fig. 99). De grova partiklarna i denna jordart är relativt avrundade och liknar helt de partiklar man finner strax öster härom i Låstadsåsen. Detta konstaterades genom en liknande fältsiktning, som visar att den grova kornpopulationen kommer från just den nederoderade Låstadsåsen. De mer finkorniga delarna har en kornfördelning som kan härledas till områdets leriga morän. En kornfördelningskurva för den jordart som har konstaterats i den västra delen av Timmersdalavallen har konstruerats genom att kombinera resultaten från fältsiktningen med resultatet från en konventionell jordartsanalys (upp till 20 mm) på de mer finkorniga delarna. Den kornstorleksfördelning som man fick fram visas i figur 100.



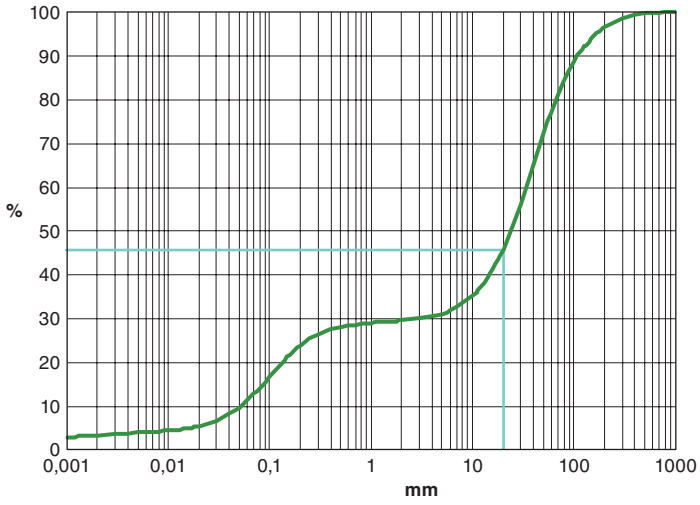
Figur 98. Detalj av den jordart som bygger upp den västra delen av Timmersdalavallen. Denna jordart består av två olika kornpopulationer, dels av stenigt grus, dels av lera. Leran fyller ut de hålrum som har bildats mellan de grova kornen. Denna typ av jordart är extremt ovanlig eftersom det är svårt att få grovt grus och lera att avsättas i en och samma bildningsprocess. Det märkligaste med denna jordart är ändå att det finns hålrum mellan kornen, dvs. alla mellanrum i kornskelettet har inte fyllts ut med lera. Foto: Tore Påsse.

The main part of Timmersdalavallen is formed by a very special sediment. The sediment is composed of two different grain size populations, stony gravel and clay. The clay partly fills the pores between the coarse particles. The most remarkable feature of this sediment is that there are cavities which aren't filled by any sediment at all.



Figur 99. Den västra delen av Timmersdalavallen byggs upp av en jordart bestående av de två kornpopulationerna stenigt grus och lera. En fältsiktning genomfördes på den grova kornpopulationen. De stenar och gruskorn som siktades fram visas i högen på bilden. Foto: Tore Påsse.

The coarse particles were analysed by field sieving. The stones and gravel particles which were analysed are shown in this picture.



Figur 100. Kornfördelningen i den jordart som visas i de två föregående figurerna. Den del av kornfördelningskurvan som visar fördelningen <20 mm kommer från en konventionell jordartsanalys vars mätintervall har markerats med turkosa linjer. Kornfördelningskurvan >20 mm kommer från fältsiktningen.

The total grain size analysis of the special sediment in Timmersdalavallen. This curve shows the grain size distribution when the result from the field sieving is combined by a conventional analysis for particles <20 mm.

Lagerföljden i den östra delen av ryggen vid Timmersdala visar att avsättningen av sedimenten skett i rinnande vatten och med en utbyggnad åt väster. Ryggen har bildats ca 50 m under havets dåvarande nivå. För att få ett rinnande vatten och avsättning av dessa sediment att bilda en rygg krävs en tunnel under isen. De västliga delarna av ryggen består av de mycket avvikande sedimenten. Dessa måste ha bildats i samma tunnel, men eftersom dessa har avsatts har sannolikt tunneln helt korkat igen. Det slammiga leriga vattnet har inte kunde fortsätta att flöda ut ur en isälvstunnel. Detta kan ha skett i en mer eller mindre momentan process, annars skulle de grova partiklarna inte ha blandats med det finkorniga. När avsättningen långt senare avvattnades bildades stora hålrum. Dessa hålrum bevarades genom att ett grovt kornskelett bygger upp den stora massan av jordarten. Slutsatsen av detta resonemang är att Timmersdalavallen har bildats i en spricka som har korkats igen. Detta kan givetvis ha skett i samband med tappningen av Baltiska issjön, men själva formationen utgör knappast någon viktig del av de sediment som kan förmodas ha avsatts vid tappningen.

Lagerföljden och de ingående jordarterna visar att Timmersdalavallen inte har bildats som en ändmorän. Det som har gjort att Timmersdalavallen tidigare ibland har tolkats som en ändmorän är givetvis att bildningen är en rygg, men också att den täcks av rikligt med stora och kantiga block. Dessa block är speciella eftersom de flesta av dem består av traktens sandsten. Nästan alla av de stora sandstensblocken som observerades i vägskärningarna låg i ytan. Sandsten finns i fast klyft nära den östra delen av vallen. Uppe på vallen förekommer sandstensblocken framför allt i vallens östra delar medan de är sällsynta i den del av avlagringen som ligger i väster. En majoritet av blocken i den västra delen utgörs av urbergblock, dessa block är betydligt mindre än sandstensblocken. I vallen förekommer en hel del skiffer som måste ha transporterats från öster, eftersom skifferberggrund saknas väster om avlagringen. Blocken ligger uppe på ryggen, något som visar att de kan ha avlagrats efter att själva ryggen formades. En tänkbar mekanism för denna avsättning är att blocken har legat uppe på isytan men glidit ner i den sänka som bildades nära Billingens sluttning i samband med tappningen av Baltiska issjön.

Ny tolkning av händelseförloppet vid tappning av Baltiska issjön

När tappningen vid Billingen beskrivs hänvisas nästan alltid till att Baltiska issjöns vatten mer eller mindre katastrofartat tappades ut mot havet när iskanten lämnade norra Billingen vid Timmersdala. Händelseförloppet är dock mer komplicerat eftersom Östersjösänkans vatten måste passera tre pass på sin väg genom Västra Götaland. En första förutsättning för att Baltiska issjön skulle tappas åt väster var nämligen att iskanten retirerade norr om Hökensås så att passet vid Karlsborg och sjön Örlen öppnades. En andra förutsättning var att passet vid Billingens nordspets kunde släppa fram vattnet. Den tredje förutsättningen var att vattnet kunde rinna över höglandet sydväst om sjön Lången vid Klyftamon (7 f). Här finns emellertid ytterligare en sak att tänka på. Valle härad har byggts upp genom sedimenttransport från ett isälvsstråk längs Billingens västsida. Isälvarna i detta stråk har under lång tid byggt upp en stor och utbredd isälvsavlagring. Isälvarnas vatten leddes från början åt söder, men dräneringen skedde allt mer åt väster. För att förstå vilken betydelse tappningen har haft för landskapsutvecklingen måste man kunna särskilja de formationer och erosionsfenomen som har skapats av tappningen från dem som har skapats av den ”normala” dräneringen från isälvsstråket. Denna problematik har inget självklart svar. Men kanske är det så att det finns spår i området som kan ifrågasätta grundidén vad det gäller tappningen, nämligen att tappningen har skett under kort tid i ett katastrofartat förlopp. Detta diskuteras senare i detta kapitel.

I många kartor som har gjorts för att visa isavsmältningsförloppet i Sverige har man ritat in ett israndläge över norra Billingen. Detta israndläge har t.o.m. fått ett egennamn, Billingenmoränen. Kartläggningen ger inget som helst belägg för att ett sådant israndläge har existerat och än mindre för att det har existerat under Yngre Dryas-perioden. Orsaken till att israndläget överhuvudtaget har ritats in på isavsmältningskartor är att många har tolkat Timmersdalavallen som just ett randläge bildat vid gränsen mellan Yngre Dryas och Holocen. Ny information, som har kommit fram i samband med detta arbete, visar att Timmersdalavallen inte är någon randbildning. Denna vall har bildats i en istunnel. Bildningen är alltså ingen randmorän och visar varken iskantens läge vid tappningen eller hjälper till att datera händelsen. Det är dock relativt sannolikt att tunneln har existerat när tappningen ägde rum.

Strandlinjedata från olika delar av Skandinavien visar att tappningen har skett antingen helt nära slutet av Yngre Dryas-perioden eller mycket tidigt under Holocen (Björck 1995). Tappningen har således skett när iskanten har legat vid det nordligaste läget av de Mellansvenska ändmoränerna eller strax norr om moränryggarna. Kartläggningen visar att de nordligaste delarna av Mellansvenska ändmoränerna ligger ganska långt från Billingens nordspets, omkring en halvmil söder om den. När de äldsta delarna av de Mellansvenska ändmoränerna bildades låg isranden vid Lerdala (7 f) i väster och vid Skövde i öster. Inlandsisen bildade då en tunga ner till nuvarande Lerdala i Långensänkan. Tappningen har antagligen skett över denna.

