

Ae 150

Beskrivning till jordartskartan 11D Munkfors SO

Curt Fredén



SGU

Sveriges Geologiska Undersökning

Ae 150

Beskrivning till jordartskartan
11D Munkfors SO

Curt Fredén

DESCRIPTION TO THE QUATERNARY MAP
11D MUNKFORS SO

Sveriges Geologiska Undersökning
2001

ISSN 0586-1535
ISBN 91-7158-654-7

Omslagsbild: Vy från hyperitberget Svinkullen (2f) mot sydöst. Foto förf. 1995.
Cover: View of the landscape southeast of hyperite hill Svinkullen (2f).

© Sveriges Geologiska Undersökning

Layout: Agneta Ek, SGU
Tryck: Elanders Tofters, Östervåla 2001

INNEHÅLL

| | |
|--|----|
| ALLMÄN DEL | 5 |
| Metodik och jordartsindelning | 5 |
| Inledning | 5 |
| Kartunderlag | 5 |
| Karteringsmetodik | 5 |
| Generalisering | 6 |
| Mäktighetsuppgifter | 8 |
| Teckenförklaring till kartorna | 8 |
| Berggrund | 9 |
| Kvartära bildningar | 9 |
| Jordarternas indelning | 11 |
| Indelning efter bildningssätt och bildningsmiljö | 11 |
| Indelning efter kornstorleksfördelning | 12 |
| Glaciala bildningar | 13 |
| Morän | 13 |
| Isälvsavlagringar | 15 |
| Issjösediment | 16 |
| Glaciala finkorniga sediment | 17 |
| Postglaciala bildningar | 17 |
| Havs- och sjösediment | 17 |
| Älv- och svämsediment | 18 |
| Eoliska sediment | 19 |
| Torv | 19 |
| Övriga kvartära bildningar | 20 |
| | |
| SPECIELL DEL. Av Curt Fredén | 21 |
| Inledning | 21 |
| Berggrund | 22 |
| Kvartära bildningar | 22 |
| Räfflor | 22 |
| Vindslipade hälltytor | 24 |
| Morän | 25 |
| Utbredning och mäktighet | 25 |
| Ytformer | 26 |
| Sammansättning | 28 |
| Isälvsavlagringar | 30 |
| Väseåsen | 34 |
| Mosarenområdet | 34 |
| Sutterhöjden | 37 |
| Brattforsheden | 38 |

| | |
|--|----|
| Glaciala finkorniga sediment | 44 |
| Postglaciala bildningar | 46 |
| Havs- och sjösediment | 46 |
| Grovkorniga havs- och sjösediment (svallsediment) | 46 |
| Finkorniga havs- och sjösediment | 48 |
| Skred och raviner | 48 |
| Älv- och svämsediment | 51 |
| Eoliska sediment (vindavlagringar) | 52 |
| Torv | 55 |
| Källor | 57 |
| Dateringar | 58 |
| Geologiska sevärdheter och geovetenskapliga objekt av riksintresse | 61 |
| Den senkvartära utvecklingen | 63 |
| Sammanställning och tabeller | 68 |
| Mäktighetsuppgifter | 68 |
| Analysmetoder | 68 |
| Kornstorleksanalyser | 71 |
| Summary | 72 |
| Litteratur | 75 |

ALLMÄN DEL

METODIK OCH JORDARTSINDELNING

Inledning

Jordartskartorna i skala 1:50 000 (SGU serie Ae) visar i princip de olika jordarternas och bergets utbredning i ytan. Inom jordtäckta områden kartläggs jordarterna närmast under det av vittring eller odling påverkade ytskiktet, dvs. i regel på ca 0,5 m djup. Den jordart som markeras på kartan skall ha en mäktighet av minst 0,5 m. Kartläggningen av isälvsavlagringar utgör undantag från denna regel. (Se under rubriken "Isälvsavlagringar", s. 15.)

Kartunderlag

Underlaget till de geologiska kartbladen utgörs av "Gröna kartan" i skala 1:50 000. Som arbetskartor i fält används en ortofotobaserad karta, vanligen den ekonomiska kartan i skala 1:10 000 eller 1:20 000 (fig. 1). Jordartskartorna framställs med datorstödd teknik.

På de geologiska kartorna kan en del av innehållet i den topografiska kartan ha utelämnats för att de geologiska beteckningarna skall framträda tydligare. I samband med den geologiska kartläggningen utförs endast en begränsad revision av det topografiska underlaget, främst avseende större vägar. Den topografiska kartans markeringar för "grustag, dagbrott" har tagits med på jordartskartorna och är i vissa fall reviderade.

Karteringsmetodik

Jordartskartorna är till stor del baserade på flygbildstolkning kompletterad med en relativt omfattande fältkontroll. Vid flygbildstolkningen används främst IR-färgbilder i skala 1:30 000, i vissa fall 1:60 000. Tolkningen sker i stereoinstrument med variabel förstoring. Resultatet av tolkningen överförs till arbetskartorna. Fältkontroll och revidering av den tolkade kartbilden sker därefter med hänsyn till områdets geologi. Vid fältarbetet kontrolleras de flesta av de på kartan utskilda ytorna, varvid korrigeringar och kompletteringar successivt införs på arbetskartorna. Jordartsobservationerna utförs med hjälp av stickspjut, handborr och spade. Kompletterande upplysningar om lagerföljder och mäktigheter erhålls i befintliga skärningar och genom borrhinar. Prover insamlas och analyseras dels för kontroll av jordartsbedömningarna i fält, dels för att i beskrivningarna till kartbladen kunna ge exempel på jordarternas sammansättning.

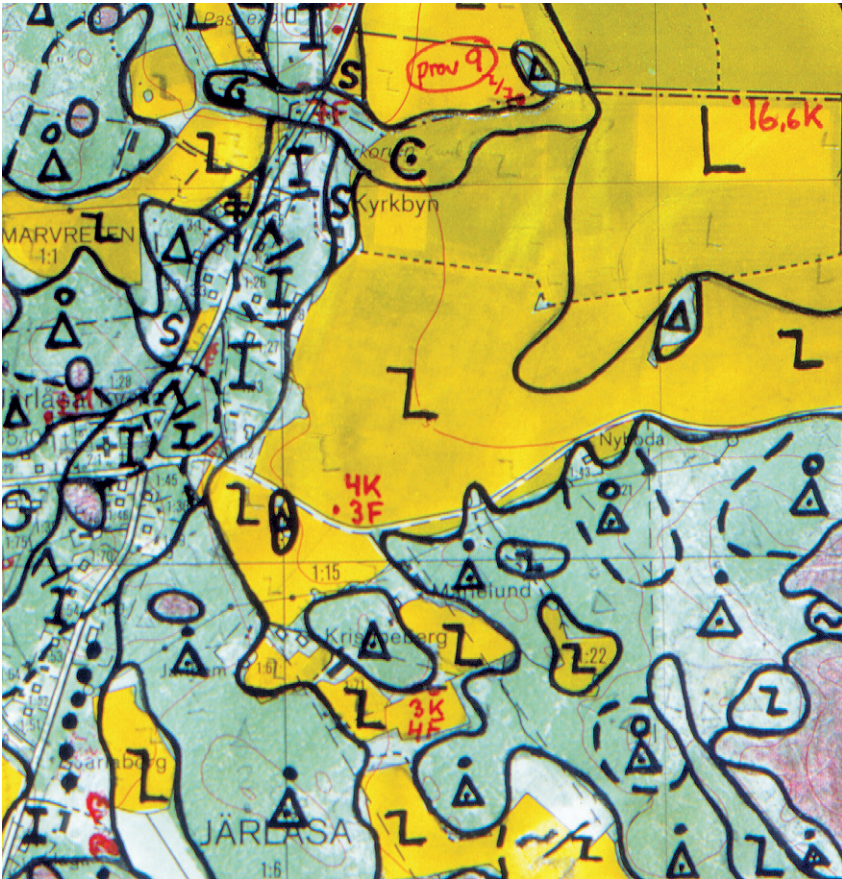


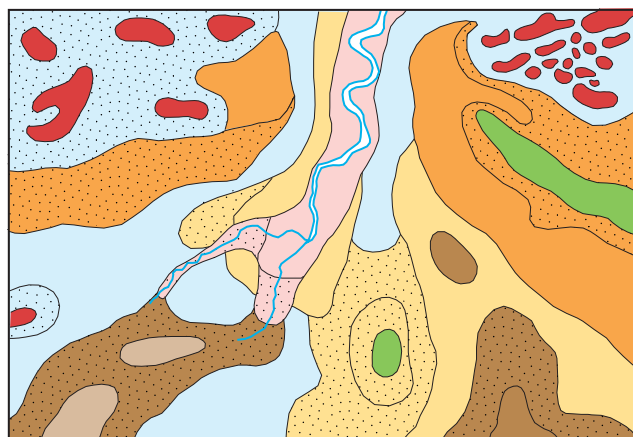
Fig. 1. Arbetskarta i skala 1:10 000.
Field map (scale 1:10 000).

Inom tätt bebyggda områden grundas kartläggningen på observationer främst inom någorlunda orörda ytor, t.ex. parker och glesst bebyggda delar, samt i tillfälliga skärningar. Även grundundersökningar och äldre kartor utnyttjas. De geologiska kartorna redovisar inte de förändringar som skett genom schaktningar och utfyllningar för gator och byggnadstomter etc. utan ger en rekonstruerad bild av de ursprungliga avlagringarna. (Se även under "Fyllning", s. 20.)

Generalisering

Den geologiska kartbilden är generaliserad (fig. 2) både vad gäller indelningen i geologiska enheter och konturläggningen. En allmän regel för generaliseringen är att kartbilden i möjligaste mån skall återge ett områdes allmänna karaktär.

Inom områden med på kartan enhetliga sediment kan små ytor med andra sediment förekomma. Små berghällar eller små ytor med svallsediment i moränområden kan ha utelämnats.



Jordartsfördelning i naturen

Tunt (<0,5 m) lager av den yligt liggande jordarten

Mosse

Kärr

Tunt ytlager av torv

Svåmsediment

Lera

Svallsand

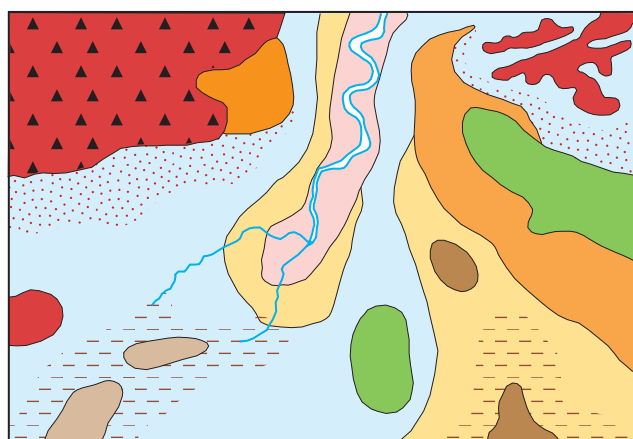
Isälvsavlagring

Morän

Svallat ytskikt på morän

Tunt jordlager på berg

Berg i dagen



Jordartsfördelningen som den redovisas på kartan

Fig. 2. Exempel på generalisering. Vid kartläggningen tvingas man av såväl tidsskäl som karttekniska skäl till vissa generaliseringar. Mycket små ytor med avvikande jordarter eller små hållar (där berggrunden går i dagen) måste antingen förstöras eller inte redovisas alls. Hållar brukar dock förstöras i de flesta fall för att visa att berggrunden ligger ytligt inom området. Kartorna visar vanligen jordarten på ca 0,5 m djup. Är jordarten tunnare än 0,5 m redovisas den normalt inte. Undantag till detta finns. Exempelvis redovisas ett tunt ytlager av torv på annan jordart med speciell överbeteckning. Likaså redovisas ibland morän med svallat ytskikt och ett tunt eller osammanhängande jordlager, huvudsakligen morän, på berg. Svallsediment redovisas normalt inte på isälvsavlagringar.

Examples of how the map is generalized. Areas too small to show on the map are either enlarged or left out. The maps generally show the deposit at the depth of c. 0.5 m below surface. Littoral sediments on glaciofluvial deposits are usually not shown.

Av bl.a. reproduktionstekniska skäl har de enskilda ytorna på kartan en minsta diameter eller bredd av 0,8 mm, vilket motsvarar 40 m i naturen. Förstoring sker av företeelser, som är alltför små för att återges skalenligt men väsentliga för den geologiska bilden.

I områden med tätt liggande små berghällar utesluts ibland de minsta hållarna, eller markeras med rött plustecken på senare fältkarterade Ae-kartor, så att mellanliggande jordarter kan markeras. En grupp av två eller flera tätt liggande hållar sammanslås i regel till en. Om möjligt undviks dock sammanslagning av hållar åtskilda av djupare sänkor. En smal men morfologiskt framträdande jordtäckt sprickdal i ett hållområde återges således med så stor bredd, att jordarten kan tas med på kartan.

Enstaka små hållar inom hållfattiga områden förstoras, eller markeras med rött plustecken, så att den faktiska förekomsten av berg i dagen blir redovisad. Små moränytor inom större områden med sorterade sediment förstoras, så att bedömningen av sedimentens mäktighetsvariationer underlättas.

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

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

Är jordarten tunnare än 0,5 m redovisas den normalt inte. Undantag till detta finns (se fig. 2). Ett tunt ytlager av torv på annan jordart redovisas med speciell överbeteckning. Likaså redovisas ibland morän med svallat ytskikt liksom ett tunt eller osammanhängande jordlager, huvudsakligen morän, på berg.

En differentiering av noggrannheten inom olika delar av kartbladen kan förekomma. Där geologin är enkel, som i trakter dominerade av berg och morän, kan en kartläggning av mer översiktlig karaktär ske i områden som bedöms ha mindre intresse för samhällsplanering etc.

Mäktighetsuppgifter

De på kartorna utsatta mäktighetsuppgifterna har erhållits genom borrhningar utförda av SGU eller genom insamling av borrhuppgifter från SGUs brunnsarkiv, kommuner m.fl. Uppgifterna gäller endast för de markerade punkterna och avser främst att underlätta bedömningen av djupet till "fast botten" inom områden med finsediment samt jorddjup till berg och olika jordlagers mäktighet i lagerföljden.

Teckenförklaring till kartorna

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

Moränen vilar normalt direkt på berg. Övriga jordarter underlagras av en eller flera äldre

jordarter eller i vissa fall av berg. Undantag förekommer ibland i områden med relativt enkelt uppbyggda lagerföljder. Så kan morän överlagra eller växellagra med isälvssediment, grus och sand överlagra postglacial lera och postglacial lera överlagra gyttjelera. Andra komplexa lagerföljder där stratigrafin helt avviker från den vanliga finns också.

Den schematiska profilen under teckenförklaringen visar normala jordlagerföljder inom kartområdet.

BERGGRUND

På jordartskartorna i serie Ae redovisas berg i dagen eller nära markytan (på högst 0,3–0,5 m djup) med en enhetlig beteckning eller i vissa fall med en enkel differentiering i t.ex. urberg och yngre sedimentbergarter. Berggrundskartor i skala 1:50 000 utges i särskilda serier, SGU serie Af och Ai. En förenklad karta över berggrunden redovisas i marginalen till respektive jordartskarta.

KVARTÄRA BILDNINGAR

Jordlagren i Sverige har bildats under den yngsta perioden i jordens utvecklingshistoria, kvartärtiden, som började för 2–3 miljoner år sedan. Kvartärtiden kännetecknas av att stora delar av bl.a. norra Europa periodvis täckts av inlandsisar. Mellan istiderna rådde isfria perioder med klimat som var likartat med eller varmare än dagens. Den senaste istiden började för ca 115 000 år sedan och under denna och den därpå följande postglaciala tiden bildades med få undantag jordlagren i Sverige.

När inlandsisen över norra Europa var som störst, vilket inträffade för ca 20 000 år sedan, täcktes Skandinavien av is (fig. 3). För 14 000–15 000 år sedan hade isen börjat smälta över södra Sverige. Fördelningen mellan land, vatten och is förändrades hela tiden genom inlandsisens avsmältning, landhöjningen och havsyntans förändring. För ca 10 000 år sedan var södra Sverige isfritt och till stora delar täckt av havet. Ca 3 000 år senare var hela Sverige i stort sett isfritt.

Det var isen och smältvatten från isen som gav upphov till flertalet av de jordarter som nu täcker vårt land. Inlandsisen, som rörde sig som en plastisk massa över underlaget, bröt loss, krossade och förde med sig materialet från berggrunden och äldre jordlager. Smältvattnet från isen transporterade och sorterade materialet som smälte fram ur isen, allt från block till lerpartiklar.

En del av Sveriges jordarter bildades efter inlandsisens avsmältning och bildas fortfarande. Sand och lerpartiklar avsätts utmed vattendrag, lera och gyttja bildas i sjöar. Torv uppkommer genom att växter dör och förmultnar på platsen.

Grus och sand avsätts av vågorna längs stränder, och vinden förflyttar sandpartiklar och bygger upp dyner. På grund av landhöjningen efter isens avsmältning påträffas gamla strandlinjer och jordarter som ursprungligen avsatts i vatten högt över dagens havsyta. Figur 4 visar vilka delar av Sverige som en gång varit täckta av hav eller Baltiska Issjön. De högst belägna strand-

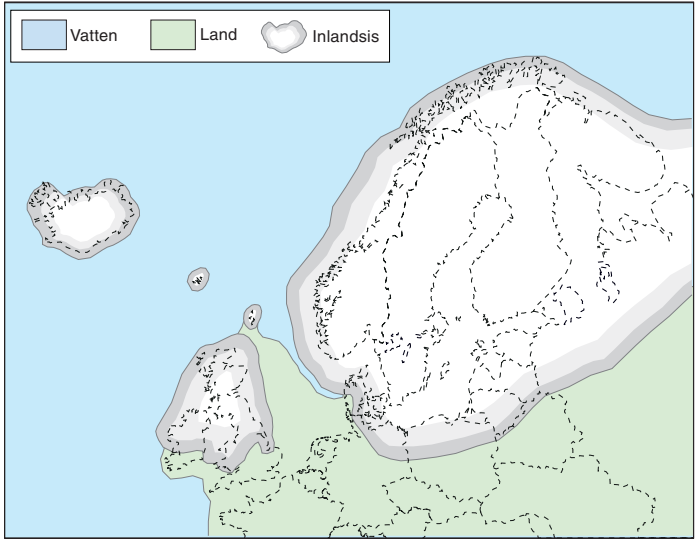


Fig. 3. Inlandsisens utbredning för ca 20 000 år sedan.
The extension of the ice sheet c. 20 000 years ago.

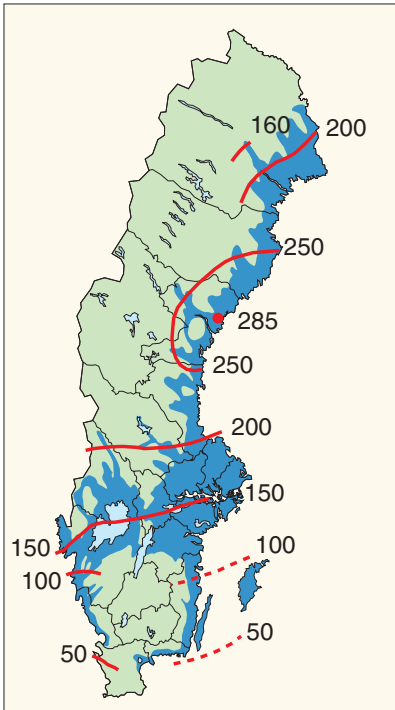


Fig. 4. Karta visande högsta kustlinjen i m ö.h. samt vilka delar av Sverige som en gång varit täckta av hav eller Baltiska Is-sjön.

Map showing the highest shoreline in metres a.s.l., and areas once covered by sea or the Baltic Ice Lake.

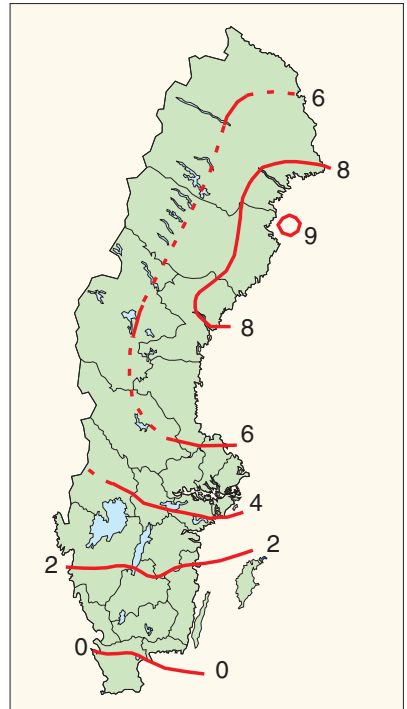


Fig. 5. Den nuvarande relativa landhöjningen i Sverige i mm/år. (Från Ekman 1996.)

The present shore elevation in Sweden in mm/year.

märkena benämns högsta kustlinjen (HK). Figur 5 visar storleken av den nuvarande, relativa landhöjningen i Sverige.

Kvartära bildningar är inte bara jordarter utan också sådana företeelser som isräfflor, jättegrytor och källor. En allmän redogörelse för de kvartära bildningarna lämnas i läroböcker i geologi, exempelvis "Sveriges geologi från urtid till nutid" (Lindström, Lundqvist och Lundqvist 2000) och Sveriges nationalatlas (Fredén 1998).

Jordarternas indelning

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

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

I kvartärgeologiska sammanhang används i dag ofta termen sediment som en sammanfattande benämning för såväl morän som sorterade jordarter. Med hänsyn till bl.a. de praktiskt och tekniskt inriktade användarna av jordartskartor begränsas benämningen sediment till sorterade jordarter i det följande samt i de speciella beskrivningar som utges till varje kartblad.

Tabell A. Atterbergs och SGFs korngruppskala.

| Ler | Mjåla | | Mo | | Sand | | Grus | | Sten | Block | | | |
|-----|---------------|-----------------|---------------|--------------|-----------------|---------------|--------------|-----------------|---------------|-----------------|---------------|---------------|----------------|
| | Fin- mjåla | Grov- mjåla | Finmo | Grovmo | Mellan- sand | Grov- sand | Fin- grus | Grov- grus | | 600 | 2000 mm | | |
| | 0,002 | 0,006 | 0,02 | 0,06 | 0,2 | 0,6 | 2 | 6 | 20 | 60 | 200 | 600 | 2000 mm |
| | Fin- silt | Mellan- silt | Grov- silt | Fin- sand | Mellan- sand | Grov- sand | Fin- grus | Mellan- grus | Grov- grus | Mellan- sten | Grov- sten | Fin- block | Grov- block |
| Ler | Silt | | | Sand | | | Grus | | Sten | | Block | | |

Indelning efter bildningssätt och bildningsmiljö

Jordarterna indelas i två huvudgrupper: glaciala och postglaciala. De glaciala jordarterna har avsatts av inlandsisen eller dess smältvatten, de postglaciala genom omlagring eller nybildning efter inlandsisens avsmältning. Termerna glacial och postglacial, som de här används, anger således ej tidsmässigt fixerade skeden utan bildningssätt och bildningsmiljö.

Beträffande torvjordarternas indelning hänvisas till avsnittet "Torv", s. 19.

Indelning efter kornstorleksfördelning

Huvuddelen av våra jordarter består av bergartsfragment och mineralkorn av olika storlek. Till grund för indelningen efter kornstorleksfördelning har SGU tidigare använt kornstorleksklasser och benämningar enligt 1953 års jordartsnomenklaturkommittés förslag, den övre skalan i tabell A. Från och med kartbladet Ae nr 122 används benämningar enligt förslag från Svenska Geotekniska Föreningens laborierkommitté (SGF 81, se Karlsson m.fl. 1982), den undre skalan i tabell A.

Jordarterna benämns i princip efter den dominerande fraktionen uttryckt i viktprocent. Med hänsyn till lerhalten indelas jordarterna enligt tabell B. Här skiljer sig SGUs indelning från den som tillämpas i SGF 81 (se nedan). Även vad gäller moränernas indelning tillämpas olika system (se nedan).

Tabell B. Jordarternas indelning och benämning med hänsyn till lerhalt.

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

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

Enligt SGF 81 räknas lerhalten på ingående finjordshalt, dvs. på fraktionen mindre än 0,06 mm. För sorterade jordarter har de skilda indelningssätten endast marginell betydelse, för osorterade jordarter som moräner däremot blir skillnaderna i de analyserade lerhalterna väsentliga.

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

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

I beskrivningarna kan utöver de på kartorna använda jordartsbenämningarna förekomma utförligare benämningar enligt följande regler: För en sorterad jordart (dominerad av en korngrupp) med lerhalt mindre än 15 % bildar den kvantitativt största fraktionen substantiviskt huvudord, underfraktioner bildar adjektiv med den kvantitativt största fraktionen sist. Isälvsediment bestående av 50 viktprocent grus, 30 % sand och 20 % sten benämns t.ex. stenigt sandigt grus. Är jordarten lerig (5–15 % ler), anges detta, t.ex. lerig silt. Jordarter med mer än 15 % ler har alltid lera som huvudord. För moränjordar används ett specifikt indelningssätt (se nedan).

Glaciala bildningar

Morän

Inlandsisen tog upp och bearbetade dels äldre jordlager, dels material som bröts loss från berggrunden. Materialet avsattes som morän både vid botten av aktiv is och genom framsmältning ur mer eller mindre dynamiskt död is. Moränen består av block, sten, grus, sand, silt och ler i en blandning. I morän förekommer ofta skikt eller linser av sorterade jordarter. Vanligen ligger moränen direkt på berggrunden. Moränen kan ibland vara underlagrad av sorterade jordarter, vanligast isälvs sediment. Sådana lagerföljder markeras vanligen på kartorna och kommenteras i beskrivningarnas speciella del.

Fraktionerna mindre än 20 mm, dvs. mellangrus till ler, utgör moränens grundmassa. På jordartskartorna indelas morän efter grundmassans sammansättning i *grusig*, *sandig* och *sandig-siltig morän* samt *moränlera* (fig. 6). Med avseende på kornstorlekssammansättning följer moränindelningen den som tidigare tillämpades av SGU, dvs. den nya beteckningen grusig morän motsvarar den moräntyp som tidigare kallades grusig-sandig morän, sandig morän motsvarar sandig-moig morän och sandig-siltig morän motsvarar moig morän.

I en grusig morän domineras grundmassan av grus och sand. Karaktäristiskt för denna jordart är också den höga stenhalten samt att grus, sten och block tillsammans utgör mer än 75 viktprocent av totalinnehållet i moränen. I en sandig morän domineras grundmassan av sand, i en sandig-siltig morän av finsand och silt. Morän med en lerhalt av 5–15 % (räknat på allt material mindre än 20 mm) betecknas dessutom som lerig, t.ex. lerig sandig morän. Morän med en lerhalt överstigande 15 % benämns moränlera. Denna kan i vissa fall uppdelas ytterligare i morängrovlera (15–25 % ler) och moränfinlera (>25 % ler). En förenklad moränredovisning under enhetsbeteckningen morän kan även förekomma.

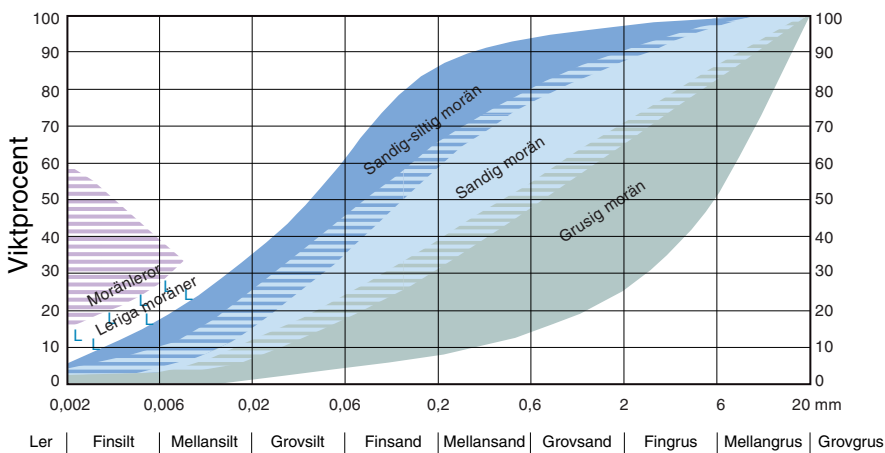


Fig. 6. Diagram över grundmassans sammansättning i olika moräntyper. Respektive moräntypers kornfördelningskurvor faller inom de markerade zonerna.

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

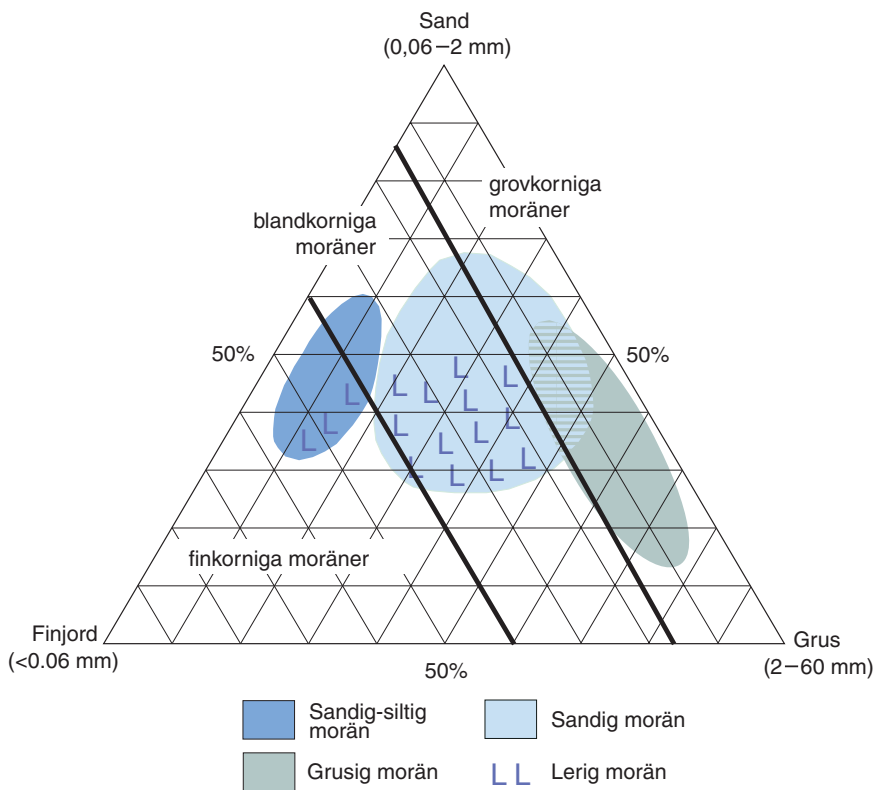


Fig. 7. Moränindelningen i huvudgrupper enligt SGU och SGF 81.
The classification of tills according to SGU and SGF 81.

Moränindelningen enligt SGF-81, som används främst i geotekniska sammanhang, är svår att tillämpa i naturen med endast okulära bestämningsmetoder. Fig. 7 visar en jämförelse mellan moränindelningen som används av SGU respektive SGF. SGFs grovindelning av moränerna i grovkornig, blandkornig och finkornig morän sammanfaller vad avser kornstorlekssammansättning tämligen väl med SGUs indelning i grusig, sandig respektive sandig-siltig morän inklusive moränlera (se fig. 7). I gränfallen finns skillnader som inte torde ha någon avgörande praktisk betydelse vad gäller moränens egenskaper.

Det sammanlagda block- och steninnehållet i moränen anges enligt okulär bedömning som högt (motsvarande > ca 50 viktprocent av totalinnehållet i moränen), måttligt eller lågt (< ca 20 %). Då uppgift lämnas om enbart steninnehållet motsvarar högt steninnehåll > ca 25 viktprocent av hela moränmaterialet, måttligt ca 10–25 % och lågt < ca 10 %.

Moränens blockfrekvens i markytan anges på kartorna enligt nedan:

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

Blockrik. Inom blockrika moränytor är frekvensen av små och medelstora block hög, vilket innebär ett antal av mer än 30 à 35 block större än 0,6 m per 100 m². Detta motsvarar en täckningsgrad av minst 1/4 av ytan. I de flesta fall är dock täckningsgraden betydligt högre. Ett enskilt tecken på kartan representerar en blockrik yta av minst ca 1000 m². Inom en större, sammanhängande blockrik moränyta utsätts blocktecknen med 1 mm genomsnittligt mellanrum. Om tecknen placeras glesare, avses att mellanliggande ytor ej är blockrika.

Normalblockig. Normalblockiga moränytor har strödda, allmänt förekommande block.

Blockfattig. Blockfattiga moränytor saknar eller har mindre än ett block per 100 m².

Normalblockiga och blockfattiga respektive blockrika och storblockiga moränytor kan på jordartskartorna redovisas med en gemensam beteckning.

Kulturpåverkande moränytor med bortplockade block betecknas med den blockhalt som kan bedömas vara den naturliga.

Hög blockfrekvens på annan jordart än morän. Beteckningen används t.ex. för talrika, på lerfält uppstickande block eller för talrika block på isälvsavlagring. Antalet block är mer än ca 10 block större än 0,6 m per 100 m².

Talus, blockjord och *blocksänka* har särskilda beteckningar på kartan.

Enstaka stora block markeras i de fall det rör sig om fritt liggande block som vanligen är större än ca 150 m³. Sådana block kallas flyttblock.

Morän med svallat ytskikt. Inom moränområden som någon gång täckts av hav eller issjö (se fig. 4) har ytskiktet under landhöjningen utsatts för vågors och brännings påverkan (svallning). Därvid kan en del av moränens finare fraktioner (silt och ler) ha sköljts bort. Beteckningen används endast för stora sammanhängande områden där en klar skillnad framträder mellan ett genom svallning påverkat ytskikt och en underliggande opåverkad morän, men likväl markytans moränkaraktär i huvudsak bevarats. Svallade ytskikt är som regel högst några decimeter mäktiga. I moränområden med svallat ytskikt kan ofta ingå små eller tunna svall-sedimentförekomster, vilka ej redovisas på kartorna (jfr under rubrikerna "Generalisering" och "Havs- och sjösediment").

Olika slag av moränryggar förekommer. De behandlas i beskrivningarnas speciella del. Beteckningen *moränrygg* används på kartorna för långa moränryggar med tydligt krön. En särskild beteckning finns dessutom för *ändmorän* (*De Geer-morän*).

Beteckningen *avlagring med omväxlande morän och sorterade sediment* på kartorna representerar i regel israndbildningar, som avsatts utmed isfronten när denna stod mer eller mindre stilla under en längre tid. Israndbildningar består i regel av morän och isälvs sediment.

Beteckningen *kullig morän (dödismorfologi)* på kartorna visar moränformer avsatta under dödisavsmältning. Kullarna innehåller ofta såväl morän som vattensorterade sediment.

Isälvsavlagringar

Isälvsavlagringar uppbyggs av isälvs sediment bestående av block, sten, grus och sand, som transporterats, sorterats och avsatts av smältvatten från inlandsisen. Isälvs sedimenten avsattes i tunnlar och sprickor i isens randzon samt framför isen. Isälvs sedimenten kännetecknas av att materialet är sorterat efter kornstorlek i olika skikt och lager med endast en eller ett fåtal kornstorlekar representerade i varje lager samt att partiklarna i allmänhet är avrundade ("rullstenar",

“rullstensgrus”). Övergångstyper till morän förekommer. Dessa kännetecknas av låg sorteringsgrad och dåligt utbildad skiktning.

Genom iskantens successiva tillbakavikande (recession) bildades i många fall en mer eller mindre sammanhängande, ryggformad isälvsavlagring, s.k. ås (rullstensås). Isälvsedimenten kan också ha avsatts i utbredda fält, deltan, lateralterrasser, sandurfält etc.

Isälvsgrus är en sammanfattande benämning för isälvs sediment som består av grus jämte sten och block.

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

På jordartskartorna indelas isälvsavlagringarna efter sammansättning i regel i tre typer som betecknas *isälvs sediment i allmänhet*, *isälvsgrus* respektive *isälvs sand*. Beteckningen isälvs sediment i allmänhet används för isälvsavlagringar med växlande eller ofullständigt känd sammansättning. Beteckningen isälvsgrus respektive isälvs sand används för avlagringar som konstaterats bestå huvudsakligen av grus respektive sand. *Isälvsfinsand (grovmo)* kan vid behov skiljas ut. En förenklad redovisning av isälvs sedimenten under enhetsbeteckningen *isälvs sediment* kan även förekomma.

Morfologiskt framträdande ryggar av isälvs sediment benämns *isälvsavlagring med ryggform*. Punktraden markerar krönet. *Smal isälvsavlagring med ryggform* betecknar ryggformade isälvsavlagringar mindre än ca 10 m breda. Beteckningen används bara på senare fältkarterade Ae-kartor.