Lerdalaområdet utgör den nordligaste delen av Valle härad. Det består av ett åsnät med mycket spetsiga getryggsåsar. Åsarna kan ha bildats i en uppsprucken levande is. De spetsiga åsarna visar inga som helst spår av att ha eroderats av någon tappning, trots att de lägst belägna åsarna t.o.m. finns på nivåer under 100 m ö.h. Terrängen i Klyftamon visar hur ett eroderat område kan se ut, så ett jämförelseobjekt finns alldeles i närområdet. Mot norr övergår åsnätet vid Lerdala till att bli en traditionell ås, Låstadåsen, som bildades under en aktiv is. Låstadåsen kan faktiskt ha

bildats mer eller mindre samtidigt som tappningen skedde, dvs. åsen har då bildats under isen medan tappningen har skett ovan isen.

Öster om Billingen finns de nordligaste förekomsterna av issjösediment vid Stöpen (7 h). Dessa förekomster antas visa var iskanten stått vid tappningen. Antagandet bekräftas av att det nordligaste randläget i Mellansvenska ändmoränerna ligger strax söder om denna nordgräns. Detta indikerar att tappningen skett efter att den sista Mellansvenska moränen bildades. Iskanten vid tappningen låg då ”svept” runt Billingens nordspets. Isen var så tunn att issjöns vatten kunde rinna över den och vidare in över istungan i Långensänkan. Med tanke på hur uppsprucken isen var över Lerdalaområdet är sannolikheten hög att isen hade många sprickor även vid Billingens nordspets och vid Stöpen.

Längs Billingens nordöstra del finns ett stråk av grova sediment som kan ha bildats genom tappningen av Baltiska issjön. Sedimenten består främst av sten och block som har frispolats vid tappningen (fig. 101). I en tidigare kartläggning av området (Lundqvist m.fl. 1931) betecknades dessa sediment som svallsediment. Sedimenten har fått oerhört stor betydelse av tolkningen av Baltiska issjöns tappning, eftersom de har ansetts visa att havet låg på en nivå av 125 m ö.h. efter



Figur 101. Vid Kvarntorp (7 g) på Billingens östsida finns en zon med block, sten och grus som har bildats genom erosion vid tappningen. Denna zon når upp till en nivå av ca 125 m ö.h. och har tidigare beskrivits som en strandbildning som kom till efter tappningen.

At Kvarntorp (7 g), at the eastern side of Billingen, there is a zone with boulders, stones and gravel, which formed by erosion during the drainage of the Baltic ice lake. This zone reaches 125 m above sea level, and was earlier interpreted as a shore deposit formed after the drainage.

det att tappningen ägt rum. Ingen tycks ha ifrågasatt varför det skulle ha bildats en så omfattande svallavlagring i havet i detta läge och just efter denna händelse, när inga andra liknande avlagringar överhuvudtaget existerar i trakten. Avlagringen förekommer upp till en nivå av ca 125 m ö.h. inom ett mycket begränsat område. Huvuddelen av den är belägen runt nivåerna 115–120 m ö.h.

Någon gång under tappningen kan Timmersdalavallen ha bildats i en kortvarigt existerande tunnel i isen som snabbt korkades igen med omlagrade, tidigare avsatta jordlager. Vattnet från tappningen rann emellertid uppe på isen och fann sin väg mot havet över Klyftamon.

Tappningen antas ha börjat när vattennivån öster om Billingen låg runt 130 m ö.h. Varaktigheten av tappningen har ofta diskuterats. Det är tänkbart att den tog relativt lång tid och att den skedde i etapper. En stor del av flödet kan ha skett via den mycket kraftiga erosionrännan vid Kvarnabacken (7 f) med en passpunkt på 114 m ö.h. Denna ränna ligger omedelbart söder om Klyftamon. Rännans botten är bitvis helt täckt av block, vilket indikerar att den har bildats av ett kraftigt flöde. Men varifrån kommer detta flöde? Isälvsstråket, dvs. isälvarnas dränering, gick längs Billingen västsida. Dessa isälvar har byggt upp getryggsåsar i Lerdala (7 f). Dessa åsar förutsätter att Lerdala var täckt av is. En konsekvens av detta är att isälvarnas vatten måste ha runnit söderut. Varför har då torrdalen vid Kvarnabacken (7 f) tillkommit? Det finns förmodligen ingen annan förklaring till uppkomsten av denna erosionsränna än att det, samtidigt som åsarna bildats, har funnits ett annat vattenflöde till området än det från isälvarna. Detta vattenflöde kan knappast härledas från någon annan process än att det är Baltiska issjöns vatten som dränerats genom området. Med andra ord, rännan vid Kvarnabacken har bildats genom tappningen. Av detta följer att tappningen har skett över en relativt lång period. Tappningen har ju skett under hela den tid som det har tagit för iskanten att smälta bort från Kvarnabacken och norrut förbi Klyftamon.

Rännan vid Kvarnabacken har en passpunkt på 114 m ö.h. När denna bildades låg havets nivå omkring 110 m ö.h. Det utflödande vattnet kunde därför inte tappas ned till havsnivån när rännan vid Kvarnabacken ledde ut vattnet. Därvid var området norr om Skövde en issjö ytterligare en kort period. I denna bildades issjösediment men nu endast på nivåer lägre än 114 m ö.h. Öster om Stöpen (7 h) finns ett utbrett sandområde på nivåer under 114 m ö.h. som kan förmodas ha bildats under denna fas. Vid Lerdala finns plana sandytor på nivåer som indikerar att de har bildats i en ”issjö” vars nivå bestämdes av passpunktsnivån vid Kvarnbacken, dvs. ca 114 m ö.h. Genom den fortsatta isrecessionen öppnades dock rätt snart ett något lägre pass, det vid Klyftamon och över Bjursjöarna. Detta pass har en nivå av ca 105–108 m ö.h., vilket innebär att tappningen till slut nådde havsnivån, men också att det utströmmande vattnet haft en hög hastighet när det rann över det grunda sundet vid Klyftamon. I detta sund har vissa ytor, särskilt i öster, eroderats mycket kraftigt och stora delar av Klyftamon karaktäriseras av kalspolade hällar (fig. 102), men också av starkt spolade moränytor som täcks av block i ytan (fig. 103). Andra delar av Klyftamon består av fält med mycket grova isälvssediment (fig. 104). Dessa sediment finns framför allt i de västra delarna. De kan inte direkt härledas till någon isälv i strikt mening utan har bildats genom omlagring av den bortspolade moränen i de östra delarna.

Iskantens läge när tappningen upphörde framgår ganska tydligt norr om Klyftamon eftersom det område som då var istäckt inte har utsatts för erosion. I detta område finns således både en välbevarad ås och svärmar av De Geer-moräner, som inte har eroderats bort utan måste ha blivit skyddade av is eller kommit till efter tappningen. De högst belägna tappningssedimenten ligger



Figur 102. Klyftamon (7f) var under lång tid att ett sund mellan Östersjön i öster och havet i väster efter det att Baltiska issjön tappats. Stora områden av Klyftamon består av kalspolade hällar, vilka i väldigt många fall är starkt uppspruckna. Foto: Tore Påsse.

Klyftamon (7f) was during a long period a strait between the Baltic and the sea at the Swedish west coast. The bedrock has been exposed by extensive erosion in this former strait.

på 110 m ö.h., vilket på sätt och vis kan betraktas som HK i området. Det är uteslutet att det har runnit ett vattenflöde med en högsta nivå på 150 m ö.h. över Klyftamon.

Att en tappning har skett vid Billingen och över Klyftamon är välkänt sedan tidigare. I denna beskrivning görs dock en viss omtolkning av förloppet. Denna omtolkning gäller framför allt iskantens läge vid tappningen samt de strandnivåer som styrt utvecklingen. Tidigare har Baltiska issjöns nivå i öster angetts till 150 m ö.h. medan havets nivå ansetts ha legat på 125 m ö.h. I detta arbete förmodas Baltiska issjöns nivå istället ha varit ca 130 m ö.h. och havets nivå ca 110 m ö.h. vid tiden för tappningen. De nya värdena öster om Billingen härleds från nivåerna av de issjödeltan som finns i norra Skövdeområdet, samt att dessa överlagras av moränmaterial där partiklarna har hunnit vindslipas. Vindslipning kan endast ske på land. För att materialet ska bli vindslipat krävs mer eller mindre arktiska förhållanden. Detta innebär att vattenståndet måste ha legat på en nivå lägre än den nivå som det vindslipade moränmaterialet återfinns på, vid tiden för tappningen. Väster om Billingen kan strandlinjens nivå översiktligt bestämmas från det dräneringsmönster som har skapats vid isavsmältningen. I det område som sist smälte fram under Yngre Dryas ligger gränsen mellan sandursedimenten och deltasedimenten runt 110 m ö.h. En mycket viktig iakttagelse från kartläggningen är fyndet av en välutvecklad, fossil iskil öster om Lundsbrunn (6d). Nivån på platsen för den fossila iskilen är 117 m ö.h. Området där den påträffades måste



Figur 103. Klyftamon (7f) kom under lång tid att vara ett sund mellan Östersjön i öster och havet i väster efter det att Baltiska issjön tappats. Stora områden av Klyftamon består av moränytor täckta av block som eroderats fram genom långvarig spolning. Foto: Tore Påsse.