Entydiga regler för isälvsavlagringarnas indelning enligt ovan kan ej uppställas. Olika faktorer, såsom isälvarnas vattenföring, isrecessionens förlopp, områdets morfologi och andra lokala förhållanden är bestämmande för avlagringsform, inre byggnad och kornstorlek.

Isälvs sediment belägna under HK (se fig. 4) har under landhöjningen i växlande grad omlagrats genom svallning. Det omlagrade materialet, svallsedimenten, förekommer både ovanpå isälvs sediment och utanför de ursprungliga avlagringarna. Svalls sediment som täcker isälvsavlagringar särskiljs inte utan ingår i beteckningen för isälvs sediment på kartorna. Genom svallningen har emellertid isälvsavlagringens ursprungliga form vanligen jämnats ut, och bl.a. av denna orsak är isälvs sedimenten svåra att avgränsa, främst mot omgivande svalls sediment. I princip läggs i sådana fall isälvsavlagringarnas konturer efter morfologiskt framträdande gränser. Isälvsavlagringar under HK har dock ofta en större utbredning än den på kartorna markerade och utbreder sig då under yngre jordlager.

Svalls sediment kan överlagra lera, som avsatts på isälvsavlagringar, t.ex. på åsslutningar och i åsgropar. Ett från praktisk synpunkt viktigt förhållande är därför, att lerlager täckta av svalls sediment kan förekomma inom ytor markerade som isälvsavlagring.

Issjösediment

I samband med isens avsmältning uppstod ibland isdämda sjöar, s.k. issjöar. Dessa uppkom främst i områden över högsta kustlinjen, där smältvatten dämades mellan högre belägen terräng som smält fram ur isen, och kvarvarande is i lägre terräng. I en del issjöar avsattes sediment, som fördes dit av smältvattnet i form av suspensionsströmmar längs sjöbotten eller svallades ut från omgivningen. Issjösedimenten varierar i kornstorlek vanligen mellan sand och lera. Jordarter som betecknas som *issjösediment* domineras i regel av finsand, ofta med en växellagring mellan

sand och silt. Sedimenten har för det mesta flacka former. De finkorniga issjösedimenten – silt och lera – betecknas på kartorna som glaciala finkorniga sediment.

Glaciala finkorniga sediment

Glaciala finkorniga sediment består av de finkornigaste partiklarna från isälvarna: silt och ler. De fördes med strömmar bort från isälvsmyrningarna och avsattes efter hand på havs- eller sjöbotten. Dessa sediment kännetecknas i stora delar av landet av en regelbunden växellagring mellan skikt av silt och lera. Skiktningen betingas av i huvudsak årstidsbundna variationer i isälvarnas vattenföring. De under ett år avsatta skikten bildar tillsammans ett s.k. varv. Varvtjockleken är vanligen störst i lagerföljdens undre delar och avtar uppåt liksom den genomsnittliga kornstorleken. Varvtjocklek och kornstorlek avtar också i riktning ut från isälvsavlagringarna. Ofta utgörs varven i sin helhet av lera. Varvigheten kan då framträda genom färgväxling mellan ljusare undre skikt och ett mörkare övre skikt i varje varv.

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

De glaciala finkorniga sedimenten ligger normalt på morän eller, ibland, direkt på berg. I isälvsavlagringarnas närhet underlagras de av isälvssediment.

De glaciala finkorniga sedimenten indelas normalt i två typer:

1. *Glacial silt (mjäla och finmo)*. Silt dominerar, ler saknas eller ingår med högst 15 %.
2. *Glacial lera*. Sammanfattande beteckning för glaciala finkorniga sediment med lerhalt större än 15 %.

I vissa fall kan *glacial fin- och mellansilt (mjäla)* respektive *glacial grovsilt (finmo)* särredovisas på kartan, i andra fall kan de vara sammanslagna med postglacial silt.

Varviga glaciala finkorniga sediment inom ett område kan indelas i *varvig silt (mjäla och finmo) med lerskikt* och *varvig lera*. Varvig silt med lerskikt är ett varvigt sediment, i vilket lerskikten upptar mindre än hälften av volymen, varvig lera domineras eller utgörs helt av lera.

För icke varviga glaciala finkorniga sediment med en lerhalt större än 15 % används benämningarna *glacial grovlera* och *glacial finlera* (se tabell B). På kartorna erhåller dessa lertyper samma beteckningar som *glacial lera*.

Postglaciala bildningar

De postglaciala bildningarna indelas i fyra huvudgrupper: havs- och sjösediment, älv- och svämsediment, eoliska sediment (vindavlagringar) samt torv.

Havs- och sjösediment

De grovkorniga havs- och sjösedimenten utgörs av svallsediment. Vid landhöjningen utsattes tidigare avsatta jordlager för vågornas påverkan (svallning) med en mer eller mindre genomgripande omlagring som följd. Det utsvallade materialet avlagrades vid och närmast utanför

stränderna som klapper, svallgrus och svallsand i princip med utåt från stranden och mot djupet avtagande kornstorlek.

Svallsedimentens mäktighet är mycket växlande beroende på läge i terrängen och tillgång på material under svallningsprocessen. Vid kartläggningen är det ofta svårt att utskilja och avgränsa svallgrus från morän med svallat ytskikt eftersom alla övergångsformer kan förekomma mellan dessa jordarter. (Se "*Morän med svallat ytskikt*", s. 15.)

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

Svallsedimenten indelas på jordartskartorna i *klapper*, *svallgrus*, *svallsand* samt *skaljord*. Klapper och svallgrus kan ibland sammanföras under en beteckning.

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

Svallgrus är en sammanfattande beteckning för grova svallsediment med mycket växlande sammansättning. I dessa ingår förutom grus, oftast sand och sten.

Svallsand domineras av sand och är i motsats till svallgrus vanligen väl sorterad.

Skaljord består huvudsakligen av skal och skalrester av mollusker m.m, som anhopats av vågor och strömmar till avlagringar av betydande storlek (skalbankar). Inlagringar av skal i jordarter kan markeras med en särskild överbeteckning.

De finkornigaste havs- och sjösedimenten utgörs av omlagringsprodukterna av äldre jordarter (jordlager) som har avsatts på botten av fjärdar, vikar och sjöar. De utgörs av distala svallsediment och distala älv- och svämsediment.

Postglacial silt (mjåla och finmo) har avsatts långt ut från stranden. På jordartskartorna slås postglacial silt i regel samman med motsvarande glaciala sediment men kan liksom dessa särredovisas vid behov.

Postglaciala leror indelas på jordartskartorna i *postglacial lera* och *gyttjelera*. De saknar i allmänhet tydlig skiktning. Postglaciala leror underlagras i regel av glacial lera.

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

Leryttja innehåller 6–20 viktprocent organiskt material. För denna jordart används på kartorna samma beteckning som för gyttjelera.

Gyttja avsätts i öppet vatten och utgörs av mer eller mindre finfördelade rester (detritus) av högre växter, alger, plankton och andra organismer. Halten av organiskt material är mer än 20 viktprocent. Ren gyttja har grön, ibland brun färgton. Gyttja är ej plastisk och konsistensen är vanligen lös. Där gyttja bildar ytlager har den i regel kommit i dagen vid sjösänkningar. Små förekomster av gyttja förs på jordartskartorna vanligen in under beteckningen gyttjelera eller i vissa fall under beteckningen kärr.

Älv- och svämsediment

Älv- och svämsediment har bildats och bildas än idag utmed vattendrag. Älvsediment är ofta väl sorterade samt fattiga på organiskt material. Svämsediment benämns den typ av älvsediment som avsätts vid översvämningar. Svämsedimenten är vanligen ofullständigt sorterade och i

växlande grad uppblandade med organiskt material, främst växtrester.

Grus är en sammanfattande benämning på de grövsta sedimenten bestående av grus med växlande halt av sten, ibland även små block. Sådant grus har avsatts i strida delar av vattendragen som bankar och revlar (älvgrus). Sand, silt och lera har avsatts vid lägre strömhastighet.

De i nutiden bildade (recenta och subrecenta) älv- och svämsedimenten redovisas normalt under enhetsbeteckningen *yngre älv- och svämsediment* på kartorna, men kan vid behov indelas i *grus, sand* samt *lera och silt (mjäla och finmo)*.

De äldre älv- och svämsedimenten redovisas också vanligen under en enhetsbeteckning, *äldre älv- och svämsediment*, men kan indelas i *grus, sand* samt *silt (mjäla och finmo)*. I vissa fall då älv- och svämsedimenten endast förekommer i mycket små arealer inom kartområdet, kan de ingå i motsvarande havs- och sjösediment.

Eoliska sediment (vindavlagringar)

Flygsand är en mycket väl sorterad jordart huvudsakligen bestående av mellansand och finsand i varierande mängder. Flygsanden avsätts i regel i kullar eller ryggar, s.k. dyner.

På kartorna markeras *flygsand* med särskild överbeteckning på underliggande jordart. Långsträckta dyner med markant krön får ryggbeteckning.

Torv

Torvavlagringar bildas dels vid igenväxning av öppet vatten, dels vid försumpning av mark. Torvmarkerna indelas på jordartskartorna vanligen i *mosse* och *kärr*. I vissa områden kan *blandmyr* utskiljas. På kartorna markeras dessutom förekomster av *tunt ytlager av torv*, dvs. där torvmäktigheten är generellt mindre än 0,5 m.

Utdikade och odlade torvmarker betecknas efter sin ursprungliga beskaffenhet med ledning av torvslag och läge i terrängen.

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

Kärr kännetecknas av olika slag av gräs och halvgräs (starr), vass, fräken och fuktighetsälskande örter. I botten-skiktet överväger s.k. brunmossor. Kärr kan även vara be vuxna med viden, al, björk och gran. De uppbyggs av olika kärrtorvslag, t.ex. starrtorv, lövkärrtorv eller kärrdy. Kärren har ofta bildats genom igenväxning av sjöar. Kärrtorven underlagras då av gyttja och lera. Rikkärren skiljer sig från vanliga kärr genom en större artrikedom, särskilt av kalkgynnade växter. Fattigkärr (s.k. starrmossar) kännetecknas av starrarter och andra halvgräs i ett botten-skikt av icke tuvbildande vitmossor. Denna vegetation bildar starrvitmosstorv.

Blandmyrar kännetecknas av omväxlande mosse-, fattigkärr- och kärrpartier. I blandmyrarna ingår olika mosse- och kärrtorvslag.

Övriga kvartära bildningar

Räfflor. Moränmaterialen i landisens bottenzon slipade och repade berghällarna. Reporna, räfflorna, visar landisens rörelseriktning. De markeras på kartorna med ett streck med punkten på observationsplatsen. I områden med talrika räffellokaler redovisas endast ett urval. Räffelriktningar anges i 5-tal grader.

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

Källor. På kartorna markeras orörda eller exploaterade källor med bräddavlopp och mera betydande avrinning, vanligen mer än ca 0,5 l/s.

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

Allmänna delen omarbetad 1994 och 2000.

SPECIELL DEL

Curt Fredén

INLEDNING

Underlaget till jordartskartan Munkfors SO utgörs av det topografiska kartbladet 11D Munkfors SO, som trycktes år 1996 (4:e upplagan). För att den geologiska kartan lättare skall kunna läsas har en del namn och i sammanhanget ovidkommande uppgifter borttagits.

Rekognoseringen för jordartskartan Munkfors SO utfördes under åren 1995–96 i den del som omfattas av Karlstads kommun och året 1999 inom berörda delar av Filipstads och Storfors kommuner. I fältarbetet deltog statsgeologerna Esko Daniel, Hanna Dittrich, Karin Grånäs, Lars-Ove Lång, Sven-Erik Sundevall, Björn Sundquist och Sven-Ingemund Svantesson, 1. byråingenjören Jan-Olov Svedlund samt extrageologerna Jonas Ising, Per Leander och Charlotte Persson.

Jordartskartan Munkfors SO täcks till större delen av den äldre geologiska kartan i skala 1:50 000 Aa 144 Nyed (Magnusson & Assarsson 1929) (fig. 8). Kartområdet täcks helt av jordartskartan över Värmlands län i skala 1:200 000 (Lundqvist 1958).



Fig. 8. Översikt över den äldre geologiska kartans täckning av det kartlagda området.

The investigated area is partly covered by a geological map printed in 1929.



Fig. 9. Hyperitbergen utgör markanta inslag i landskapsbilden. Ofta är hällytan exponerad eller döljs av ett tunt jordlager. Hällebergshöjden (2i), vy mot norr. Foto förf. 1996.

Hills of hyperite are characteristic features in the map area. View to the north from Hällebergshöjden (2i).



Fig. 10. Bergtäkt i hyperit- och gnejsbergarter i Storåsen (2h). Det tunna moräntäcket återspeglar väl berggrundstopografin. Foto förf. 2000.

Large areas of Värmland have a shortage of natural sand and gravel. Production of crushed bedrock is very important in these regions. The bedrock at the Storåsen quarry (2h) is covered by a thin layer of till.

Kartan har framställts med hjälp av datorstödd teknik och informationen är digitalt lagrad. Lokalangivelser i beskrivningen följs av siffra och bokstav inom parentes enligt den bladindelning som finns i jordartskartans ram.

BERGGRUNDEN

En översiktlig berggrundskarta presenteras i specialkarta 1 på jordartskartan.

Berggrundskartans information och nedanstående uppgifter har hämtats från berggrundskartan över Värmlands län (Lundegårdh m.fl. 1992) och beskrivningen till berggrundskartan över östra och mellersta Värmlands län (Lundegårdh 1995).

Kartområdet Munkfors SO domineras i öster av gråröd–rödgrå granit, s.k. Filipstadsgranit, som bildades för ca 1800 miljoner år sedan. Den västra delen karakteriseras av röda till rödgrå gnejser och gnejsgraniter, som har en ålder av ca 1670 miljoner år (Söderlund m.fl. 1999).

Efter en till synes lugn period utsattes jordskorpan i kartområdet för isärdragande krafter för ca 1500 miljoner år sedan. I de då uppkomna svaghetszonerna i berggrunden trängde basiska magmor in. De stelnade till svarta olivinförande diabaser, s.k. hyperiter. Dessa förekommer i nordväst–sydostliga stråk i den västra delen. Hyperitbergen utgör markanta inslag i landskapsbilden (fig. 9).

Inlandsisen har till stor del format berggrundsreliefen. Ismassans rörelse från norr mot söder har tillskäppt formerna i det kuperade landskapet främst i den nordvästra delen av kartområdet. Hyperitberget Svinkullen (2f) och området omkring Örtensjöarna (3f–g, 4f–g) är vackra exempel på resultatet av inlandsisens eroderande förmåga.

Inom större delen av södra Värmland råder en brist på naturgrus. I flera områden har man börjat använda krossat berg (fig. 10).

KVARTÄRA BILDNINGAR

Räfflor

Inom kartområdet är antalet observationer av räfflor mycket få i förhållande till hållfrekvensen (ig. 11). De dominerande bergarterna är relativt lättvittrade, vilket medför att räfflor utplånats eller svårligen kan fastställas. De flesta av de redovisade räfflorna är medelgrova till grova. Fina räfflor påträffas på hälltytor som nyligen blottlagts, t.ex. i diken och grustag. Räfflor finns i större utsträckning än vad som observerats. Grova räfflor framträder relativt tydligt när bergytan är våt (fig. 12). På grund av hällytans råhet är sådana räfflor svåra att se när hällytan är torr. Huvuddelen av räffelobservationerna är gjorda på strandnära hållar.

Flertalet räfflor har utbildats relativt nära inlandsisens front. Rörelseriktningen i isen har där i stort sett inriktats vinkelrätt mot fronten.

Huvudisrörelsen är nordsydlig inom intervallet N10°V–N15°Ö, se fig. 11 och specialkarta 2 på jordartskartan. Den dominerande riktningen är nord–sydlig. Hållar med korsande räfflor är fåtaliga. På de lokaler som redovisats med mer än en räffelriktning, kan räffelriktningarna inom ett intervall av 10–20° tillskrivas vridningar inom samma isrörelse. På några lokaler med räfflor

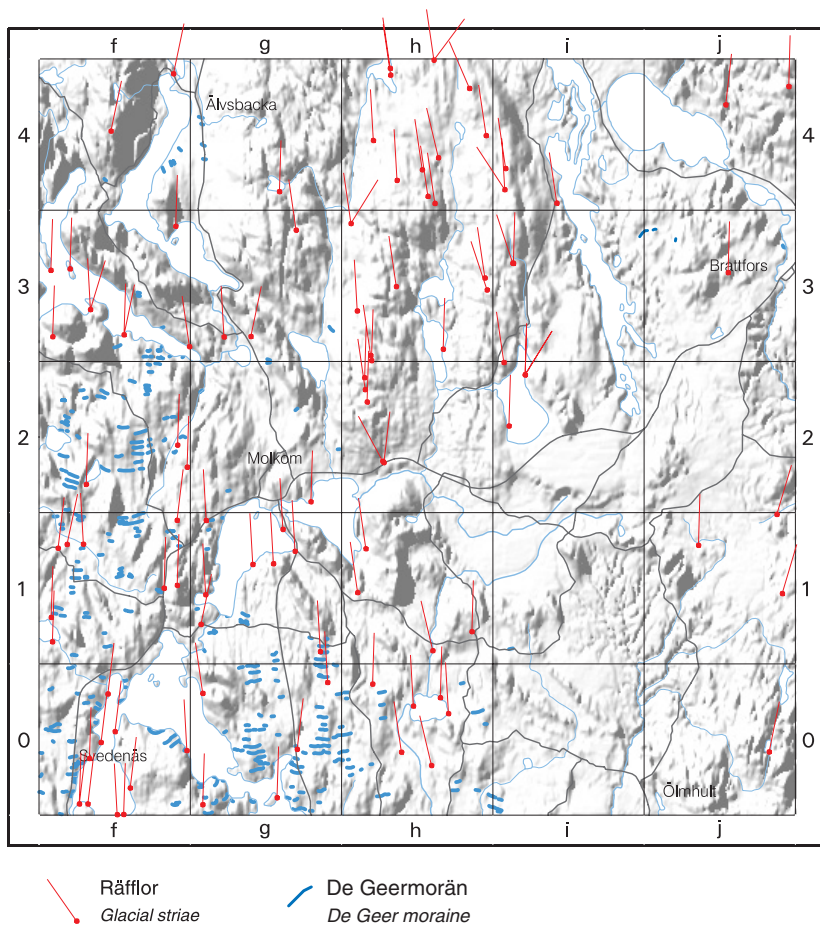


Fig. 11. Räfflor och De Geormoräner inom kartområdet.
Glacial striae and De Geer moraines in the map area.

i olika riktningar i norra delen av kartområdet har det kunnat klarläggas att äldre isrörelser från NNÖ ersatts av nordliga och dessa i sin tur av isrörelser från NNV.