In some parts of Klyftamon (7f) there are boulder fields formed by very extensive erosion during the drainage of the Baltic ice lake.

dock ha legat över havets nivå långt innan iskilen kunde utvecklas. Med hänsyn till detta är en strandnivå på ungefär 110 m ö.h. vid tappningen trolig.

Efter själva tappningen fortsatte vattnet att rinna över Klyftamon. Passen vid Hökensås och Billingen blev under denna tid bredare och djupare. Passet över Klyftamon blev inte större på grund av den resistenta urbergsberggrunden. Detta innebär att de sediment som har avlagrats vid Klyftamon, eller bättre uttryckt har omlagrats, har bildats i ett extremt trångt och grunt sund där hela Östersjöns dränering runnit i 100–200 år. Strandförskjutningen i området uppgick vid denna tid till 5–6 m på 100 år. Passet vid Klyftamon låg då alldeles vid havsnivån eller kanske t.o.m. något över för 11 400 år sedan. Detta innebar att Östersjön troligen aldrig helt sänktes ner till havsnivån vid den första tappningen. Det kan ha tagit ytterligare drygt 100 år innan ett nytt pass längre norrut öppnades, ett pass som slutligen kunde sänka Baltiska issjöns vattennivå ned till havsnivån. Under perioden 11 500–11 400 år före nutid kan Baltiska issjön fortfarande ha existerat och då med ett vattenstånd på ett par meter över havets nivå. Detta resonemang är givetvis osäkert då strandlinjenivåerna vid denna tid inte är exakt kända. Det finns också mycket få bestämningar av strandlinjenivåer i Östersjöområdet från denna tid, men det finns dock ett fåtal daterade strandlinjelokaler vid Gotland (Svensson 1989) som möjligen skulle kunna indikera en fortsatt kortvarig existens av Baltiska issjön även efter tappningen.



Figur 104. I de västra delarna av Klyftamon förkommer utbredda fält av stenigt grus. Foto: Tore Påsse.
The till that has been eroded at the eastern part of Klyftamon (7f) has been deposited at the western part as stoney gravel.

I frågeställningen om hur tappningen vid Klyftamon har gått till bör man tänka på att spåren efter den inledande tappningen knappast finns bevarade. Det vi idag ser bevarat vid Klyftamon är i stället spåren av den senaste fasen, då Klyftamon var Östersjöns enda utlopp under 100–200 år.

Strömberg (1992) har gjort detaljerade lervarvskronologiska undersökningar i regionen och har påpekat att det inte finns några indikationer i de varviga sedimenten att det skett någon katastroftappning i området.

Den tidigare använda nivån på 150 m ö.h. kan härledas till ett par små, grunda sand- och grusförekomster på Billingens östsida nära de ovan nämnda grova sedimenten. Dessa förekomster antas i denna beskrivning ha bildats i kontakten mellan isen och Billingen i ett något tidigare skede av utvecklingen. För att sätta in dessa små förekomster i ett större sammanhang kan nämnas att liknade bildningar, men betydligt mäktigare, även återfinns på liknande nivåer på västsidan av Billingen.

Paleogeografisk utveckling – sammanfattning av områdets utveckling

De strandnivåkartor, även benämnda paleogeografiska kartor, som visas i detta kapitel, har framställts med en metod utvecklad av Påsse & Daniels (2015). Strandnivåkartor visar havets

och inlandsisens forna utbredning men också hur vattendrag och sjöar har förändrats med tiden. Kartorna görs genom att bearbeta digitala höjddata tillsammans med en matematisk strandlinjemodell och en modell av inlandsisens avsmältning. Det bör poängteras att de modellerade kartorna arbetar med en höjddatabas som visar dagens topografi. Detta medför att många ”felaktigheter” kan bildas i den paleogeografiska kartbilden. Exempelvis kan en mosse ha vuxit upp där det en gång i tiden låg en sjö. Områden där människan har påverkat höjdförhållandena skapar också stora felkällor. Täkter av olika slag kan bli till fornsjöar. Sänkningar av sjöar och liknade förändringar skapar också problem. Rent datamässigt är det också så att smala passpunkter inte registreras i den översiktliga höjddatabas som använts.

Kartområdets sydvästra del blev isfritt för 12 800 år sedan (fig. 105A). Kort härefter bildades randbildningar vid isfronten i två parallella lägen. Dessa två randlägen kan knytas ihop med det randläge som tidigare har beskrivits som Levenemoränen. Dräneringen av det sydvästra kartområdet sker idag mot nordväst via Lidan ner till Vänern. När Lidans norra delar var täckta av is vek dräneringen istället av åt väster ut till havet, som skymtar i kartbildens vänstra del.

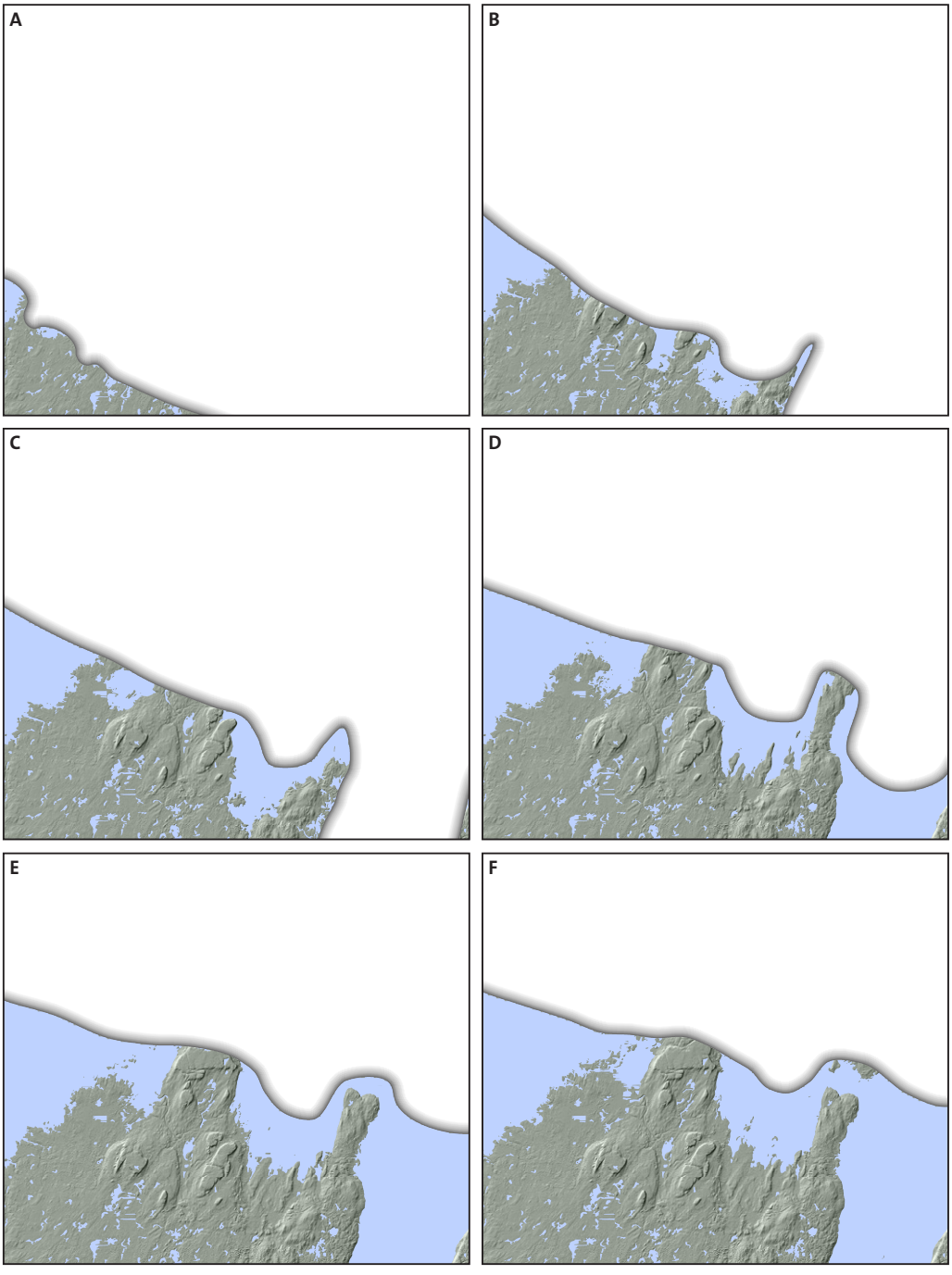
En rad issjöar bildades längs isfronten för 12 700 år sedan: Vätterissjön, Tidanissjön och Åsleissjön (fig. 105B). Inledningsvis dränerades både Tidanissjön och Åsleissjön åt söder och de första spåren av Tidanissjön får därför sökas inom det angränsande kartområdet i söder. Ett delta, Vättakplatån, bildats på en nivå av ca 240 m ö.h. i denna issjö. Efterhand som isen drog sig tillbaka mot norr blottlades lägre pass. Detta gjorde att issjöarnas nivåer successivt blev lägre allteftersom lägre erosionsrännor successivt kunde skäras ut längs iskanten. Väster om Mösseberg bildades en liten issjö, på en nivå nära 150 m ö.h., men när isen drog sig tillbaka sänktes nivån till 140 m ö.h. Havet i väster låg på ca 120 m ö.h.

För 12 600 år nådde havet upp till mellan 120 och 125 m ö.h. i de västra delarna av kartområdet (fig. 105C). En issjö bildats vid St. Bjurum (2 c) och Rösjömossen (2 b) väster om Mösseberg. I detta issjöområde bildades ett åsnät där åsarnas krön har en tydlig toppkonstans omkring 130 m ö.h. Isälvsavlagringarna vid Dimbo (0 g) bildade platåer runt 220–230 m ö.h. i Tidanissjön, som vid denna tid hade sitt utlopp genom ett pass vid Kungslena (1 g). När iskanten drog sig tillbaka blev issjön allt större. Genom iskantens reträtt öppnades ett nytt utlopp norr om Plantaberget vid Borgatorp (1 f) på en nivå av ca 200 m ö.h. Vatten från Tidanissjön rann genom Åslesänkan ner till en issjö i Hornborgasänkan.

En tusenårig köldperiod började för 12 500 år sedan, Yngre Dryas-perioden. Det kalla klimatet gjorde att isavsmältningen blev mycket långsam. I Vätternsänkan bildades en issjö (fig. 105D), som under en kort period dränerades över Hökensås och ned till Tidanissjön. Denna förbindelse upphörde när Vättern blev en del av Baltiska issjön någon gång mellan 12 600 och 12 500 år före nutid. När iskanten drog sig norrut sänktes Tidanissjön ytterligare en gång eftersom det bildades nya utlopp vid Dala på nivåer från 190 m ö.h. ner till 175 m ö.h. Det mest kända utloppet kan idag ses som en torrdal vid stenbrottet vid Dala (1 g) där en 16 m djup kanjon skurits ner i berget.

För 12 400 år sedan hade Vätternsänkan kontakt med Baltiska issjön (fig. 105E). När passet vid Mullsjön blev isfritt kom Tidansänkan att sänkas från 175 m ö.h. ner till ca 160 m ö.h. Tidansänkan blev då en del av Baltiska issjön. Hornborgasjön var vid denna tid en del av havet.

Den stora isälvsavlagringen vid Skövde började bildas för 12 300 år sedan. Detta skedde i Baltiska issjön (fig. 105F). Deltat söder om Skultorp (3 h) byggdes upp till 151 m ö.h. Väster om Billingen inleddes tillkomsten av Valle härad. Havet utanför Axvall (5 d) låg vid denna tid på drygt 120 m ö.h. Randbildningen vid Brunsboängar (5 d) vid Skara skapades ungefär vid denna tid.



Figur 105. Områdets paleogeografiska utveckling. **A.** För 12 800 år sedan. **B.** För 12 700 år sedan. **C.** För 12 600 år sedan. **D.** För 12 500 år sedan. **E.** För 12 400 år sedan. **F.** För 12 300 år sedan.

The paleogeographical evolution of the area. ***A.*** *12 800 years ago.* ***B.*** *12 700 years ago.* ***C.*** *12 600 years ago.* ***D.*** *12 500 years ago.* ***E.*** *12 400 years ago.* ***F.*** *12 300 years ago.*

För 12 200 år sedan bildades Hornborgasjön (fig. 106A), vars yta blev större allteftersom isen smälte bort. De issjösediment som tidigare hade bildats i Tidanissjöns södra delar bestod huvudsakligen av sand. De sediment som vid denna tid bildades i Tidansänkan, dvs. i Baltiska issjön, bestod främst av varvig lera.

Axvalla hed började bildas som ett delta för 12 100 år sedan. Långsam isavsmältning, riklig sedimenttransport i kombination med en relativt snabb strandförskjutning gjorde att detta delta övergick till en sandur när dräneringsvattnet förde ut grus åt söder. Sandurfältet vid Eggby (6 e) byggdes upp till ca 130 m ö.h. (fig. 106B).

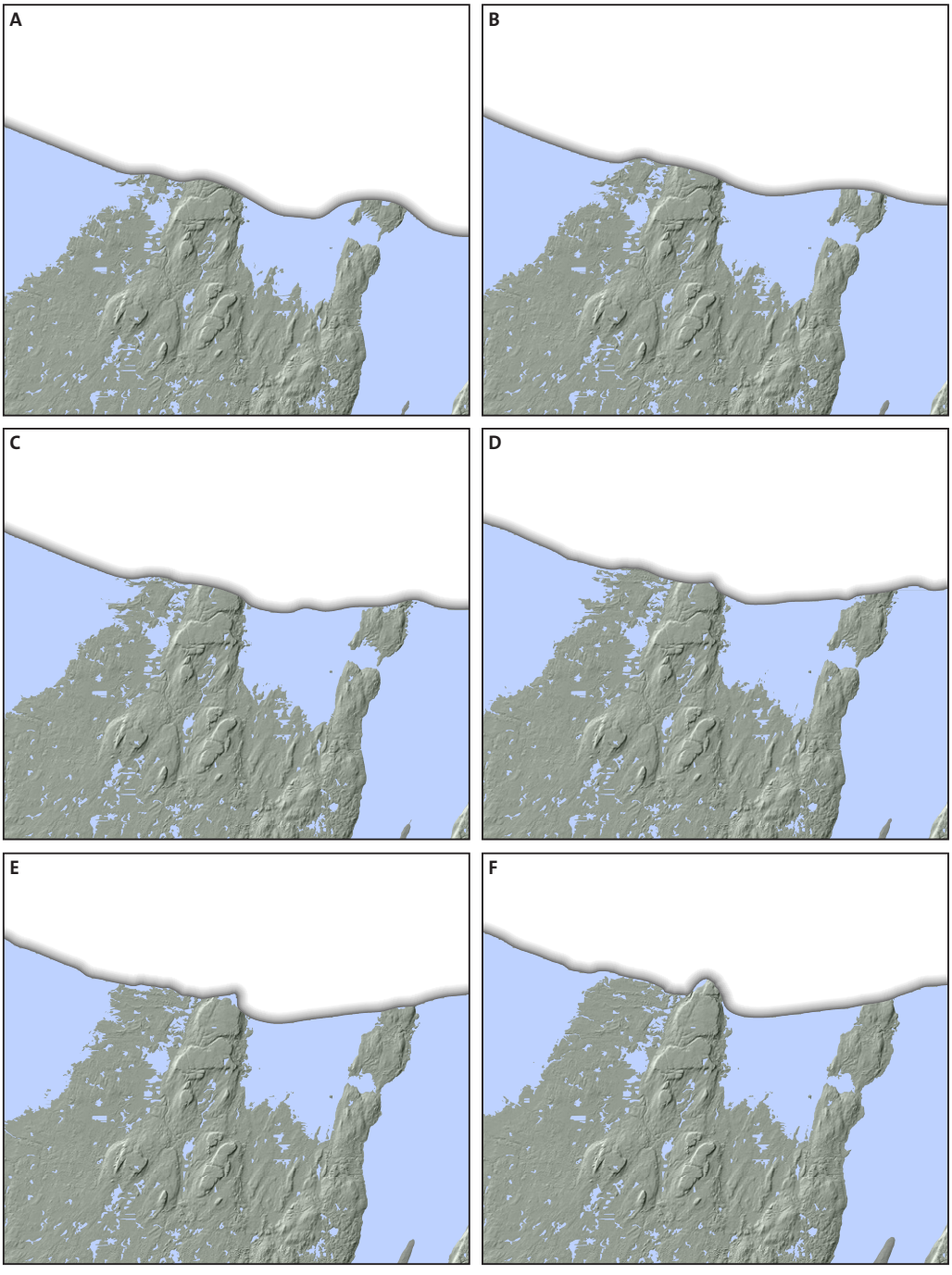
Isälvsavlagringen söder om Eggby (6 e) utgjordes för 12 000 år sedan av ett mycket vidsträckt sandurplan. Norr om Eggby består avlagringen i ytan av ett åsnät som visar att dräneringen vid denna tid skedde under en täckande is som hade kommit dit genom en isframstöt (fig. 106C). Det smältvatten som bildades rann västerut utanför iskanten. Då bildades erosionsrännor som mynnar vid den dåvarande havsnivån vid ca 122 m ö.h.

För 11 900 år sedan byggdes deltat vid Lundsbrunn (7 c) till en nivå av ungefär 120 m ö.h. Isälvssediment förekommer på högre nivåer men dessa har bildats som sandursediment ovanför havets nivå (fig. 106D).