Vindslipade hälltytor

Vindslipning är vanlig i kalla klimat med ihållande hårda vindar och god tillgång till sandpartiklar. Snö och ispartiklar fungerar också som slipmedel.

Inom kartområdet har vindblästrade hälltytor observerats på några framgrävda hållar längs vägarna runt Horssjön (4h). Den vindslipade ytan ligger i lä om den isräfflade och är således äldre än den senaste nedisningen. På sluttningen mot Brattforsheden nordöst om Lyckan (4h), norr om kartområdet, har enstaka observationer gjorts även av vindblästrad isräfflad yta, dvs. vindslipningen är där yngre än räfflorna. Spår av vindslipning torde vara mer vanligt förekommande än de gjorda observationerna visar.



Fig. 12. Grova räfflor i N5°V på framgrävd håll ca 800 m väster om Tjuvmossen (4h). Kompassen är en orienterad i nord-syd. Foto förf. 2000.

A system of coarse striae in N5°W c. 800 m west of Tjuvmossen (4h). Compass orientated in north-south.

Morän

Utbredning och mäktighet

Ett karakteristiskt drag för jordartsförhållandena i sydvästra Sverige är bl.a. den ringa förekomsten av morän. Inom kartområdet Munkfors SO är frånvaron av morän påtaglig i den södra delen. I de moräntäckta områdena är mäktigheten vanligen störst i dalgångarna och i områden med dödismorän. Moräntjockleken kan i dessa områden vara mer 10 m. På höjderna är moränen vanligen någon meter mäktig eller saknas helt.

Tunt moräntäcke på berg är vanligt förekommande i terräng som ligger relativt högt eller på stora flacka bergytter. Enligt de generella reglerna skall bergområden, som täcks av jordlager med en mäktighet av mindre än en halv meter, kartläggas som kalt berg. Detta förfarande är emellertid olämpligt där det finns ytor med sådant jordtäckte att det ger fäste för avverkningsbar skog. Tunt moräntäcke på berg (fig. 10) och områden med omväxlande små berg- och moränytor (fig. 13) redovisas på kartan med en svart fylld triangel. Varje triangel representerar i princip en yta av minst 4 hektar med huvudsakligen tunt moräntäcke på berg. Stora föryngringsytor inom dessa områden bidrar till erosion av det tunna jordtäcktet, dvs. hållarealen ökar genom jordförstöring orsakad av uttorkning och ökad avrinning (regn och snösmältning). I det tunna moräntäcktet innefattas tunn vittringsjord, som främst förekommer på hyperitberg.



Fig. 13. Tätt liggande bergribbor med tunt moräntäcke ca 1 km sydöst om Gäddtjärnen (3j). Foto förf. 1999.

Till and thin cover on closely lying rock ridges c. 1 km southeast of Gäddtjärnen (3j).

Ytformer

Flera typer av moränavlagringar förekommer. Kartområdets mest markanta moränformer utgörs av låga moränryggar med i huvudsak öst–västlig riktning. Ryggarna kallas De Geermoränerna. De är ett par meter höga, 10–20 m breda och 50–600 m långa. De uppträder vanligen i svärmar (fig. 11 och jordartskartans specialkarta 2). Tidigare ansågs de ha bildats vid inlandsisens front och alltså vara en typ av ändmoräner. Avståndet mellan ryggarna skulle markera iskantens årliga avsmältning. Numera anses de vara bildade innanför iskanten men i sprickor parallella med denna. De svärmvisa förekomsterna kan tyda på att uppkomsten till viss del orsakats av jordbävningaktivitet under isavsmältningsskedet (Lundqvist 2000). Södra delen av Värmland ligger i ett område inom vilket jämförelsevis många jordskalv är registrerade (Fredén m.fl. 1999).

De Geermoränerna finns främst i den sydvästra delen av kartområdet (fig. 11). I trakten av Örtenäs (4f) är De Geermoränerna låga (fig. 14). Längs Ö. Örten täcks de nästan helt av glacial lera och är föga morfologiskt framträdande. Den faktiska förekomsten framgår till viss del av jordartsbeteckningen morän i lerområdet. De Geermoräner är vanligt förekommande i sydöstra Värmland (Fredén 2001).

Breda och långsträckt moränryggar i isrörelseriktningen, s.k. drumlinformer, har påträffats öster om Gapern (0f), söder om Molkomsjön (1g) och norr om Borsjön (2g). Drumlinformerna har bildats under inlandsisen då denna rörde sig över terrängen. Den vanligaste formen inom kartområdet är en ryggformad läsidesmorän, dvs. en moränrygg på läsidan av ett berg.



Fig. 14. Träd- och buskbevuxen De Geermorän som gränsar mot glacial lera. Bilden är tagen 1 km ÖNÖ om Örtenäs (4f). Foto förf. 2000.

A De Geer moraine in a glacial clay area 1 km ENE Örtenäs (4f).



Fig. 15. Kulligt moränlandskap med normalblockig yta i förgrunden och en skarp gräns mot storblockig moränyta i bakgrunden. Bilden är tagen 2 km norr om Vitteberg (4j). Foto förf. 1998.

Hummocky moraine 2 km north of Vitteberg (4j). The till surface in the foreground has an intermediate boulder frequency. An area with high frequency of large boulders is seen in the background.

I dalar och flacka områden ovanför Högsta kustlinjen (se fig. 24) finns kullig morän, s.k. dödismorän. Denna bildar vanligen ett oregelbundet mönster av kullar, ryggar och sänkor. Dödismorän har bildats i en uppsprucken, stillastående (död) is, som blivit avsnörd från inlandsisen. Där isresterna legat kan idag finnas tjärnar och torvmarker. Små områden med dödismorän förekommer främst i höjdområdet mellan Alsterns (3i) och Ö. Örtens dalgångar samt öster om Lungen (4j) (fig. 15).

Sammansättning

Moränytorna inom kartområdet är till övervägande del normalblockiga (fig. 15). Flertalet av de normalblockiga moränytorna har mjuka terrängformer och har avsatts under inlandsisen, s.k. bottenmorän.

I den nordöstra delen förekommer ytor med rik- och storblockig morän (fig. 15–16). Blocken i den storblockiga moränen och till viss del även i den rikblockiga moränen ligger vanligen löst på ytan och har avsatts som en ytmorän.

Inom kartområdet har tre moräntyper påträffats, nämligen grusig morän, sandig morän och sandig-siltig morän (fig. 17). Övergångsformer mellan moräntyperna förekommer.

Den dominerande moränen inom kartområdet är huvudsakligen sandig, se proverna 2–11 i tabell 1. De skärningar som iakttagits i kartområdets sandiga och sandiga-siltiga morän visar att sten- och grovgrusinnhållet i dessa är måttligt till lågt (fig. 18). I den grusiga moränen är steninnhållet måttligt till högt och blockhalten hög (fig. 16). Ställvis är den sandiga moränen lerig, se proverna 8–10 i tabell 1. Ofta är moränen hårt packad och har tydliga presstrukturer (fig. 18). Moränen är relativt lucker i De Geermoränerna och i den rikblockiga terrängen.

Såväl den grusiga som den siltiga moränen (proverna 1 resp. 12–13 i tabell 1) har påträffats ställvis men ytmässigt varit svåra att skilja ut från den dominerande sandiga typen. Grusig morän har iakttagits på sluttningen norr om Mjönäs (4f) och i områden med dödismorän. Siltig morän förekommer i viss utsträckning inom det flacka området vid Horssjön (4h) och i en dalgång öster om Lungen (4j). Det har inte funnits resurser att avgränsa den siltiga moränens utbredning då detta skulle ha krävt täta grävningar. Grusig resp. siltig morän har inte markerats på kartan.

I de områden, som ligger under Högsta kustlinjen, 180–190 m ö.h. (se fig. 24), har morän-täcket varit utsatt för svallning. Svallningen har varit beroende av moränens sammansättning, sluttningens gradient och det exponerade läget mot vågsvallet. Det svallade ytskiktet är vanligen ett par dm tjockt. På huvuddelen av moränytorna är svallningen knappt noterbar, men på andra, mer exponerade ytor, har påverkan varit så stor att ytlagret har en märkbart grövre sammansättning eller består av svallsediment, främst sand och grus, med några decimeters mäktighet. Någon kartläggning av svallningens övre gräns har inte gjorts. Svallat ytskikt kan inte utskiljas inom hyperitområden på grund av bergartens vittringsbenägenhet. Morän med svallat ytskikt förekommer främst inom nivåerna 125–185 m ö.h. På lägre nivåer är svallningen inte lika vanlig beroende på den dåvarande skärgårdsmiljöns skyddande effekt mot kraftigt vågsvall på moränsluttningarna.



Fig. 16. Rikblockig morän med hög block- och stenhalt i en vägsränning 1500 m NNÖ om Vitteberg (4j). Foto förf. 1998.

A cut in a till deposit with a high boulder frequency.

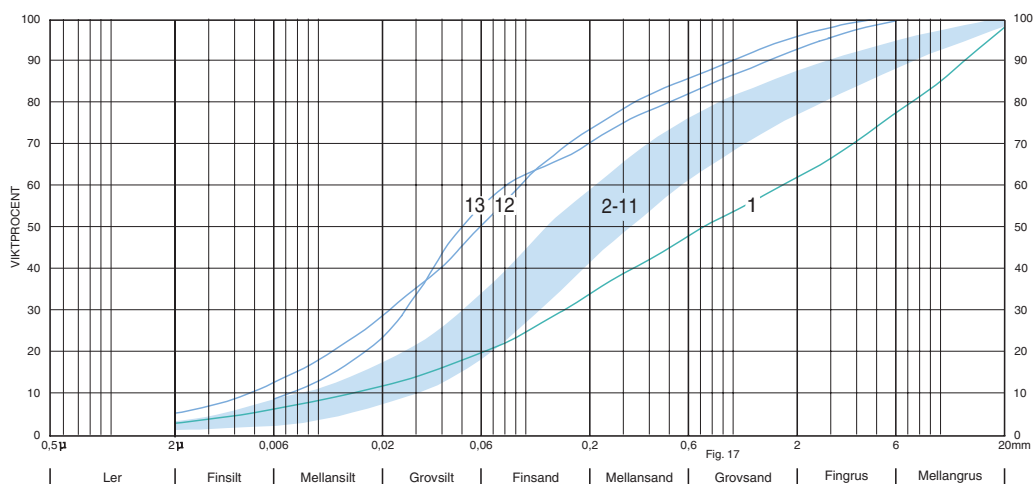


Fig. 17. Kornstorleksfördelningen i kartområdets grusiga, sandiga och sandig-siltiga morän, se proverna 1–13 i tabell 1, jfr fig. 6.

The grain-size distribution of the gravelly tills, sandy tills and sandy-silty tills in the map area, samples 1–13 in Table 1, cf. Fig. 6.



Fig. 18. Hårt packad sandig-siltig morän med presstrukturer 800 m väster om Horssjön (4h). Moränens kornstorlekssammansättning framgår av provet 12 i tabell 1. Foto förf. 1999.

Section in silty till 800 m west of Horssjön (4h). The till is compact with a form of fissibility. The grain size composition of the till is shown by sample 12 in Table 1.

Isälvsavlagringar

Isälvs sediment utgörs av block, stenar, grus och sand som transporterats, sorterats och avsatts av smältvatten från inlandsisen. Isälvs sedimenten är sorterade i skikt och lager med en eller ett fåtal kornstorlekar. Partiklarna är i allmänhet runda eller avrundade – rullstenar eller rullstensgrus.

Isälvs sedimentens avlagringsformer är beroende av bildningsmiljön. Smältvattnet samlades i och under isen till mycket strida isälvar i större eller mindre tunnlar, som ledde ut till isfronten. I istunneln och vid dess mynning avsattes det grövre materialet – block, sten, grus och sand. Det finkornigaste partiklarna – silt och ler – avsattes på större avstånd från mynningen. Inom kartområdet förekommer flera avlagringsformer.

Grus och sandjordar är mycket permeabla, dvs. de släpper lätt igenom vatten och torkar snabbt. I grus och grovsand är genomsläplighetshastigheten ca 1–3 m/dygn. Sand- och grusavlagringar har stor betydelse för grundvattenförsörjningen eftersom de har störst genomsläplighet. Å andra sidan är de av samma orsak mycket känsliga för föroreningar.

Eftersom isälvs sedimenten är torra och lättframkomliga har de sedan länge utnyttjats bl.a. för kommunikationsleder, mötesplatser (mönstrings- och kompanimötesplatser) och bebyggelse. På många isälvsavlagringar finns fornminnen. Grus- och sandavlagringarna är även en viktig tillgång för det rörliga friluftslivet. Men sand- och grustillgångarna utnyttjas även vid tillverkning av betong och vid vägbyggnads- och anläggningsarbeten. När en grusavlagring skall exploateras uppstår därför nästan alltid konflikter mellan olika intressen. Isälvs sedimenten är en naturresurs som inte är oändlig – det krävs en ny istid för att nya åsar och deltan skall bildas.

Ås (rullstensås) är en långsträckt ryggformad isälvsavlagring som bildats i en istunnel. *Slukås* är en avlagringsform som är vanlig i fjällen och i storkuperade delar av Norrlandsterrängen. Slukåsen har bildats under inlandsisen och ligger vanligen vinkelrätt mot en sluttning (fig. 19). Smältvatten från isen har sökt sig nedåt i dalgången. Sedimenten i en slukås har vanligen en låg sorteringsgrad.

Delta är en utbredd isälvsavlagring som byggts upp till en sjö- eller havsytta (fig. 20). Ett isälvsdelta bildades vanligen där inlandsisens kant låg stilla under en längre tid. Orsakerna till stilleståndet kan vara flera. Det kan t.ex. vara klimatiskt betingat. En annan orsak är vattendjupet i relation till isens tjocklek. Där isavsmältning skett i havet har utöver ytavsmältning även en frontal avsmältning – kalvning – ägt rum. Under omläggningen från frontal- och ytavsmältning till enbart ytavsmältning kan isfrontens reträtt tillfälligt upphöra. De största deltana i landet är topografiskt betingade och förekommer framför allt vid högsta kustlinjen, HK.

Dödisgrop. Under isavsmältningen kan lossbrutna stora isblock inbäddas i eller omgärdas av sediment. När dessa döda isrester smält bildas stora gropar, dödisgropar, åsgropar (fig. 21). En del av dödisgroparna är torra, i andra finns små tjärnar eller torvmarker. Många dödisgropar inom ett begränsat område kallas *kittelfält*.

Kames eller kamelandskap kallas ett kuperat landskap som huvudsakligen består av isälvsediment (fig. 22). De mer eller mindre sammanhängande svackorna och groparna markerar avsmältning av isrester.

Terrass är en isälvsavlagring som bildats mellan isen och en isfri dalsida (fig. 23).

Inom kartområdet uppträder flera stråk av isälvsavlagringar i dalgångarna (fig. 24 och specialkarta 2 på jordartskartan). Samtliga isälvsavlagringar ligger under nivån för högsta kustlinjen och har en nordlig riktning, dvs. parallell med huvudströrelseriktningen. Isälvsavlagringarna i de små stråken är inte sammanhängande och utgörs av kullar, terrasser och små åsar.

I stråket mellan Molkom och Älvsbacka har sedimenten skiftande sammansättning och sorteringsgrad. En låg sorteringsgrad innebär att sedimenten avsattes hastigt och någon genomgripande sortering efter kornstorlek skedde ej.

Väster om Färnsviken (3g) finns några ryggar i öst–väst med flackt krön. Små skärningar i den västra delen visar att isälvsediment skjutits ihop framför en iskant. Dessa ryggar kan karakteriseras som ändmoräner bestående av moräniserade isälvsediment.

Söder om Stenåsen (4g) har isälvsedimenten en grov sammansättning och låg sorteringsgrad. I den norra delen har drygt en meter morän observerats på sedimenten (fig. 25). Moränen kan ha glidit ut på sedimenten från den angränsande sluttningen.

Isälvsediment har även dokumenterats under lera. I samband med arbetena för den nya sträckningen av väg 240 öster om Tidafors påträffades isälvsediment, grus och sand, med låg sorteringsgrad i störda lager under varvig glacial lera öster om Tjärnsjön (3g) (Fredén 1987).

En för kartområdet ovanlig avlagringsform är en kort slukås (fig. 19), som påträffats ca 1500 m nordväst om Vitteberg (4j). Den norra delen upptas till viss del av en väg. Slukåsen består av grova sediment med en låg sorteringsgrad.



Fig. 19. Slukåsen på sluttningen 1300 m nordväst om Vitteberg (4j). Foto förf. 1998.
The engorged esker 1300 m northwest of Vitteberg (4j).



Fig. 20. Vy mot norr över Brattforshedens deltayta 2 km sydväst om Brattfors (3j). Mellan isälvs-sedimenten och Västra höjden (3j) ligger en torvmark. Området i bakgrunden har varit utsatt för en omfattande skogsbrand 1992. Foto förf. 1998.

View northwards of the delta surface 2 km southwest of Brattfors (3j). Peatland and fire-ravaged area in the background.



Fig. 21. Dödisgrop i det norra kittelfältet, 1600 m nordväst om Steglen (3j). I gropens botten ligger ett tunt torvtäcke. Foto förf. 1999.

One of the kettle holes in the kettle field northwest of Steglen (3j). A thin peat layer covers the bottom part.



Fig. 22. Kameområde öster om Storön (3i). Foto förf. 1999.

A kame area east of the island Storön (3i).



Fig. 23. Väster om Storön (3i) ligger isälvsedimenten i en terrass mot moränslutningen, som syns till höger i bilden. Terrassplanet invid moränen har avvägrats till ca 190,5 m ö.h., vilket här är nivån för Högsta kustlinjen. Foto förf. 1999.

The glaciofluvial terrace surface west of the island Storön has been levelled to 190,5 m a.s.l. (highest shoreline). The till slope is seen to the right.

Väseåsen

Det ojämrförliga största stråket är Väseåsens bildningar till vilka räknas Mosarenavlagringen (0j), Sutterhöjden (1i–j) och Brattforsheden. Flertalet av dem har tidigare beskrivits av Lindén (1992), Lundqvist (1958) och Magnusson (Magnusson och Assarsson 1929). Ytterligare information, bl.a. geofysiska profiler, kan fås i beskrivningen till grundvattenkartan över Karlstads kommun (Aneblom & Åsman 2000). Grundvattenförhållandena i området öster om Karlstads kommun framgår av den regionala grundvattenkartan över Värmlands län (Aneblom 1998).