Landhöjningen hade för 11 800 år sedan höjt passet vid Mullsjön ovan land (fig. 106E). Tidansänkan isolerades genom detta från Baltiska issjön, vilket gjorde att Tidanissjön återuppstod, men på en betydligt lägre nivå. Mullsjöns passpunkt, liksom nivån på isälvsavlagringarna och issjösedimenten i Tidanissjön, visar att issjöns nivå vid denna tid låg omkring 140 m ö.h. De norra delarna av Valle härad är lägre än de södra delarna. Det beror på att smältvattendräneringen successivt fann allt lägre erosionsrännor längs iskanten vid isens tillbakagång. Den ränna som bildades utanför iskanten för ca 11 800 år sedan har sitt lägsta pass på 132 m ö.h. Rännan leder ner till havsnivån vid ca 119–118 m ö.h.

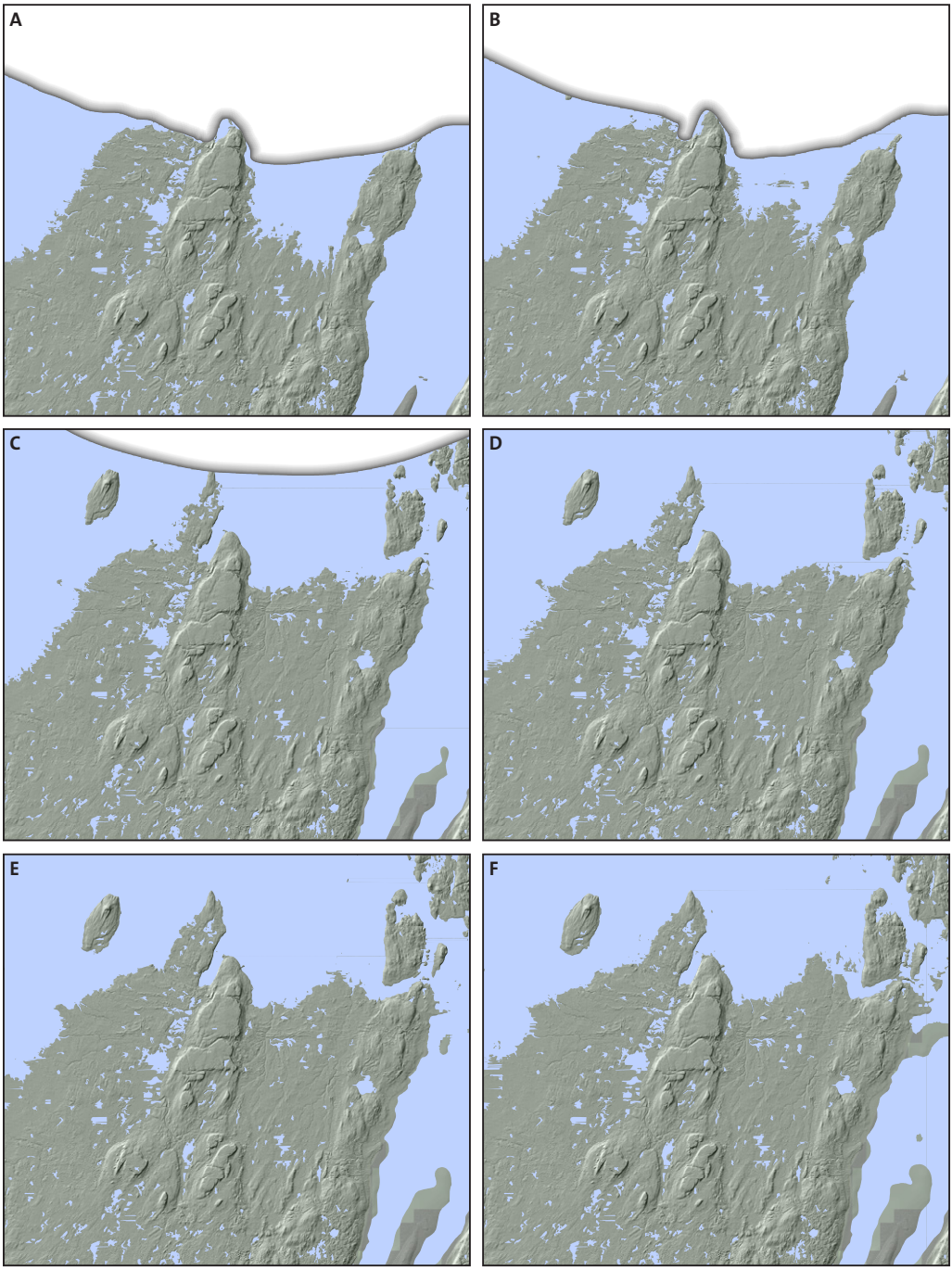
Ytterligare en erosionsränna bildades för 11 700 år sedan vid Valle härad vilken dränerade smältvattnet ner till havsnivån på ca 116 m ö.h. (fig. 106F). Denna ränna mynnade vid Rikesäter (7 g). Vid denna tid bestäms Tidanissjöns nivå av Mullsjöns passpunkt. Vid Skövde var nivån ungefär 140 m ö.h. där flera deltaplan bildades vid denna nivå.

För ca 11 600 år sedan skedde en smärre framryckning av iskanten i nuvarande norra delen av Skövde, öster om sjukhuset. Framryckningen av iskanten vid Skövde antas vara den sista isframstöten under Yngre Dryas. Ett tunt lager av morän bildades ovanpå tidigare avsatta issjösediment på nivåer runt 130–135 m ö.h. Stenar och block i denna morän är vindslipade vilket visar att vattennivån var lägre än 130–135 m ö.h. Området vid sjön Lången täcktes av en istunga som nådde in över Lerdala (fig. 107A). Under denna istunga rann den isälv som hade skapat getryggsåsarna vid Lerdala. Samtidigt som dessa bildades inleddes tappningen av Baltiska issjön genom att vatten flödade över isen. Tyvärr kan den modell som används för att göra de paleogeografiska kartorna inte ge en rättvis bild av denna händelse. Orsaken till detta är att dränering över is är ett specialfall som modellen inte klarar av att rita. Tappningen skapade en kraftigt eroderad ränna vid Kvarnabacken (7 f), sydväst om Lerdala. Denna ränna skar igenom ett pass på 114 m ö.h. och ledde vattnet västerut ner till havet vid ca 110 m ö.h. Varaktigheten av tappningen har ofta diskuterats. Det är tänkbart och kanske rent av sannolikt att den har tagit relativt lång tid och skett i etapper. Det utflödande vattnet nådde inte ner till havsnivån genom rännan vid Kvarnabacken. På grund av det kom området norr om Skövde ännu en tid att bilda ett ”issjöstadium”, där issjösediment avsattes på nivåer lägre än 114 m ö.h. Vid Lerdala finns plana sandytor på denna nivå.



Figur 106. Områdets paleogeografiska utveckling. **A.** För 12 200 år sedan. **B.** För 12 100 år sedan. **C.** För 12 000 år sedan. **D.** För 11 900 år sedan. **E.** För 11 800 år sedan. **F.** För 11 700 år sedan.

The paleogeographical evolution of the area. ***A.*** *12 200 years ago.* ***B.*** *12 100 years ago.* ***C.*** *12 000 years ago.* ***D.*** *11 900 years ago.* ***E.*** *11 800 years ago.* ***F.*** *11 700 years ago.*



Figur 107. Områdets paleogeografiska utveckling. **A.** För 11 600 år sedan. **B.** För 11 500 år sedan. **C.** För 11 400 år sedan. **D.** För 11 300 år sedan. **E.** För 11 200 år sedan. **F.** För 11 100 år sedan.

The paleogeographical evolution of the area. ***A.*** *11 600 years ago.* ***B.*** *11 500 years ago.* ***C.*** *11 400 years ago.* ***D.*** *11 300 years ago.* ***E.*** *11 200 years ago.* ***F.*** *11 100 years ago.*

Hökensås var helt framsmält för 11 500 år sedan och passet mot Baltiska issjön, vid Karlsborg, hade öppnats (fig. 107B). Iskanten omslöt norra Billingen och istungor sköt fram såväl i sänkan vid sjön Lången som i Tidansänkan. Tappningen har skett över dessa istungor. På östra sidan om Billingen stod iskanten i höjd med Stöpen (7 h) vid tappningen. Billingens östra sida eroderades så att block och sten spolades fram och gav upphov till de bildningar som av tidigare geologer tolkats som svallsediment på en nivå av 125 m ö.h. Norr om Billingen rann vattnet över is och vidare ut i Långensänkan. När tappningen passerade själva nordspetsen kan Timmersdalavallen ha bildats i en kortvarigt existerande tunnel i isen. Tunneln kom snabbt att korkas igen med omlagrade tidigare avsatta jordlager. Vattennivån i Baltiska issjön låg på omkring 130 m ö.h. medan nivån i havet i väster låg nära 110 m ö.h. Genom den fortsatta isrecessionen öppnades ett något lägre pass, det vid Klyftamon. Detta pass har en nivå av ca 105–108 m ö.h., viket innebar att tappningen kan ha nått havsnivån eller åtminstone mycket nära denna nivå.