Mosarenområdet

Omkring de båda Mosarensjöarna utgörs isälvsedimenten av en drygt 1 km bred terrass som når upp till ca 160 m ö.h. i den norra delen. Avlagringens högsta del ligger ca 20 m under nivån för högsta kustlinjen och har således inte nått upp till dåvarande ishavets vattenyta. Området kallas i äldre litteratur för Väse allmänningshed. Den södra delen av avlagringen ligger inom kartområdet Karlstad NO (Fredén 2001). Flera stora grusgropar finns (fig. 26). Skärningar i dessa visar att sand dominerar i den södra delen av avlagringen och att inslaget av grus med varierande sorteringsgrad är betydande i den norra delen.

Avlagringen har en brant nordsida och en lång och flack sydslutning. På avlagringens yta finns flacka kullar, ryggar och några strandvallar. Strandhak förekommer på den västra slutt-

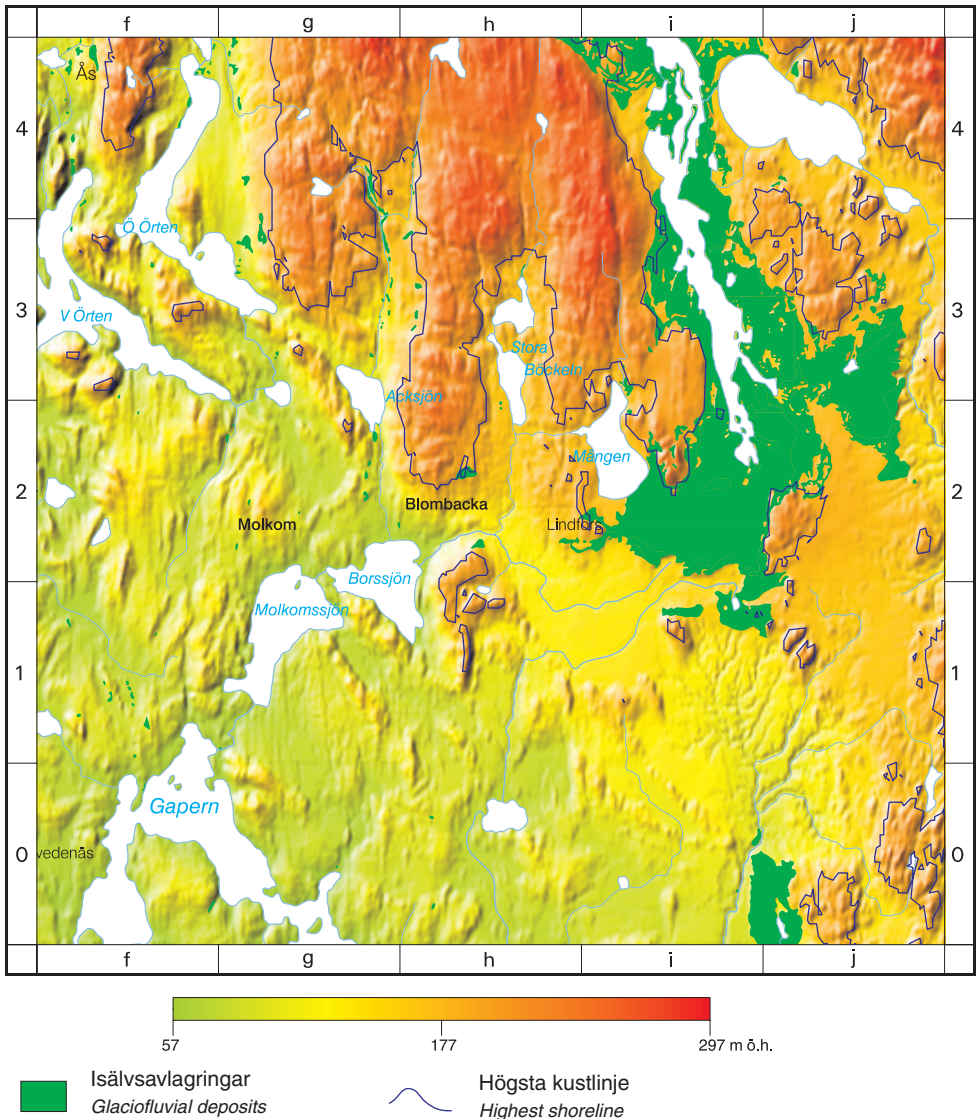


Fig. 24. Isälvsavlagringar och nivån för högsta kustlinjen inom kartområdet.
Glaciofluvial deposits and the level of the highest shoreline within the map area.

ningen. I den nordvästra delen ligger två stora och djupa dödisgropar samt en mindre. Alla tre har torr botten. Den största, Lämpenshålan, är drygt 25 m djup. Den ligger ca 600 m norr om N. Mosaren (0j). Lämpenshålan är ett naturreservat. Den norra dödisgropen ligger nära avlagringens nordsluttning – endast en ca 5 m bred kam skiljer den från sluttningen. Omfattande grusexploatering pågår invid gropens södra kant. De båda Mosarensjöarna är också dödisgropar. De ligger i en ca 1200 m lång sänka utsträckt i nord-syd. Sänkan är öppen mot söder och har



Fig. 25. Drygt en meter sandig morän överlagrar sandigt isälvsgrus i den norra delen av isälvavlagringen sydöst om Stenåsen (4g). Foto förf. 1996.

Sandy till cover on the glaciofluvial deposit southeast of Stenåsen (4g).

varit en vik av ishavet, som således kan ha förändrat den ursprungliga formen.

Mellan Mosarenavlagringen och Sutterhöjden (1i) är inga ytliga förekomster av isälvssediment kända. Under mäktiga silt- och lerlager drygt 1500 m norr om Mosarenavlagringen finns grundvattenförande gruslager, se kapitlet källor. Geofysiska mätningar och enstaka borrhningar i källans omgivning har ej kunnat påvisa mäktiga grus- och sandlager under de finkorniga sedimenten (Aneblom & Åsman 1998). Avsaknaden av stora volymer isälvssediment i Väseåsens stråk mellan Mosarenavlagringen och Sutterhöjden är märklig. De stora avlagringarna i stråket visar på förekomsten av minst en isälv med stor kapacitet. De stora volymerna av lera och silt tyder på relativt lugna sedimentationsförhållanden under deglaciationsförloppet mellan Mosarenområdet och Sutterhöjden.



Fig. 26. Horisontella sandlager i skärningen 1200 m ÖSÖ om Göranstorp (0i). På dessa ligger ca en meter svallsand. Vy mot nordöst. Foto förf. 1995.

Glaciofluvial sand covered by one meter of wave-washed sand. View to the northeast, 1200 m ESE of Göranstorp (0i).

Sutterhöjden

Sutterhöjden (1i–j) utgörs av två isälvsavlagringar utsträckta i öst–väst. På den västra, som är låg och flack, ligger Fageråsens by (1i). Den östra är en mäktig isälvsavlagring som når drygt 180 m ö.h. Sutterhöjdens (1i–j) bebyggelse är belägen på den nedre delen av den södra sluttningen. Mellan de båda avlagringarna går ett stråk med 1–2 m svallsand på glacial lera. Det är möjligt att leran underlagras av isälvsediment som i så fall är sammanhängande mellan Fageråsen och Sutterhöjden.

Den östra avlagringen är ca 1200 m lång. Den högsta delen utgörs av en ca 200 m bred plåtå, som byggts upp till ishavets vattenyta och till viss del omdanats av vågorna. Två dödisgropar finns i den nordvästra delen. Den ena upptas av torvmark och den andra av den 20 m djupa Suttertjärn (1i), vars vattenyta ligger drygt 35 m lägre än plåtåytan. På södra sluttningen förekommer strandhak.

I avlagringen förekommer flera mycket stora grusgropar, bl.a. har stickspår funnits från järnvägen till den största gropen. Grus- och sandbrytning har skett i denna under drygt 125 år. En sammanställning av äldre uppgifter (Hörner 1927, s. 12–16) och senare dokumentation (Lindén 1992, s. 54–57) ligger till grund för beskrivningen av avlagringen.

Avlagringens centrala del är uppbyggd som ett delta. Under ett ca halvmetermäktigt skikt av svallsand och svallgrus utgörs deltats översta del, ytbädden, av mer än 5 m horisontella lager av stenigt grus. Andelen sand i ytbädden ökar öster och väster om den centrala delen. Mittbädden

är drygt 15 m mäktig och utgörs av mot söder stupande sandlager med inslag av grus och sten. Under dessa sandskikt följer steniga sand- och gruslager med svag stupning mot söder. Såväl stupningen som sorteringsgraden varierar.

Avlagringen har avsatts framför inlandsisens front och kan betecknas som en israndbildning. Isfronten har legat stilla under den tid det tagit att bygga upp avlagringen till ishavets vattenyta. Orsaken till det tillfälliga stilleståndet är oklar. Några andra avlagringar som visar på ett sådant regionalt stillestånd av iskanten är inte kända.

Brattforsheden

Namnet Brattforsheden avser hela isälvsavlagringen inom kartområdet. Brattforsheden är en stor isälvsavlagring som fortsätter norrut inom kartområdet 11D Munkfors NO. Den är belägen i en av Värmlands mest markanta sprickdalar vilken sträcker sig från länets norra del till Ölmeviken vid Vänern. Före den senaste istiden har Klarälven troligen haft hela sitt lopp i denna sprickdal. Under inlandsisens avsmältning kom Brattforshedens avlagringar att utgöra ett hinder för smältvattnet. Väster om Rådasjön avlänkades smältvattnet till den dåvarande havsvik som idag är södra Klarälvsdalen (fig. 50). Vattendelaren inom Brattforshedens avlagringar ligger ca 1 km norr om kartområdet.

Brattforsheden är ett s.k. HK-delta med platåer på olika nivåer mellan 175 och 190 m ö.h. (fig. 27). Ytan av de högst belägna utgör ett minimivärde för Högsta kustlinjen. Flera isälvar har bidragit till sedimenttillförseln. Centralt i avlagringen ligger den långsträckt sjön Alstern som kan betraktas som en stor åsgrav med en ås i mitten. Alstern har ett maximalt djup av 64 m (Beskow & Rasmusson 1963). Platåerna vid sidan av Alstern ligger ca 25 m ovanför vattenytan vilket ger en differens av ca 90 m mellan sedimentationsytan och sjöbotten. Bottenförhållandena är inte kända. Söder om Alstern visar seismiska mätningar att jorrdjupen är drygt 100 m (Aneblom & Åsman 2000).

Brattforsheden har en mångfald av former som bildats under olika förhållanden. Terrängformer som är präglade av inlandsisens avsmältning är bl.a. deltaytorna, åsarna och dödisgroparna (fig. 20–23). En viss omdaning genom landhöjningen och klimatets påverkan har senare skett. Vinden och det rinnande vattnet har eroderat landskapet och byggt nya landformer, se vidare under kapitlet Vindavlagringar resp. Skred och raviner. Stora delar av Brattforsheden är naturreservat. Hela avlagringen och angränsande eoliska avlagringar är ett område av riksintresse för naturvården och friluftslivet.

En noggrann och omfattande beskrivning av Brattforsheden publicerades 1927 av Hörner. Avlagringen har sedan dess inte varit utsatt för ingrepp som avsevärt påverkat dess naturvården. Någon ingående undersökning av Brattforsheden i samband med karteringen har inte gjorts. Såväl Hörners karta som beskrivande text har fortfarande stor giltighet. En viss komplettering och revision har skett, främst beroende på modernt kartunderlag och annan karteringsmetodik. De nya uppgifterna har även medfört en viss omtolkning av utvecklingsförloppet.

Södra delen

Södra delen av Brattforshedens avlagringar omfattar de egentliga deltaytorna som utbreder sig solfjäderformigt framför dalgångens mynning vid södra Alstern. Deltat utgörs av tre platåer, västra, centrala och östra, av vilka den västra och centrala når drygt 180 m ö.h. och den östra ca

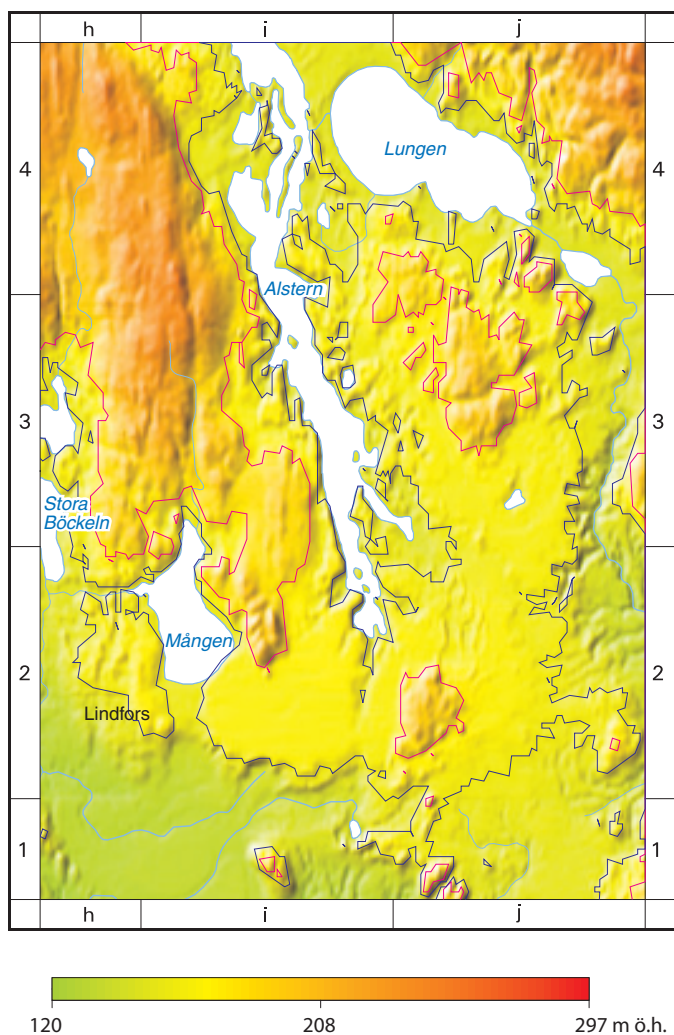


Fig. 27. Nivåkurvkarta över Brattforsheden med omgivningar i den nordöstra delen av kartområdet. Röd linje markerar höjdkurvan för 190 m ö.h. och den lila linjen för 170 m ö.h.

Contour levels of the glaciofluvial deposit Brattforsheden and its surroundings in the northeastern part of the map area. Red contour line=190 m a.s.l, purple contour line=170 m a.s.l.

175 m ö.h. (fig. 27). Deltaytorna smalnar av mot norr och övergår till mindre platåer och kullar med mellanliggande dalar. Gränsen mellan delatytorna och angränsande berg- och moränslutningar är inte topografiskt framträdande beroende på anhopning av flygsand (fig. 28).

Hörner (1927) gjorde spadbörningar till ca 10 m djup på flera platser och konstaterade att sand dominerade. Enstaka grusskikt förekom främst inom de översta två metrarna. I den distala delen (södra kanten) dominerade finsand och grovsilt. Tunna skikt av lera och finsilt noterades.

Den centrala delatytan norr om Gräshöjden är till ytan den minsta. Den begränsas i väster



Fig. 28. Invid morän- och bergsluttningar överlagras Brattforshedens isålvssediment av flygsand. Bilden är tagen på deltatytan väster om Gräshöjden (2j) med vy mot öster. Foto förf. 1999.

Eolian sand commonly covers the contact zone between the Brattforsheden delta surface and the till slope. Photo looking eastwards to Gräshöjden (2j).

och öster av små dalar. Från Alsterns sydände sträcker sig en ca 1500 m lång svacka mot söder, Skeppundadalen. Svackan är markant i den norra delen där även två dödisgropar finns. Isresterna i dessa kan ha bidragit till svackans uppkomst, dvs. virvelbildningar i smältvattenströmmen har motverkat sedimentation. Virvelbildningen upphör med avståndet samtidigt som sedimentationen ökar. Den östra delen åtskiljs från den södra av en flack dal vid Steglen (3i) mellan Alstern och Geijersdalsmossens myrkomplex. Under inlandsisens avsmältning utgjorde dalen ett sund mellan Alstern och ishavet. Senare har flygsand avlagrats på den genom landhöjningen torrlagda dalbotten.

Den västra platån är det största deltat. Större delen av deltatytan är nästan helt jämn. Nordöst om flygfältet och norr om Gräshöjden förekommer enstaka flacka ryggar och kullar. Sand och grus dominerar i ytan av den centrala delen. Mot kanterna blir sanden finkornigare (fig. 30) med inslag av grovsilt. Längs Mångens strand förekommer tunna skikt av tungmineralpartiklar i sanden. Den norra delen har en grövre sammansättning med grus och småsten i ytan.

Deltat har huvudsakligen byggts upp mot sydväst. Uppstickande höjder i söder, Gräshöjden, Sutterhöjden och Fageråskullen, har i stort styrt smältvattenströmmen mot den dåvarande öppna havsviken. Deltats sydvästra sluttning är mycket markant. Sydsluttningen liksom branten i väster mot sjön Mången (1i) är delvis lika markanta men inte lika höga. Den sydöstra delen är en långsträckt sluttning mot Sutterhöjden. Den östra begränsningen av isålvssedimenten är inte lika topografiskt framträdande beroende på ett stort dynamråde. Stora dyner förekommer även längs syd- och östkanten.



Fig. 29. Skärning i Brattforshedens distala isälvssand, ca 500 m öster om Källorna (2i). Överst ligger flygsand. Vy mot väster. Foto förf. 1977.

Cut in distally deposited glaciofluvial sand of Brattforsheden c. 500 m east of Källorna (2i). Eolian sand is found on top.

Flera markradarundersökningar har gjorts. En del av dessa redovisas i beskrivningen till grundvattenkartan över Karlstads kommun (Aneblom & Åsman 1998). Mäktigheten i den centrala delen vid flygfältet är drygt 100 m. Söder om Hällebergshöjden är mäktigheten något tiotal meter, beroende på berggrundstopografins nord-sydliga orientering. I sluttningen mot Suttertjärn har lerlager påträffats på några ställen. Lerlagren har gett upphov till källor. Lerlagret är ca 1 m tjockt på sluttningen och ligger under ca 5 m sand. Det har med hjälp av markradarundersökning konstaterats sträcka sig nära 150 m mot norr.

Mellan centrala och östra deltaområdet ligger Steglendalen (3j) mellan Alstern och Steglennmossen (2j). Ytjordarten utgörs av flygsand som överlagrar mer än 10 m finsand med tunna lager av silt (Hörner 1927, s. 38).

Östra deltaområdet (fig. 20) når drygt 180 m ö.h. i den västra delen. Huvuddelen av avlagringen ligger kring nivån 175 m ö.h. Enligt Hörners (1927, s. 41–42) undersökningar dominerar mellansand och finsand med grusskikt i de översta 10 m av avlagringen väster om Stora tjärnen (3j). Inslaget av grus ökar i den avsmalnande norra delen. I den östra och södra delen dominerar finsand med skikt av lera och silt.

Karakteristiskt för den östra delen är den branta sluttningen (fig. 30) med de djupa och långa ravinsystemen mot Lungälvens dal, se kapitlet om Skred och raviner resp. Källor. Platån har ingen markant topografisk gräns mot yngre sediment i nordöst och söder. Silt- och lerlager kan förekomma i dessa delar av avlagringen. Den västra delen av platån saknar tydlig topografisk gräns mot Geijersdalsmossen.



Fig. 30. Brattforshedens distinkta sluttning mot Lungälven ca 500 m nordöst om Dalbotorp (2j). Det nedre planet utgörs av svallsediment som kan underlagras av finkorniga isälvsediment. Till höger på bilden syns en ravin som fortsätter ned till Lungälven. Foto förf. 1999.

The pronounced slope of Brattforsheden to the valley of river Lungälven. The low-lying plateau consists of wave-washed silt and sand. A gully is seen to the right. The picture is taken 500 m northeast of Dalbotorp looking eastwards.

Södra Alsternområdet

Södra delen av Alstern ligger i den smalaste delen av dalgången. Höjdområdena på båda sidor når drygt 200 m ö.h. Vid Alsterns sydspets (1i) ligger en kort ås som är den sydligaste förekomsten i åsstråket i Alstern. Öarna i Alstern ingår i åsstråket. Storön är en åsansvällning med en liten utbuktning mot öster. Åsen kan följas under vattenytan någon km mot såväl norr som söder. Längs båda dalsidorna ligger isälvsedimenten i terrasser, små platåer och kullar. Sand och grus dominerar i ytskikten. På västra sidan förekommer även stenigt grus i ytan. I den norra delen av isälvsavlagringen, söder om Västerrud (4i), hade Bosjöbanan en grusgrop. En bild från 1916 visar ett relativt stort inslag av runda stenar (rullstenar) i sand- och grusskikten (Mörling 1977, s. 45). Isälvsavlagringen har en kort brant mot de finkorniga sedimenten vid Västerrud (4i).

Enligt Hörners (1927, s. 43–51) spadborningar dominerar mellansand med skikt av grovsand och enstaka gruslager ned till ca 5 m på båda sidor om Alstern. Sedimentens mäktighet är troligen mer än 50 m. Sluttningarna mot Alstern är branta och höga (fig. 31). Alsterns djupaste del, 50–65 m, påträffas längs en ca 2 km lång sträcka söder om Storön (3i).

Karakteristiskt för det södra Alsternområdet är rikedomerna på dödisgropar (fig. 21), flera av dem drygt 20 m djupa. I de djupaste finns små tjärnar eller mossar, andra är torra. Området kring Alstertjärnarna (3i–j) hyser ett av landets bästa exempel på kittelfält, dvs. ett begränsat område med stora dödisgropar. Någon detaljkartering av dödisgroparna har inte skett. Hörners



Fig. 31. I den södra delen av Alstern har isälvssedimenten en hög brant mot den djupa sjön. Bilden är tagen på västra sidan, 3 km söder om Sandviken (4i) nära Alsterns största djup, 64 m. Foto förf. 1977.
The slopes of the glaciofluvial sediments to lake Alstern are very distinct. The maximum depth of the lake, 64 m, is situated to the right. View of the western slope looking northwards. The picture is taken 3 km south of Sandviken (4i).

(1927) karta i skala 1:25 000 ger en god bild av frekvens och utbredning. Vanligen skall en dödisgrop vara slutet. I några fall har dödisgrop även markerats om en fördjupning funnits i en grop som till viss del varit öppen upptill. I en större dödisgrop kan flera fördjupningar finnas. Drygt 70 dödisgropar har markerats på jordartskartan.

Flera invid varandra liggande, ej slutna dödisgropar bildar ett kuperat landskap, kamelandskap (fig. 22). Sådana finns bl.a. på båda sidor om Storön (3i). Kameområdena och den höga frekvensen av dödisgropar visar på en uppsprucken och avsnörd is.

På den östra sidan ligger en svacka med torvmark mellan isälvssedimenten och moränslutningen. Under isavsmältningen fungerade den som en lateral dräneringsfåra mellan dödisområdet och sluttningen.

Väster om Alstern bildar isälvssedimenten mer eller mindre breda terrasser mot moränslutningen. Terrassen väster om Storön har avvägs till 190,5 m ö.h. (fig. 23).

Norra Alsternområdet

Norra Alsternområdet kännetecknas främst av platåer och Alsternåsen i den södra delen samt av stora dynområden i den norra.

Platån norr om Sandviken (4i) ligger ca 188 m ö.h. (Hörner 1927) och består i ytan av grusig sand.

I Alstern är åsen mycket mäktig. Den synliga delen av åsen ligger 10–15 m ovanför vattenytan. Vattendjupet vid sidan av åsens mellersta del är enligt Hörner (1927) mellan 20 och 40 m. Åsen kan delvis följas under vattenytan.

På västra sidan av Alstern ökar isälvssedimenten i bredd. De glacifluviala sedimenten döljs av ett stort dynområde. De största dynerna når drygt 200 m ö.h. Flygsanden döljer även kontakten mellan isälvssedimenten och moränslutningen. Utbredningen av isälvssedimenten under de mäktiga flygsandförekomsterna nordöst om Finnhöjden (4i) är osäker. Kartans nivåkurvor visar topografien av de 10–20 m höga dynerna och inte ytan av det underliggande isälvssedimentet.

Glaciala finkorniga sediment

De glaciala finkorniga sedimenten domineras helt av lera, som förekommer inom stora områden. Invid isälvslavlagringar och längs berg- och moränslutningar täcks leran av yngre jordarter, t.ex. sand eller torv. Den glaciala leran är vanlig även i smala dalgångar på nivåer upp till ca 170 m ö.h. Mäktigheten är vanligen 5–10 m, i de breda dalgångarna betydligt större, t.ex. 30–40 m i Ölmans dal (1i–j). Lerlager med upp till fem meters mäktighet bildar vanligen ett jämnt täcke som i stort visar underliggande berggrundstopografi, moränformer och isälvslavlagringar.

Glacial silt förekommer i kartområdets nordöstra del kring sjöarna Lungen och Kalven samt längs Lungälven. Av praktiska skäl har den slagits samman med postglacial silt, se s. 48.

Glacial silt med lerskikt (fig. 32) förekommer invid isälvslavlagringar. Jordarten har avsatts mycket nära isälvens mynning och utgör den understa – äldsta – delen av en glacial lerlagerföljd. En spadbörning av Hörner (1927, s. 42), som nådde 8 m under ytan VSV om Hult (2j) visade sand på omväxlande lager av lera, silt och finsand.

Den glaciala leran är vanligtvis röd–rödbrun till färgen (fig. 33) och har sällan synliga varv i den övre delen medan de undre delarna är tydligt varviga. I områden belägna högre än ca 125 m ö.h. är leran varvig i ytan. I kartområdets sydvästra del är den glaciala leran mörkgrå till grå och saknar vanligen varvighet. I samband med schaktningar för omläggningen av väg 240 öster om Tidafors (3g) iaktogs oregelbundna och delvis störda lager av röd varvig lera på isälvssediment.

Lerhalten i de prover som tagits varierar mellan 30 och drygt 70 %, proverna 14–27 i tabell 1. De högsta lerhaltenerna förekommer i kartområdets västra delar, där strömhastigheten varit tillräckligt låg för att tillåta sedimentation av de finkornigaste lerpartiklarna. I närheten av de stora isälvslavlagringarna har den glaciala leran en hög silthalt, se proverna 16, 18, 20 och 21 i tabell 1. Under lersedimentationen i smala sprickdalar blandades de glaciala lerpartiklarna med sand- och siltpartiklar från intilliggande högre område, se provet 17 i tabell 1.

I kartområdet sydöstra del förekommer lagerföljder med omväxlande skikt av lera, grovlera och lerig silt. Jordartsförhållandena har gett upphov till ett stort ravinsystem i Ölmans dalgång. Huvuddelen av leran inom karteringsdjupet har bedömts ha en lerhalt större än 25 %. Silthalten växlar på djupet mellan de olika lerlagren och den översta halvmetern av lerlagerföljden är i detta område inte alltid representativ för jordartsförhållandena i sin helhet. Det är möjligt att den översta delen av leran inom området kan ha en postglacial ålder. Det har inte varit möjligt att inom ramen för denna kartläggning utreda en eventuell förekomst av postglacial lera.



Fig. 32. Glacial silt med röda tunna lerslager. Lagerföljden täcks av ca en meter postglacial silt. Bilden är tagen i vägkröken 500 m nordväst om Västerrud (4i). Foto förf. 1999.

Thin clay layers in glacial silt 500 m north-west of Västerrud (4i). The sequence is covered by one meter of postglacial silt.



Fig. 33. Glacial lera vid Lindfors (2h). Den röda lertypen kallas även för Bergslagslera. Foto förf. 2001.

Glacial clay at Lindfors (2h).

POSTGLACIALA BILDNINGAR

De postglaciala bildningarna har bildats efter det att inlandsisen lämnat området och utan inverkan av isens avsmältning.

Havs- och sjösediment

Högsta kustlinjens (HK) nivå är ca 190 m ö.h. i den norra delen av kartområdet och ca 180 m ö.h. i den södra delen, vilket innebär att en stor del av kartområdet Munkfors SO varit täckt av ishavet (fig. 24, 47 och 49–50). Vid Lundsberg, ca 10 km ÖSÖ om kartområdet, har högsta kustlinjen bestämts till 172 m ö.h. (Ericsson & Grånäs 1983, s. 44–47).

Under den tid det tog för att bygga upp Brattforsheden hann landet höja sig några meter. De stora plåtarnas ytor utgör således minimivärden för högsta kustlinjen. En annan faktor att klarlägga vid bestämningen är huruvida terrasserna längs moränslutningarna avsatts i havsyttnivå eller vid en tillfällig dämning längs slutningen och alltså kan visa någon meter för högt värde. Någon undersökning för bestämning av högsta kustlinjen har inte gjorts. Ställvisa förekomster av kalt berg på slutningar kring och nedanför nivån för Högsta kustlinjen är ett skenbart samband. Bergblottningar förekommer såväl på högre som lägre nivåer. Hyperitberg med toppar ovanför HK visar sällan spår av svallning beroende på bergartens vittringsförmåga.

Äldre uppgifter om HK är divergerande beroende på typ av observation och bestämningsmetodik. En del av de äldre uppgifterna om företeelser knutna till Högsta kustlinjen har inte kunnat verifieras vid en översiktlig kontroll. Hörners (1927) värden stämmer i stort med de observationer, som gjorts under kartläggningen. Följande uppgifter utgör underlaget för bedömningen av HK inom norra delen av kartområdet Munkfors SO:

- Platån norr om Sandviken (4i) (Hundsnäsplatån), när enligt Hörner (1927, s. 50) 187,5–187,8 m ö.h. vilket idag torde motsvara drygt 188 m ö.h.
- Gräns mellan isälvsediment och morän väster om Storön (3i), se fig. 23. Avvägd till ca 190,5 m ö.h. med referens till fixpunkten 197,59 vid Västerrudsvägen.
- Gräns mellan isälvsediment och morän vid Alsterstorp (3i), 186,5 m ö.h., avvägd av Hörner (1927, s. 32, 89). Nuvarande värde torde vara knappt 187 m ö.h.
- Svallningszon ca 1500 m nordväst om Blombacka (2h), drygt 185 m ö.h.
- Isälvsavlagring 1200 m norr om Blombacka (2h), drygt 185 m ö.h.

Grovkorniga havs- och sjösediment (svallsediment)

De grovkorniga havs- och sjösedimenten har på kartorna indelats i svallgrus och svallsand. Svallgrus har en relativt liten utbredning och påträffas främst på och invid berg (fig. 34–35). Det fritt liggande höjdområdet Duvenäshöjden (0f), som når 125 m ö.h., har varit utsatt för omfattande svallning. Svallgruset är här ett par meter mäktigt och bildar låga strandvallar.

Svallsanden har på kartan delats in i grovsand-mellansand och finsand. I den senare ingår varierande mängd av grovsilt. Jordarten finsand-grovsilt motsvaras av mo enligt den äldre



Fig. 34. Svallgrus i en terrass, som når drygt 175 m ö.h. på sluttningen 800 m väster om Sundängarna (4f). Foto förf. 1995.

Terrace of wave-washed gravel at about 175 m a.s.l.



Fig. 35. På norra sluttningen av hyperitberget Svinkullen (2f) finns drygt 2 m svallgrus på sandig morän. Foto förf. 1995.

Wave-washed gravel on sandy till on the northern slope of the hyperite hill Svinkullen (2f).

jordartsbenämningen, se tabell A s. 11. Sanden är det vanligaste svallsedimentet inom kartområdet. Den största förekomsten av svallsand ligger sydost om Brattforsheden. I övrigt har svallsanden en påfallande liten utbredning invid de stora isälvsavlagringarna. Mäktigheten är vanligen en halv till några meter. Ofta underlagras sanden av glacial lera.

Finkorniga havs- och sjösediment

De finkorniga havs- och sjösedimenten har indelats i silt, finlera och gyttjelera. Vid erosion av glacial lera i samband med svallning omlagras lerpartiklarna och bildar postglacial lera. Vanligen är den en finlera, men vid större inblandning av utsvallad silt från isälvsavlagringar eller morän utbildas den som grovlera. Någon säker förekomst av postglacial finlera utöver gyttjelera har inte iakttagits.

På jordartskartan har glacial silt och postglacial silt förts samman med grovlera till en jordartsgrupp, eftersom det inte är meningsfullt och dessutom svårt att skilja dem åt beroende på skiftande silt- och lerhalt i såväl horisontell som vertikal led. Förfarandet innebär att områden som domineras av enbart den ena jordarten inte är utskilda på kartan, se proverna 28–30 i tabell 1. Sedimenten har bildats på relativt grunt vatten och ligger i anslutning till isälvsavlagringar eller i mynningsområdet av vattendrag som tidvis haft hög slamföring, t.ex. från ravinbildningar. Mäktigheten är vanligen en halv till en meter men kan längs Byängsälven (4j) och Lungälven (3j) uppgå till mer än 8 m (Hörner 1927, s. 42). Mäktiga siltavlagringar, huvudsakligen glacial silt, förekommer i området vid södra Lungen (4j). De postglaciala sedimenten förekommer främst i breda dalgångar och bildar där vanligen flacka ytor (fig. 36).

I jordartsbeteckningen gyttjelera ingår även lergyttja. Gyttjeleran bildas i lugnvattenmiljöer. Inom kartområdet finns jordarten i dagen i låglänta områden, som varit så skyddade mot hydrografiska förändringar att de dåtida mikroorganismernas liv ej nämnvärt påverkats. Vanligen blottläggs gyttjeleran genom sjösänkningar, t.ex. f.d. Svinjöbotten (fig. 37) och öster om S. Rådom (2f). I gyttjeleran och lergyttjan är lerhalten lika hög som en finleras, se proverna 36–38 i tabell 1.

Skred och ravin

Naturen undergår en ständig förvandling. Påtagligt upplever vi landskapets naturliga förändringar där det inträffar ras och skred. Naturkrafterna strävar efter att anpassa branter och slänter till ett jämviktsläge.

Skred spelar en mycket liten roll inom kartområdet. Skredärr från små släntskred har noterats längs Skerbäcken norr om N. Barsjön (0h) och i Ölmans ravinsystem (1i).

Det är främst de långa och djupa inskurva ravinerna i landskapet som framstår som karakteristiska drag av erosion i traktens natur. Raviner bildas genom ytvattenerosion, grundvattenläckage eller samverkan mellan ytvatten- och grundvattenflöden i flytbenägen jordart, vanligen silt och jordarter med hög silthalt. Kraftiga regn och hastig snösmältning kan medföra att ytvatten samlas på marken i sådan omfattning att dränerande rännilar under kort tid blir så stora att de har en erosiv verkan. Vid dessa situationer är vanligen grundvattentillrinningen stor. En



Fig. 36. Vy över Ölmans dal väster om Bäckelid (1j). Sedimenten i dalen domineras av silt och lera. Små raviner, som till viss del utjämnats av jordbruk, leder till en stor ravin t.v. på bilden. Foto förf. 1992.

The broad Ölman valley is dominated by silt and clay west of Bäckelid (1j). The cultivated small gullies run into a main gully to the left.



Fig. 37. Vy mot öster av Svinsjöbotten (1f). Efter en sjösänkning utgörs området av gyttjelera och lergyttja (1f). Foto förf. 1995.

Clay gyttja basin of the former lake Svinsjöbotten (1f), see samples 36 and 37 in Table 1.

ravin är ofta fem till tjugo meter djup, V-formad och har branta sidor. Ravinerna har skarpa knyckar och grenar vanligen ut sig från några hundratal meter upp till flera kilometers längd.

Tillkomsten av raviner är en långsammare process än skred och ras. Den gemensamma nämnaren är att de kan inträffa utan föregående varning. Vid Säterberget i Svartåns dalgång, ca 7 km norr om kartområdet, bildades en ravin under snösmältningen våren 1977 (Fredén & Furuholm 1978). Under en kortare tid än tre dygn uppstod en 100 m lång, 20 m djup och drygt 20 m bred ravin. Drygt 20 000 kubikmeter silt och sand fördes ut i Svartån.

Orsaken till att erosionen igångsätts kan sökas i ändringar i klimat och vegetation eller i människans påverkan genom t.ex. röjning, odling och dränering.

Ravinbildning och ravinlandskap har beskrivits av Bergqvist (1986). Inom kartområdet förekommer två ravinsystem som båda är av riksintresse för naturvården.