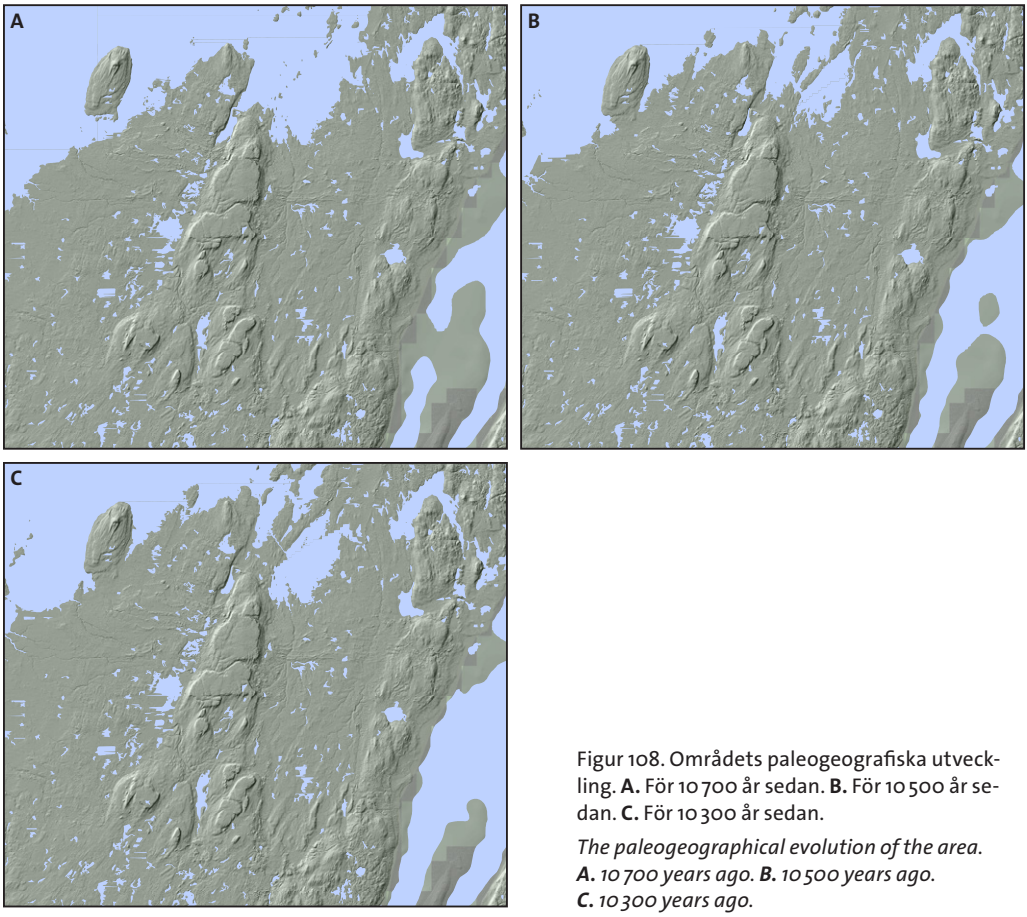
Passen vid Hökensås och norr om Billingen blev allt bredare och djupare för 11 400 år sedan på grund av den fortsatta isavsmältningen (fig. 107C). Passet över Klyftamon blev emellertid allt mindre på grund av landhöjningen. När man försöker tolka det som syns idag vid Klyftamon är det väldigt lätt att fokusera på den katastroftappning som utmålas och glömma att Klyftamon troligen utgjorde ett sund med kraftigt strömmande vatten under kanske 100–200 år. Strandförskjutningen i området uppgick vid denna tid till 5–6 m på hundra år. Hundra år efter tappningen låg då passet vid Klyftamon vid havsnivån eller kanske t.o.m. något över. Detta innebar att Östersjösänkan kanske aldrig helt sänktes ner till havsnivån vid tappningen över Klyftamon. Det kan ha tagit drygt ytterligare 100 år innan ett nytt pass längre norrut öppnades som slutligen kunde få ner Baltiska issjöns vatten till havsnivån. Detta innebär att Baltiska issjön fortfarande kan ha existerat för 11 500–11 400 år sedan, med ett vattenstånd ett par meter över havets nivå. Detta resonemang är givetvis osäkert då strandlinjenivåerna vid denna tid inte är kända med så stor noggrannhet.

Isen hade helt lämnat området för 11 300 år sedan (fig. 107D). När iskanten drog sig norrut från Lugnåsberget hade Baltiska issjöns nivå med säkerhet sänkts ner till havets nivå, dvs. ned till Yoldiahavet. Namnet på detta havsstadium härleds från den marina musslan *Yoldia arctica* (som numera kallas *Portlandia arctica*). Kartbilden representerar den tid då avsättningarna av morän, isälvsediment och issjösediment avslutats i kartområdet. Istället inleds en ny fas av utvecklingen, den då marina leror bildades. I de områden som på kartan täcks av hav, täcks marken idag av lera.

För 11 200 år sedan vidgades förbindelsen mellan Östersjösänkan och Västerhavet (utanför kartbilden). Yoldiahavet, dvs. dåvarande Östersjön, bildade ett marint innanhav (fig. 107E). För 11 100 år sedan avsattes svallsand successivt vid den sjunkande havsstranden i västra delen av kartområdet (fig. 107F).

Kinnekulle var fortfarande en ö för 10 700 år sedan och sjön Lången bildade alltjämt en havsvik (fig. 108A). Kinnekulle reste sig ur havet för 10 500 år sedan och Lången blev vid denna tidpunkt en sjö (fig. 108B). Passen mellan Östersjösänkan och Västerhavet höjdes ovanför havsnivån och Östersjösänkan bildade än en gång ett sjöstadium, Ancylussjön.

För 10 300 år sedan bildades förmodligen sjön Östen (i den norra delen av kartan, fig. 108C). Sjön är idag sänkt. Den utbredning som Östen fått i ovanstående karta är sannolikt mycket nära den ursprungliga utbredningen av sjön.



Figur 108. Områdets paleogeografiska utveckling. **A.** För 10 700 år sedan. **B.** För 10 500 år sedan. **C.** För 10 300 år sedan.

The paleogeographical evolution of the area. ***A.*** *10 700 years ago.* ***B.*** *10 500 years ago.* ***C.*** *10 300 years ago.*

SUMMARY

This is a description to sediment distribution and the development during the Pleistocene and Holocene within the map areas 8D Skara NV, NO, SV, SO and 9D Mariestad SV. The summary is very short as much of the information from the mapping is reported in the text to the figures. The combination of figure and letter within brackets after names of localities refer to the grid shown in Figure 1.

Bedrock and its morphology

The Swedish landscape is largely formed in metamorphic and igneous rocks of Precambrian age. A peneplain, the sub-Cambrian peneplain, was formed across this old basement rock upon which younger sedimentary rocks were deposited. These younger sedimentary rocks have been eroded in most parts of Sweden, but some residual hills exist within the map area. They have been preserved due to protective caps of dolerite. The morphology of the area is illustrated in Figure 2.

Glacial striae

As sediment covers most of the superficial part of the area, there are only 99 reported observations of striae. They are formed by ice flow from 10° and are believed to represent the ice flow direction during the deglaciation. A map with the striae is shown in Figure 13.

Thickness of the Quaternary deposits

Information on the thickness of the Quaternary deposits, based on a statistical method developed by SGU, is shown in Figure 18. The largest thicknesses mainly exist within the zone of the Younger Dryas moraines.

Till

Till is a common superficial deposit in the hilly areas. The thickness within the till is normally 1–5 m, but in some large drumlins the thickness may be more than 50 m. Sandy till with a medium boulder frequency is the predominating type. In the hills with sedimentary rocks, clayey sandy till is the predominating type.

Drumlins are fairly common in the area. A very spectacular area with drumlins (Fig. 86) exists on top of Kinnekulle (9 b–c). The stratigraphy of a large drumlin at the cement quarry near Skövde was documented during the mapping (Figs. 22–28).

Two different types of frontal deposits exist in the map area. One type constitutes the Younger Dryas terminal moraines and the other type constitutes end moraines of the De Geer type. The Younger Dryas moraines formed by small ice advances and they are built up of many different sediments. The original sediments may be till, glaciofluvial sediments, clay and even glacial sand.

Glaciofluvial deposits

Glaciofluvial deposits, mainly consisting of gravel and sand, are relatively wide-spread in the area (Fig. 40). Most of these sediments were formed during the Younger Dryas and form an integral part of the Younger Dryas moraines. The most prominent deposit, the Valle härad deposit, needed 1 000 years for its development. During the same time the shore level rose about 40 m. All this made the development of Valle härad very complex. The drainage water flowed towards the west and big sandur deposits were formed in the western part. The big glaciofluvial deposit around Skövde, on the opposite side of the mountain Billingen, was formed in a similar way as Valle härad. However, this deposit was formed in a glacial lake with successively lower levels. The northern parts of Valle härad and the Skövde deposit were formed during the drainage of the Baltic ice lake.