Lungälvens ravinsystem

Sjöarna Alstern och Lungen dräneras av Lungälven som eroderat en älvfåra i Brattforshedens östra distala sediment. Allteftersom älven eroderade sig nedåt i sedimenten utvecklades sidoraviner. Processen började så snart sedimentplatån lyftes ur havet. Ravinerna är vanligen 15–25 m djupa och har utbildats på nivåer mellan 175 och 130 m ö.h. (nuvarande älvbotten). Ravinerna på östra sidan har i första hand uppstått genom ytavrinning från moränhöjden i öster. De västra ravinerna, som är längst och djupast, har små tillrinningsområden för ytvatten och de har uppstått genom grundvattenläckage. I de djupa ravinerna förekommer grundvattenutströmning även idag. De största ravinerna, Djupa dalen och Kampdalen, är 20–25 m djupa och 1200 m resp. 700 m långa. De nås lätt från vägen mellan Brattfors och Sutterhöjden. De djupa ravinerna ger upphov till ett lokalklimat som gynnar flora och fauna.

Ölmans ravinsystem

Ölmans ravinsystem omfattar ett nära 20 kvadratkilometer stort område (fig. 38). Ravinsystemen är flera kilometer långa och nedskurna 10–15 m i den flacka sedimentytan som når ca 125 m ö.h. Större delen av Ölmans raviner är således yngre än Lungälvens. Ölmans ravinsystem ligger i ett område med silt- och lersediment mellan två stora isälvsavlagringar. Isälvsediment har inte påträffats under leran och silten. I flertalet av ravinerna finns små grundvattenflöden. En källa med mycket stor kapacitet ligger i en av ravinerna, se fig. 44.

Ölmans vidsträckta, tätt förgrenade och helt sammanhängande ravinsystem i en flack och bred dalgång är enligt Bergqvist (1986) det enda av sitt slag i hela landet. En stor del av ytan upptas av åker- och betesmark.

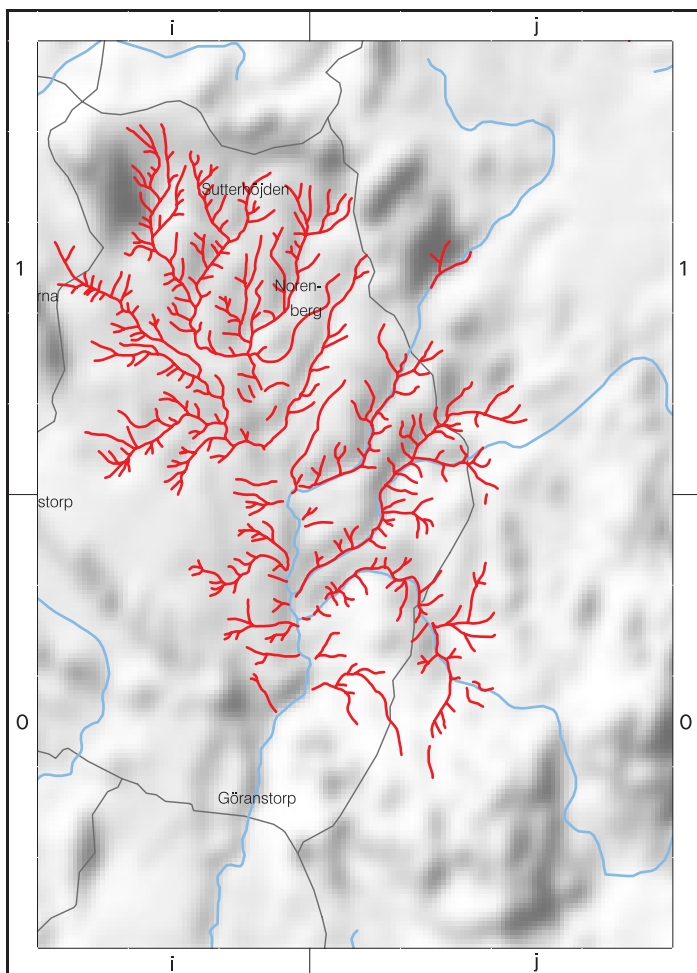


Fig. 38. Ölmans ravinsystem. Skala 1:50 000.
The gullies area of river Ölman drainage area.

Älv- och svämsediment

Svämsediment bildas längs vattendrag i flacka områden. Nivåskillnaden mellan normalvattentytan och omgivande stränder är där liten. Svämsedimenten består dels av sand och grovsilt, dels av finsilt-lera och har en varierande halt av organiskt innehåll. Jordarterna har en liten utbredning inom kartområdet.

Eoliska sediment (vindavlagringar)

Vindavlagringarna indelas i flygsand och flygmo. Flygsanden har sin huvudsakliga utbredning på och invid Brattforsheden medan flygmon främst återfinns på angränsande höjder. Benämningen mo används här enligt Atterbergs korngruppskala (se s. 11–12). Enligt SGFs korngruppskala (s. 11–12) skall jordarten benämnas flygfinsand–flyggrovsilt, en otymplig benämning i detta sammanhang. Termen flygmo har således bibehållits i denna beskrivning.

Dynernas frekvens och orientering samt utbredningen av flygmo är ett tillförlitligt bevis för dominans av en viss vindriktning under den tid som transporten och avlagringen skedde. Huvuddelen av kartområdets dyner har bildats av västliga och nordvästliga vindar.

Flygsand. För att sand skall eroderas av vinden och transporteras vidare krävs bl.a. öppna ytor med sand av lämplig kornstorlek och vind av tillräcklig styrka. Flertalet av isälvsavlagringarna och svallsedimenten inom kartområdet domineras av sand, som till viss del omlagrats av vågor. Innan sanden binds av vegetation är den utsatt för vinderosion. Sandpartiklarna ”flyger” inte iväg i verklig bemärkelse utan rullar och hoppar fram över markytan. Vinden åstadkommer på detta sätt en sorteringsprocess, vars mest påtagliga resultat är flygsanden. Dynen är en transportform av flygsand, som består av finsand och mellansand i varierande mängder, främst de grövsta finsandkornen och de finaste mellansandkornen, se proverna 31–33 i tabell 1. Inslaget av några procent silt och ler i provet 33 tyder på att flygmo funnits i luften vid avlagringstillfället.

Flygsand förekommer inom stora delar av Brattforsheden och dess närmaste omgivning. Dynen mindre än en meter höga har inte markerats på jordartskartan. Sådana är ganska vanliga på stora sandområden och de har en svårbestämd ålder. Sanddriften har huvudsakligen ägt rum innan vegetationen vandrat in och bundit dynerna. Dynerna har i senare tid omformats något dock utan att huvudformen påverkats, se kapitlet kol 14-dateringar.

De små dynerna vid Mångens sydände har bildats i sen tid. De bands av vegetation i början av 1920-talet (Hörner 1927). Troligen har de bildats i samband med vattenståndsförändringar orsakade av dammbygget för Mångshyttans masugn vid Mångens (2i) utlopp. Hyttan nedlades år 1746 (Furuskog 1924, s. 187), varvid även dammen sänktes. Kallt klimat under 1700-talet och den blottlagda strandzonen medverkade i hög grad till sanddriften.

Stora dyner finns i flera områden på Brattforsheden, som räknas som en av de största förekomsterna i landet av inlandsdyner (Bergqvist 1981). Några av de stora dynerna framträder på reliefkartan (fig. 27). Flertalet av Brattforshedens dynamråden har beskrivits av Hörner (1927). När Bosjöbanan (Mörling 1977) byggdes genom dynlandskapet norr om Västerrud (4i) blottades skärningar genom flera dyner. Bilder på några av dessa finns i Hörners (1927) avhandling.

Huvuddelen av dynerna är till formen asymmetriska, dvs. läsidan är brantare än lovartsidan. Några dyner har en utpräglad bågform med den konkava delen vettande mot vindriktningen. Dynernas orientering anger inte den förhärskande vindriktningen utan istället de kraftiga stormarnas vindriktning. Huvuddelen av dynerna är transversella, dvs. tvärställda mot vindriktningen. En dyns orientering har även styrts av topografiska hinder. I utkanten av Brattforsheden, t.ex. vid Hällebergshöjden (2i) och norr om Finnhöjden (4i), har dyner klättrat upp på angränsande morän- och bergssluttningar. Övergången mellan deltaytor och angränsande moränsluttningar är diffus beroende på ansamlingen av flygsand på den nedersta delen av sluttningen (fig. 28).



Fig. 39. Vy mot norr av dynen 800 m sydöst om Steglen (3j). Dynens västra sida vetter mot den då förhärskande vindriktningen. Den östra sidan, läsidan, är brant. Dynen gränsar mot Geijersdalsmossens myrkomplex som skymtar till höger på bilden. Foto förf. 1999.

View to the north of the dune 800 m southeast of Steglen (3j). Part of the peatland of Geijersdalsmossen is seen to the right.

Tidvis har transporten av flygsand skett på fruset underlag. Uppkomsten av dynerna på öarna i södra Alstern och en dyn på morän söder om Lungen (4j) kan inte förklaras på annat sätt. Även de stora dynerna väster om Lungen (4j) torde ha haft ett större källområde än det smala landområdet mellan Alstern och Lungen.

På sydligaste delen av Brattförsheden förekommer s.k. kantdyner längs platåkanten.

Det mest spektakulära dynlandskapet inom kartområdet ligger söder om Steglen (3j). Dynerna förekommer på olika nivåer och har utbildats vid olika tidpunkter. Längs östra kanten av isälvsavlagringen mot Geijersdalsmossen (2j) är de mycket markanta (fig. 39). De är vanligen 5–10 m höga, upp till ca 700 m långa och har vindsidan mot väster till nordväst. Flygsandens upptagningsområde har varit den centrala platån. Flygsanden har även bildat dyner uppe på Gräshöjden. I Alsterndalen har även en omfattande vindtransport av flygsand ägt rum (fig. 40).

I Geijersdalsmossen utgör flera dynner markanta inslag i torvmarken. Dynernas riktning är nord-sydlig i den norra delen och svänger till öst-väst i den södra. Geijersdalsmossens torvmarker ligger under nivån för Högsta kustlinjen. Vid inlandsisens avsmältning utgjorde området en grund vik av ishavet, som kan ha nått in i Alstern. Dynerna bildades successivt när landet höjdes ur havet. De sydligaste dynerna är följaktligen de yngsta. Dynernas underlag har bedömts vara svallsand. Denna kan i sin tur underlagras av isälvs sediment.

Ett litet område med flygsand och små dyner finns på båda sidor om Hällebergshöjden (2i). Förekomsten och formerna tyder på att flygsanden avsatts av sydliga vindar.



Fig. 40. Dyner och kullar av flygsand 1 km väster om Steglen (3j). Vy mot norr. Foto förf. 1999.
View to the north of the small dune area 1 km west of Steglen (3j).



Fig. 41. Flygmöns mäktighet norr om Finnhöjden (4h) varierar mellan några dm och ca 1 m. Foto förf. 1996.

The cover of aeolian silt on the till areas north of Finnhöjden (4h) varies between a couple of decimeters to about one meter.

Höga och långa dyner förekommer även norr om Västerrud (4i) och sydväst om Lungen (4j). Dessa dyner har bildats av västliga till nordvästliga vindar. Dynerna sydväst om Lungen är anmärkningsvärt stora i förhållande till den smala landremsan. En möjlig förklaring till dynernas uppkomst är att flygsanden transporterats från norr och väster över fruset underlag, en annan är att flygsanden överlagras ryggformiga isälvsavlagringar. Ett tredje förslag är en kombination av dessa båda.

Dynområdet norr om Västerrud är den södra delen av ett stort dynfält nordväst om Alstern. De högsta dynerna på isälvsavlagringen når 200 m ö.h. Anmärkningsvärt är att flygsand och dyner sträcker sig långt upp på moränslutningen till nivåer drygt 250 m ö.h. Vanligen underlagras där flygsanden av flygmo, som således bildat underlaget för flygsandens vandring på moränmarken.

Flygmo utgörs av finsand–grovsilt och till skillnad från flygsanden transporteras flygmopartiklarna uppe i luften. En viss halt av finsilt och ler kan förekomma, dock sällan högre än några procent, se proverna 34–35 i tabell 1. Flygmon räknas till de finkorniga jordarterna och har dessas fysikaliska egenskaper, bl.a. förmågan att suga upp vatten (kapillaritet) och att släppa igenom vatten långsamt, låg permeabilitet. När flygmon kommer på fuktigt underlag binds den och bildar således inga egna ytformer. Den utbreder sig som tunna ytlager på morän utanför områdena med flygsand. Flygmons mäktighet närmast isälvsavlagringen är en halv till en meter, lokalt något mer, och tunnare ut med avståndet. Karteringsbara arealer förekommer främst på Gräshöjden (2j), sydväst om Alstertorp (3i) och omkring Finnhöjden (4h), se fig. 41. Finnhöjden når nära 288 m ö.h., dvs. flygmon har av vinden transporterats närmare 100 meter upp i luften.

Flygmon är vårt lands motsvarighet till den lössjord som har stor utbredning och mäktighet utanför tidigare nedisade områden.

Torv

Torvmarker förekommer relativt rikligt inom vissa delar av kartområdet, främst inom de berg- och morändominerade delarna. Inom de vidsträckt områdena med lera och silt har stora torvmossar bildats. Enligt uppgifter från SGUs torvarkiv är torvarealen inom kartområdet drygt 3360 hektar. De största torvmarkerna är Geijersdalsmossekomplexet (2j) som omfattar 538 hektar, Stormossen (1j) 492 hektar, Åstorpsmossen (1h-i) 432 hektar och Älgåmossen (0i) 271 hektar. Torvmäktigheten är i regel 3–6 m. Profiler från några av områdets torvmarker finns i beskrivningen till det geologiska kartbladet Nyed (Magnusson & Assarsson 1929).

Torvmarkerna har indelats i mossar, blandmyrar och kärr, se s. 19. Även en fjärde typ, backkärr, förekommer. Denna uppkommer genom översilning av vatten på en sluttning. Torvtypen har mycket liten utbredning inom kartområdet. En särskild beteckning har använts för tunna torvtäckan (<0,5 m) då detta varit möjligt med avseende på kartskalen. Detaljerad information om torvmarkernas vegetationsindelning kan fås från den pågående vegetationskarteringen (Andersson).

Flertalet av torvmarkerna väster om Molkom (2g) är igenväxta fornsjöar och torven underlagras i regel av gyttja eller gyttjelera. Övriga torvmarker har bildats genom en gradvis försump-



Fig. 42. Rönningsmossen (0f) är en mosse med välvd yta, s.k. högmosse, skild från fastmarken av ett kärr, laggen. Foto förf. 1993.

The raised bog of Rönningsmossen (0f) with its lagg in the foreground.

ning av tidigare torr fastmark, dvs. torven vilar direkt på lera, sand eller morän. En förutsättning för försumpningen är att grundvattenytan ligger mycket nära markytan. De enskilda torvmarkerna har ofta karteringsbara arealer av såväl kärrtorv som mossetorv i ytan. Förekomsten av de båda torvslagen är i stort ett tecken på i vilket igenväxningsstadium torvmarken befinner sig. Karsjön (2f) har ännu öppna vattenytor medan S. Barsjön (0h) till största delen består av kärrtorv som är under bildning. I områden med torrlagd sjöbotten, dvs. med blottlagd lergyttja och gyttjelera, kommer kärrtorv att bildas. Kärrtorven tillhör således ett tidigt stadium av torvbildning medan vitmosstorv i ett väl utbildat mosseplan utgör slutstadiet. Kol 14-dateringar av några torvprover, se s. 00, visar att torvtillväxten tidigare varit i genomsnitt 5–10 cm/100 år. Ett betydligt yngre torvprov ger en antydning om att torvtillväxten i senare tid är väsentligt mindre, 2 cm/100 år.

Huvuddelen av torvmarkerna är högmossar med ett öppet, relativt svagt välvt mosseplan, vars yttersta del, randen, är starkt sluttande och bevuxen med tallskog (fig. 42). På högmosseplanet förekommer mer eller mindre igenväxta dyflar och grunda och djupa gölar liksom risiga tuvor och höljet med enstaka martallar (fig. 43 och 45). Vegetationen i övrigt domineras av halvgräs, cyperacéer. Några av mossarna omges av ett smalt kärr, laggen, närmast fastmarken (fig. 42). Laggen är i regel för smal för att kunna markeras på kartan.

Blandmyrar är flacka torvmarker som innehåller både kärr- och mossepartier. Denna typ förekommer främst i områden ovanför nivån för Högsta kustlinjen (190 m ö.h.), vilken inom kartområdet i stort sett sammanfaller med Norrlandsterrängens sydgräns.

Laggpartier med tidvis högt vattenstånd finns längs västra kanten av Geijersdalsmossen (2j)



Fig. 43. Vy mot öster över mossen söder om Kalven (4j). På mosseplanet finns gölar och mer eller mindre öppna flarker. Mosseplanet omges av en randskog av tall. Foto förf. 1999.

View to the east of the bog south of the lake Kalven (4f).

och Steglenmossen (2j) och längs flera av dynerna i mossarna. En uppdelning av dessa båda myrkomplex i kärr- och mossepartier enligt den geologiska terminologin har inte gjorts då en sådan uppdelning inte kunnat genomföras konsekvent. De båda torvmarkernas gräns mot öster är delvis diffus beroende på utbredningen av tunt torvtäcke.

Flymossen (4i) är en smal torvmark med gölar (fig. 45). Den har en ca 4 m hög naturlig erosionsbrant mot Lungens långgrundna sandstrand. Drygt 100 m ut i sjön ökar vattendjupet från drygt en till ca fem meter. Troligen har mossen tidigare sträckt sig ända ut till den branten innan erosionen började. Mossen består av drygt 4 m vitmosstorv, som underlagras av sand.

Flera av de stora mossarna har under världskriget och tiden närmast därefter till viss del utnyttjats för strö- och brännortvillverkning, främst det senare.

Källor

Inom kartområdet förekommer ett flertal källor, vilka samtliga har en kapacitet av minst 1 l/s. Källor och andra grundvattenflöden av mindre kapacitet är ej markerade på kartan, t.ex. små grundvattenläckage invid Alsterns branta stränder. Dessa källflöden syns tydligt när sjön är isbelagd, då de ger upphov till små öppna vattenyor.

Ytterligare upplysningar om källor och grundvattenförhållanden inom kartområdet har publicerats av Aneblom & Åsman (2000). SGUs karta över grundvattnet i Värmlands län utkom 1998 (Aneblom).



Fig. 44. Nygårdskällan (0j) väller fram vid sidan av en bäck. Källans kapacitet uppskattas till mer än 25 l/s. Lägg märke till skillnaden mellan det klara källvattnet och det brunfärgade bäckvattnet. Foto förf. 1996.