Glacial lake sediments

Glacial lake sediments were formed in the Tidan glacial lake, which was dammed up in the Tidan basin between Billingen and Hökensås. The glacial lake sediments comprise mostly sand, silt and varved clay. The Tidan glacial lake existed more than 1 000 years. During some phases this lake was an integral part of the Baltic ice lake. The level of the lake was initially close to 250 m above present sea level and shortly before it came to an end the level was close to 130 m above present sea level.

Clay

In the western part of the map area marine clay was deposited below the highest sea level. Varved clay was formed in the Tidan glacial lake.

Postglacial sand and gravel
Postglacial sand and gravel exist below the highest sea level in the western part of the map area.

Ice wedge cast
A fossil ice wedge cast was found close to Ledjö (6 d, Fig. 78). This phenomenon was formed during the Younger Dryas. The ground level at this place was about 117 m above sea level. Ice wedge casts can only grow above the shore level and as it needs time for formation of ice wedges one can assume that the shore level had to be around 110 m above sea level during the formation. Altogether, this shows that the shore level has had to be around 110 m above the present sea level during the end of Younger Dryas. This conclusion is of utmost importance for understanding the drainage of the Baltic ice lake.

Organic deposits
The mires are classified into two types, bogs and fens. The thickness of the peat is generally 3–4 m. Calcareous gyttja is a quite common sediment in the lower part of the peat sequences. Travertine has formed at different places at the hills with sedimentary rocks (Fig. 80). Many lakes in the area have been lowered. The most famous of these lowerings is the one in the lake Hornborgasjön. The vegetational development has been investigated by a pollen analysis at the lake Kroksjön (Fig. 81).

Deglaciation and drainage of the Baltic ice lake
Paleogeographical maps made by a model developed by Påsse & Daniels (2015) summarise the deglaciation of the map area (Figs. 105–108). The drainage of the Baltic ice lake occurred at the end of Younger Dryas or the beginning of Holocene. The youngest Younger Dryas terminal moraine was formed at Skövde (6 h) and at Lerdala (7 f), and this terminal moraine represents the ice front position at the drainage. The water at the drainage occurred above the ice and this stream ended up at Klyftamon (7 f).

The south-western part of the map area was deglaciated 12 800 years BP (fig. 105A). At this time the Levene moraine is formed. Glacial lakes were formed at the ice front at 12 700 years BP (fig. 105B). The initial phase of the Tidan glacial lake is here found at Vättak at a level of 240 m above sea level. The water at the western side is the sea which has a shore level of 120 m above sea level at this time.

At 12 600 BP, the highest shore level was situated between 120–125 m above sea level. A glacial lake existed in the Hornborgasjön area (fig. 105C). Delta planes were formed within the Tidan glacial lake at levels of 230–230 m.

The cold Younger Dryas period starts at 12 500 BP. The deglaciation was very slow at this time. A glacial lake within the Vättern basin drained into the Tidan glacial lake (fig. 105D). This latter glacial lake is now drained through a canyon at Dala. At 12 400 BP, the Tidan basin and the Vättern basin were connected to the Baltic ice lake through a threshold at Mullsjön (fig. 105E). The Hornborgasjön area was at this time below sea level.

The deposition of the large glaciofluvial deposit at Skövde started around 12 300 BP at a level close to 150 m above sea level. The highest shore level was situated around 120 m and the formation of the Valle härad started at this time (fig. 105F). Lake Hornborgasjön was formed at 12 200 BP (fig. 106A). At this time, the main sediment in the Tidan glacial lake was varved clay.

A delta was formed at Axvalla at 12 100 BP. Due to the slow deglaciation in combination with fast land uplift, the delta formation changed to sandur formation. This sandur was built up to 130 m above sea level at Eggby (6 e, fig. 106B). At 12 000 BP, the glaciofluvial sediments north of the sandur plain at Eggby (6 e) were deposited as eskers, which shows that the drainage occurred below the ice (fig. 106C). Erosional channels led the drainage water towards west. These channels ended at 122 m above sea level, which shows the level of the highest coastline.

At 11 900 BP a delta was built up to 120 m above sea level at Lundsbrunn (7 c, fig. 106D). At 11 800 BP, a new threshold was formed at Lake Mullsjön due to land uplift (fig. 106E). The Tidan glacial lake was reborn, but now at a lower level of about 140 m above sea level. At 11 700 BP a new erosional channel was formed at Valle härad and drained meltwater down to about 116 m above sea level. The erosional channel ends at Rikesäter (7 g, fig. 106F).

A small ice advance occurred in the northern part of Skövde at 11 600 BP. This is assumed to be the latest ice advance during Younger Dryas. During this advance, a thin layer of till was deposited on top of a delta at a level of 130–135 m above sea level. The ice surrounded the northern tip of the mountain Billingen and a tongue of ice reached Lerdala (fig. 107A). During this time the Tidan glacial ice lake still existed.

At 11 500 BP a new pass was opened north of Hökensås which caused the Baltic ice lake to once more enter the Tidan basin (fig. 107B). Water from the Baltic ice lake started to drain above the ice surface and into the low area at Klyftamon at a level close to 110 m above sea level. The water level in the Baltic ice lake was lowered by c. 20 m.

The water from the Baltic basin still drained at Klyftamon at 11 400 BP (fig. 107C). Due to land uplift, this area may have acted as a threshold for 100 or 200 years or even longer until a new pass was opened further to the north. The ice had left the area at 11 300 BP (fig. 107D). At 11 200 BP, the Baltic basin was occupied by the Yoldia sea (fig. 107E).

At 11 100 BP, postglacial sand was deposited along the shore in the western part of the map area (fig. 107F). The mountain Kinnekulle was still an island at 10 700 BP (fig. 108A). Lake Lången became a lake 10 500 BP (fig. 108B). Lake Östen became a lake at 10 300 BP (fig. 108C). This lake is lowered today but the extent in this map may resemble the original extension.

REFERENSER

Ahlberg, P., Calner, M., Lehnert, O. & Wickström, L., 2013: Regional geology of the Västergötland province, Sweden. *I* M. Calner, P. Ahlberg, O. Lehnert & M. Erlström (red.): The lower Paleozoic of southern Sweden and Oslo region, Norway. *Sveriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden 133*, 37–58.

Andrén, T., Lindeberg, G. & Andrén, E., 2002: Evidence of final drainage of the Baltic Ice Lake and the brackish phase of the Yoldia Sea in glacial varves from the Baltic Sea. *Boreas 31*, 226–238.

Bergsten, K.E., 1943: Isälvsfält kring norra Vättern. Fysisk-geografiska studier. *Meddelande från Lunds Universitets geografiska institution, Avhandlingar VII*, 1–245.

Björck, S. & Digerfeld, G., 1984: Climatic changes at Pleistocene/Holocene boundary in the Middle Swedish end-moraine zone mainly inferred from stratigraphic indications. *I* N.-A. Mörner & W. Karlén (red.): *Climatic changes on a yearly to millennial basis*. Reidel, Dordrecht. 37–56.

Björck, S. & Digerfeld, G., 1986: Late Weichselian – Early Holocene shore displacement west of Mt. Billingen, within the Middle Swedish end-moraine zone. *Boreas 15*, 1–18.
Björck, S. & Digerfeld, G., 1989: Lake Mullsjön – A key site for understanding the final stage of the Baltic Ice Lake east of the Middle Swedish end-moraine zone. *Boreas 18*, 209–219.
Björck, S. & Digerfeld, G., 1991: Alleröd–Younger Dryas sea level changes in southwestern Sweden and their relation to the Baltic Ice Lake development. *Boreas 20*, 115–133.
Björck, S., 1995: A review of the history of the Baltic Sea, 13.0–8.0 ka BP. *Quaternary International 27*, 19–40.
Caldenius, C., 1944: Baltiska issjöns sänkning till Västerhavet. En geokronologisk studie. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 66*, 366–382.
De Geer, G., 1910: Södra Sverige i senglacial tid. Öfversiktskarta med åsar, ändmoräner och räfflor. *Sveriges geologiska undersökning Ba 8*.
Engdahl, M., 1997: Clast lithology, provenance and weathering of Quaternary deposits in Västergötland, Sweden. *Earth Sciences Centre, Göteborg University A 16*, 1–90.
Engdahl, M., 2002: Beskrivning till jordartskartan 9D Mariestad SO. *Sveriges geologiska undersökning Ae 13*, 1–71.
Fredén, C., 2002: *Berg och jord*. Sveriges Nationatlas, band 12, 1–208.
Fries, M., 1958: Vegetationsutveckling och odlingshistoria i Varnhemstrakten. En pollenanalytisk undersökning i Västergötland. *Acta Phytogeographica Suecia 39*, 1–63.
Frödin, G., 1916: Uber einige spätglaziale Kalbunggsbuchten und fluvioglaziale Estuarien im mittleren Schweden. *Bullentin of the Geological Institutions of the University of Upsala 19*, 149–174.
Gillberg, G., 1965: Till distribution and ice movements on the northern slopes of the south Swedish Highlands. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 86*, 433–484.
Gillberg, G., 1967: Further discussion of the lithological homogeneity of till. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 89*, 29–49.
Hulth, J.M., 1899: Über Einige Kalktuffe Aus Westergötland. *Bulletin of the Geological Institution of Uppsala 7, IV*, 1–40.
Johansson, M., Olvmo, M. & Lidmar-Bergström, K., 2001: Inherited landforms and glacial impact of different palaeosurfaces in south-west Sweden. Geografiska Annaler 83*A*, 67–89.
Johansson, S., 1923: Baltiska issjöns tappning. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 45*, 392–397.
Johansson, S., 1926: Baltiska issjöns tappning. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 48*, 186–263.
Johansson, S., 1937: Senglaciala och interglaciala avlagringar vid ändmoränstråket i Västergötland. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 59*, 379–454.
Johansson, S., Sundius, N. & Westergård, A.H., 1943: Beskrivning till kartbladet Lidköping. *Sveriges geologiska undersökning Aa 182*, 1–185.
Johnson, M.D. & Ståhl, Y., 2008: Sedimentology, stratigraphy, age, and paleoecology of marine varved clay in the Middle Swedish end-moraine zone – a final report to the Swedish Geological Survey (SGU). *Earth Sciences Centre, University of Gothenburg C 84*, 1–54.
Johnson, M.D. & Ståhl, Y., 2009: Stratigraphy, sedimentology, age, and palaeoenvironment of marine varved clay in the Middle Swedish end-moraine zone. *Boreas 39*, 199–214.
Johnson, M.D., Ståhl, Y., Larsson, O. & Seger, S., 2010: New exposures of Baltic Ice Lake drainage sediments, Götene, Sweden. *GFF 132*, 1–12.

Johnson, M.D., Benedikktsson, Í.Ö. & Björklund, L., 2013: The Ledsjö end moraine – a subaquatic push moraine composed of glaciomarine clay in central Sweden. *Proceedings of the Geologist's Association 124 (5),* 738–752.
Jorild, S., 2002: Bildandet och uppbyggnaden av ryggar i mellansvenska israndzonen väster om Billingen: Ledsjölinjen, Tisslarödjan. *Earth Sciences Centre, University of Gothenburg B 339*, 1–18.
Lidmar-Bergström, K., 2002: Berggrundens ytformer. *I* C. Fredén (red.): *Berg och jord*. Sveriges Nationalatlas, 44–54.
Lidmar-Bergström, K., 2004: Berggrundens ytformer. *Geologiskt forum 43,* 18–21.
Lindén, A.G., 2010: Beskrivning till jordartskartan Hjo SV. *Sveriges geologiska undersökning K 184*,1–14.
Lokrantz, H. & Mikko, H., 2008: Skärningsstudie genom drumlin i Cementas täkt, Skövde. *Sveriges geologiska undersökning SGU-rapport 2007:32*, 1–9.
Lundqvist, G., 1921: Den Baltiska issjöns tappning. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 43*, 381–385.
Lundqvist, G., Högbom, A. & Westergård, A.H., 1931: Beskrivning till kartbladet Lugnås. *Sveriges geologiska undersökning Aa 172*, 1–185.
Lundqvist, J., 1994: Inlandsisens avsmältning. *I* C. Fredén (red.): *Berg och jord*. Sveriges Nationalatlas, 124–135.
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.
Magnusson, E., 1986: *Skara I, Före 1700, Staden i stiftet*. Skara historiekommitté, 1–37.
Munthe, H., Westergård, A.H. & Lundqvist, G., 1928: Beskrivning till kartbladet Skövde, andra utgåvan. *Sveriges geologiska undersökning Aa 121*, 1–182.
Munthe, H., 1903: Beskrivning till kartbladet Skara. *Sveriges geologiska undersökning Aa 116*, 1–66.
Munthe, H., 1905: Beskrivning till kartbladet Sköfde. *Sveriges geologiska undersökning Aa 121*, 1–158.
Munthe, H., 1906: Beskrivning till kartbladet Falköping. *Sveriges geologiska undersökning Aa 120*, 1–115.
Munthe, H., 1906: Beskrivning till kartbladet Tidaholm. *Sveriges geologiska undersökning Aa 125*, 1–156.
Munthe, H., 1910: Studies in the late-Quaternary history of southern Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 32*, 1197–1293.
Munthe, H., Westergård, A.H. & Lundqvist, G., 1928: Beskrivning till kartbladet Skövde, *Sveriges geologiska undersökning Aa 121*, 1–182.
Munthe, H., 1928: Drag ur den senglaciala utvecklingen av Billingen-Falbygden med omnejd. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 50*, 233–286.
Nilsson, E., 1942: Gotiglaciala issjöar i södra Sverige. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 64*, 143–159.
Nilsson, E., 1968: Södra Sveriges senkvartära historia. Geokronologi, issjöar och landhöjning. *Kungliga Svenska Vetenskapsakademiens Handlingar, Fjärde serien, Band 12, Nr 1*, 1–117.
Peterson, G., 2012: Sedimentologisk studie och en tredimensionell modell av en drumlin öster om Billingen. *Sveriges geologiska undersökning SGU-rapport 2012:15*, 1–20.
von Post, L., 1923: Kartbladet Skara. *Sveriges geologiska undersökning D 43*, 1–58.

von Post, L., 1923: Kartbladen Mariestad och Karlsborg. *Sveriges geologiska undersökning D 53 och 54*, 1–57.
Påsse, T., 1996: Tanh-functions for interpreting grain size distribution. *GFF 118*, 122–123.
Påsse, T., 1997: Grain size distribution expressed as tanh-functions. *Sedimentology 44*, 1011–1014.
Påsse, T., 1998a: Early Weichselian interstadial deposits within the drumlins at Skrea and Vinberg, south-western Sweden. *GFF 120*, 349–356.
Påsse, T., 1998b: Lake-tilting, a method for estimation of isostatic uplift. *Boreas 27*, 69–80.
Påsse, T., 2005a: Prognosticering av grus, sten och block i morän. Extended abstract. *Sveriges geologiska undersökning. SGU-rapport 2005:7*, 16–17.
Påsse, T., 2005b: Pollenanalytisk undersökning av Kroksjön vid Skultorp. Arkeologiska möten utmed väg 26 Borgunda–Skövde. *Skrifter från Västergötlands museum 33*, 63–68.
Påsse, T., 2007: Deformerade och överlagrade organogena sediment i Halland. *Sveriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden 127*, 1–47.
Påsse, T. & Daniels, J., 2015: Past shore-level and sea level displacements. *Sveriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden 137*, 1–33.
Ronnert, L., Svedhage, K., Wedel, P.O. & Berglund, J., 1990: Pre-Late Weichselian glaciotectonized sediments in the Sjötorp area, Västergötland, Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 112*, 243–248.
Ronnert, L., Svedhage, K. & Wedel, P.O., 1992: Luminescense dates of pre-Late Weichselian reddish-brown clay in south of Midddle Swedish End-Moraine Zone. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 114*, 343–325.
Sandegren, R., 1916: Hornborgasjön. *Sveriges geologiska undersökning Ca 14*, 1–94.
SGU, 2015: *Berggrund, databas 1:100 000, sgudb-bergdb*.
Strömberg, B., 1974: Billingenområdet vid slutet av den senaste istiden. *Skaraborgsnatur II*, 2–16.
Strömberg, B., 1977: Deglaciationen vid Billingen och Baltiska isjöns tappning. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 99*, 92–95.
Strömberg, B., 1985: New varve measurements in Västergötland, Sweden. *Boreas 14*, 111–115.
Strömberg, B., 1989: Late Weichselian deglaciation and clay varve chronology in east–central Sweden. *Sveriges geologiska undersökning Ca 73*, 1–70.
Strömberg, B., 1992: The final stage of the Baltic Ice Lake. *Sveriges geologiska undersökning Ca 81*, 347–353.
Strömberg, B., 1994: Younger Dryas deglaciation at Mt. Billingen and clay varve dating of the Younger Dryas/Preboreal transition. *Boreas 23*, 177–193.
Svensson, N.O., 1989: Late Weichselian and Early Holocene shore displacement in the Central Baltic, based on stratigraphical and morphological records from Eastern Småland and Gotland, Sweden. *Lund University, Department of Quaternary Geology 25*, 1–195.
Thunmark, S., 1926: Bidrag till kännedom om recenta kalktuffer. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 48*, 54–583.
Wastegård, S., Aronsson, M., Hedenäs, L., Johansson, K., Lemdahl, G. & Ransed, G., 1995: Late Quaternary stratigraphy at Ranstad, Västergötland, southern Sweden. *I* A.-M. Robertsson, T. Hackens, S. Hicks, J. Risberg & A. Åkerlund (red.): Landscapes and Life. Studies in Hounour of Urve Miller. *PACT 50*, 97–108.



Sveriges geologiska undersökning
Box 670
751 28 Uppsala
Tel: 018-17 90 00
Fax: 018-17 93 70
www.sgu.se

Uppsala 2016
ISSN 1652-8336
ISBN 978-91-7403-349-6
Tryck: Elanders Sverige AB