The spring Nygårdskällan (0j) at a rivulet with brownish water. The capacity is more than 25 l/s.

Längs Brattforshedens sydvästra kant förekommer flera källor med mycket stor kapacitet. I området söder om Mången har SGU sedan 1969 ett antal mätstationer för grundvattennivåernas förändringar (Nordberg & Persson 1974). Mången utgör infiltrationsområdet för det grundvatten som rinner fram på en ca 16 m lägre nivå vid foten av Brattforsheden. Några källflöden med mindre kapacitet ligger uppe på sluttningen och är orsakade av ett lerlager ca 5 m under markytan. Grundvattenflödena på Brattforshedens södra sluttning har inte orsakat ravinbildning vilket däremot grundvattenläckagen i Lungälvens dalgång gjort. Skillnaden beror i första hand på större inslag av finkornigare jordarter, finsand och grovsilt, i den östra än i den södra delen.

En märklig källa är Nygårdskällan (0i) (fig. 44) med en kapacitet av minst 25 l/s. Källan ligger i en drygt 10 m djup ravin. Under ca fem meter av lera och silt finns ett starkt grundvattenförande gruslager. Källan ligger i Väseåsens isälvsstråk. Någon annan antydning till förekomst av isälvs sediment mellan Mosarenområdet (0j) och Sutterhöjden (1i) är inte känd i Ölmans dalgång.

Dateringar

Det finns flera metoder för datering av händelseförloppen under de senaste 15 000 åren. Man skiljer mellan relativa (stratigrafiska) och absoluta dateringsmetoder. De senare innebär att åldern uttrycks i år. Olika dateringsmetoder ger olika resultat. För jämförelser mellan metoderna



Fig. 45. Flymossen (4i). Till höger om gölen gjordes en torvborrning till underliggande sand. Den understa delen av lagerföljden kol 14-daterades. I bakgrunden skymtar sjön Lungen vars vattenyta ligger ca 5 m lägre än mosseplanet. Foto förf. 1977.

Radio carbon dated peat sample of Fly mosse (4i) was cored to the right of the pool. The surface of the raised bog is situated about 5 m higher than lake Lungen, which is seen in the background.

används bl.a. kalibreringskurvor. Angivna åldrar i denna beskrivning är konsekvent uttryckta i kol 14-år. För att erhålla korrigering till den nya tidsskalan, kalenderår, skall kol 14-år justeras enligt kalibreringskurvor, t.ex. motsvaras 9 600 kol 14-år av 10 900 kalenderår.

Kol 14-metoden

Kol 14-metoden är en absolut dateringsmetod med vars hjälp organiskt material kan åldersbestämmas. Alla levande organismer innehåller den radioaktiva isotopen ^{14}C . När organismen dör upphör tillförseln av ^{14}C . Isotopen sönderfaller med känd halveringstid. Genom att mäta återstoden av ^{14}C kan man således beräkna ett föremåls ålder. Kol 14-åldern anger år B.P. (before present=år före 1950). Halveringstiden är 5568 ± 30 år. Kol 14-analyserna har utförts av Laboratoriet för Isotopgeologi i Stockholm (St) och Ångströmlaboratoriet, Uppsala universitet (Ua).

En torvborrning i Geijersdalsmossen (2j) ca 1 km väster om Dalbotorp (2j) och ca 50 m söder om dynen Långa manen visade 4 m vitmosstorv på sand. Ett prov av den understa delen togs för kol 14-analys. Provet's ålder blev $6\ 180 \pm 80$ år B.P. (St14416), vilket ger en genomsnittlig torvtillväxt av 6,5 cm/100 år.

Flymossen (4i) består av drygt 4 m vitmosstorv på sand. Provtagningen gjordes söder om en stor göl (fig. 45). Kol 14-analys av den understa torven, 4,25 m under ytan, gav en ålder av $6\ 190 \pm 90$ år B.P. (Ua-13799), vilket ger en torvtillväxt av i genomsnitt 7 cm/100 år.

Fotlången (3i) ligger ca 195 m ö.h. Torvmäktigheten är 4–5 m. Torven underlagras av sand. En borrning 200 m öster om vändplatsen nådde ett djup av 280 cm. Analysen av det understa

torvprovet gav en ålder av 3080 ± 60 år B.P. (St14419), vilket ger en genomsnittlig torvtillväxt av 9 cm/100 år.

Lundqvist (1957, s. 7) redovisar ett torvprov taget 130 cm under ytan i den nordvästra delen av Åstorpsmossen (1h-i). Det gav en ålder av 730 ± 65 år B.P. Torvtillväxten är där således ca 2 cm/100 år.

Den näst sydligaste dynen norr om Västerrud (4i) kallas för Långbromanen, vars fortsättning mot öster går under namnet Nabbmanen. En allmän väg skär igenom dynen. I skärningen påträffades ett humusskikt år 1970. Fyndet och dateringarna har beskrivits av Bergqvist & Lindström (1971). Skiktet lutade från söder mot norr och var avskuret i söder. Ett prov i skiktets södra (högsta) del visade en ålder av 3000 ± 90 år B.P. Träkolsbitar i norra delen av samma skikt gav en ålder av 505 ± 70 år. Kol 14-analyserna utfördes vid Fysiska institutionens C14-laboratorium, Uppsala universitet. Humusskiktet utgör en tidigare markyta. Översandningen tyder på att en öppen sandyta funnits i närheten. Träkolsbitarna härrör troligen från en skogsbrand någon gång på 1400-talet. En viss ombildning av dynen har således skett från söder mot norr även i ganska sen tid.

Termoluminiscens (TL)

I samma dyn har Lundqvist tagit sandprover för datering av sandkornen med hjälp av termoluminiscens (Lundqvist & Mejdahl 1987). Metoden förutsätter att partiklarna utsatts för solljus i samband med avlagringen. Ett prov ovanför humusskiktet gav en ålder av 850 ± 300 år B.P. Flygsanden under humusskiktet visade sig ha en ålder av 9100 ± 700 år motsvarande ca 9500 kol 14-år. Dateringarna överensstämmer väl med kol 14-åldrarna för humusskiktet och träkolsbitarna. Dynen har således bildats i nära anslutning till inlandsisens avsmältning och har senare omdanats till viss del.

Även flygmon på Finnhöjden (4h) har daterats med hjälp av termoluminiscensmetoden. Åldern, 9000 ± 700 år, motsvarande 9650 kol 14-år, är snarlik den för flygsanden (Lundqvist & Mejdahl 1987).

Geologiska sevärdheter och geovetenskapliga objekt av riksintresse

Värmland har en stor mångfald av geologiskt intressanta objekt. Inom kartområdet ligger ett flertal geovetenskapliga objekt som har såväl nationellt som regionalt intresse. Riks- och länsintresse avser företeelser som har få motsvarigheter i länet eller i riket som helhet. Områdeskyddet är naturvårdens främsta instrument för att bevara värdefulla naturmiljöer och den geologiska mångfalden. Det finns olika former av naturskydd som alla har sitt stöd i miljöbalken, t.ex. naturreservat och naturminne. I och med miljöbalkens tillkomst upphörde möjligheten att avsätta naturvårdsområden. Tidigare beslutade naturvårdsområden kvarstår och skall betraktas som naturreservat.

Under 1990-talet gjorde Naturvårdsverket tillsammans med länsstyrelserna och bl.a. SGU en översyn av landets riksobjekt. Bland huvudkriterierna för områden av riksintresse kan nämnas att de

- skall ha stor betydelse för kännedomen om landets natur
- vara väsentligen opåverkade naturområden
- ha en mycket säregen och märklig beskaffenhet.

Naturvårdsverket fattade beslut 2000-02-07 över de områden som är av *riksintresse för naturvård* enligt 3 kapitlet 6§, andra stycket, miljöbalken. Det är länsstyrelsen som beslutar om bildandet av naturreservat. Naturvårdsenheten på länsstyrelsen kan ge ytterligare upplysningar om den skyddade naturen.

Nedanstående förteckning redovisar geologiska sevärdheter och den är inte uppställd i angelägenhetsgrad. Objekten är ordnade geografiskt från söder mot norr (fig.46).

1. Lämpenshålan (0i). Kartområdets djupaste torra dödisgrop. Gropen är ca 200 m i diameter och ca 30 m djup. Naturreservat.
2. Nyåkerskällan (0j) har ett stort källflöde vid Västgötabäcken i en drygt 10 m djup ravin, fig. 44. Riksobjekt.
3. Ölmans ravinområde (0i, 1i–j) med Nyåkerskällan, fig. 38. Ett av landets största och bäst utvecklade ravinområden. Riksobjekt.
4. Stormossen (1j). Värmlands största obrutna mosseplan. Mossen är oregelbundet koncentriskt uppbyggd och har ett mycket stort mosseplan med ca 70 små gölar och en större. Mossen omges av en smal och tät kantskog av 5–10 m höga tallar. Mossekantens brant är ca 3 m. Riksobjekt.
5. Svinkullen (2f). En spolformad berggripa av hyperit utsträckt i nord–syd, dvs. i isrörelseriktningen.
6. Karsjön (2f). Botaniskt-geologiskt intressant igenväxning av en sjö, början till en torvmark.

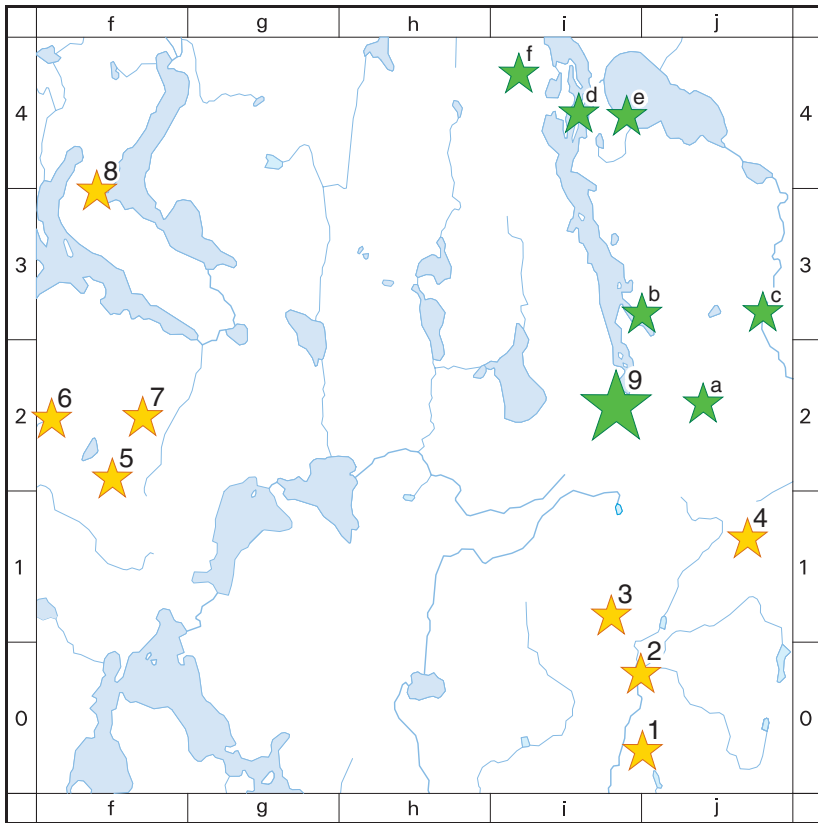


Fig. 46. Geologiska sevärdheter inom kartområdet.
Sites of geological interest worth seeing within the mapped area.

7. Södra Rådom (2f). En serie av låga De Geermoräner norrut till V. Örten.

8. Området kring Örtensjöarna (3f–g, 4f) är ett vackert exempel på ett landskap som präglas av hyperitberg. Flera av de branta bergväggarna har skapats av inlandsisens erosion. Riksobjekt.

9. Brattforsheden. Hela området är ett riksobjekt för naturvården och är länets största naturvårdsområde. Brattforsheden är även riksintressant för friluftslivet. Vandringsleder och informationstavlor ger besökaren en god bild av den geologiska mångfalden och berikar kunskapen om landskapets utveckling och pågående processer.

Inom naturvårdsområdet finns tre naturreservat: Kittelfältet vid Alstertjärnarna, Lungälvens ravinsystem och Geijersdalsmossen.

a. Dynerna söder om Steglen (3j) är mycket markanta längs västra sidan av Steglenmossen. Även ute i myrmarken utgör ”manarna” ett markant inslag.

b. Kittelfälten är bland de bästa exemplen i landet på stora och relativt tätt liggande dödisgruppar.

c. De djupt nedskurna Lungälvsvrinerna (3j) med ett rikt växt- och djurliv i de frodiga lövskogarna, som gynnas av grundvattenläckage och lokalklimat.

d. Den praktfulla åsen mitt i Alstern (4i) har ett mycket karakteristiskt krön, framträder tydligt från luften och syns bra från strandkanterna.

e. Den smala Flymossens (4i) erosionsbrant återspeglar på ett påtagligt sätt en förändring av Lungens vattenyta. Mossen har tidigare haft en tillväxt mot Lungen när dess vattenyta låg högre. Av klimatiska orsaker har en vattenståndsförändring skett. Erosionen påbörjades när vattenytan började sjunka och mothållet upphörde. Erosionen fortsatte sedan när vattenytan steg. Ett långvarigt lågt vattenstånd är känt från sjöar i södra Sverige under subboreal tid, 3000–5500 år sedan (Digerfeldt 1988).

f. Dynerna inom kartområdet norr om Västerrud utgör den södra delen av ett mycket sevärt dynlandskap.

Den senkvartära utvecklingen

Huvuddragen av Sveriges senkvartära utvecklingen återges på s. 10, kartområdets utveckling i figurerna 47–50. Utvecklingen berör inte bara kartområdet utan regionen som helhet. Beroende på de geologiska företeelserna läggs tyngdpunkten i framställningen på Brattforsheden och dess omland. Angivna åldrar är kol 14-år (år före 1950).

Inlandsisens avsmältning inom kartområdet började för drygt 9700 år sedan. I områdets stora östra sprickdal rann smältvatten i en eller flera mäktiga isälvar, som förde med sig stora mängder av grus, sand och finkorniga partiklar. Inlandsisens avsmältning vid fronten stannade upp av topografiska skäl och deltan bildades framför isälvarnas mynning. Brattforsheden byggdes på mot söder och väster och ytbädden kom att överlagra tidigare avsatta distala lerlager på den södra sluttningen. Isytan smälte och istäcket vid fronten tunnades ut. Isfronten och mynningen flyttades successivt mot norr in i den smala delen av dalen. Dödispartier snördes av i stora sjök, som sprack upp i mindre stycken och bildade kameområden. Stora och små isblock omslöt av sedimenten och gav upphov till dödisgruppar. En viss dränering skedde längs dalsidorna och gav bl.a. upphov till det östra deltat.

Norr om Sandviken vidgar sig dalen och isfronten retirerade här snabbare mot norr. Isreserterna och de stora dödisblocken utgjorde hinder för smältvattenströmmen som styrdes över till Lungens dal som då utgjorde en vik av ishavet, Yoldiahavet. Nuvarande vattendelare norr om kartområdet uppstod efter det att inlandsisens smältvatten avlänkats till Klarälvsdalens dåvarande havsvik. Därmed upphörde smältvattnets inverkan på landskapets utformning inom det östra kartområdet. Den västra dalgången med Östra Örten (4h) har haft en liten betydelse för dräneringen av inlandsisens smältvatten.

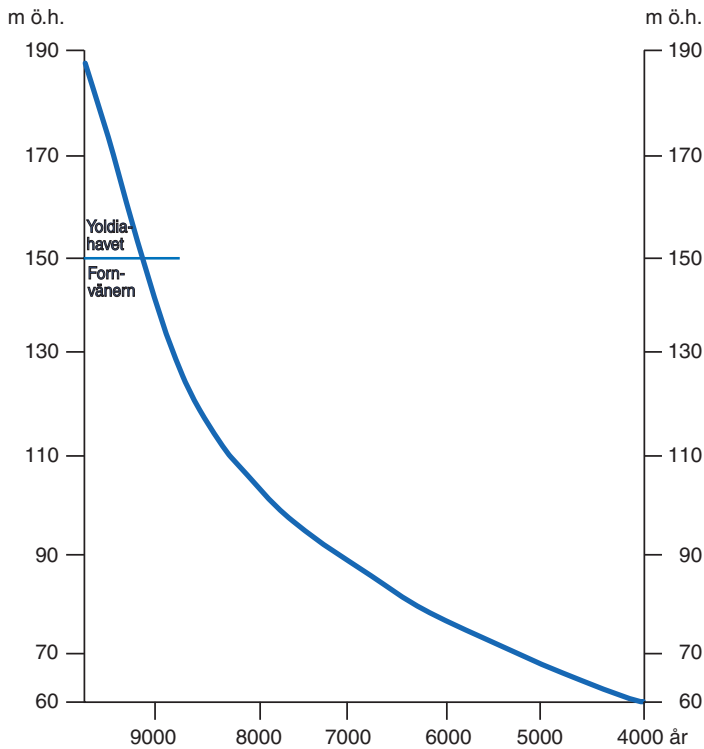


Fig. 47. Strandförsjutningskurva för kartområdet.
Shoreline displacement curve for the map area.

Inlandsisen hade helt lämnat kartområdet för ca 9600 år sedan. Stora delar av kartområdet låg då under dåvarande ishavets vattenyta. Högsta kustlinjen ligger på en nivå av ca 190 m ö.h. i den norra och ca 180 m ö.h. i den södra delen.

Efter inlandsisens avsmältning följde ett tundraklimat och på de torrlagda sandytorna fick kraftiga och torra vindar fritt spelrum. Sand förflyttades i stora dyner. Flygmo virvlade upp i stofmoln och sedimenterade uppe på angränsande moränhöjder. Brattforshedens södra del grundades upp av landhöjningen och även strandprocesserna bidrog till att Alsterdalens utlopp mot söder spelade en allt mindre roll i jämförelse med det djupare sundet i Lungendalen. Efter några hundratal år upphörde Lungälvens dalgång att vara en vik. Ravinbildningen i dalen började som en följd av Lungälvens erosion och grundvattenläckage från Brattforsheden. I den torrlagda svackan söder om Steglen vandrade dynerna mot den dåvarande kusten.

Klimatet blev varmare och torrare med bl.a. sjunkande vattenstånd i sjöar och myrar. De klimatiska betingelserna gynnade vegetationen, som troligen ganska snabbt vandrade in och band såväl sanden som dynerna.

För ca 9000 år sedan blev Vänerområdet en insjö, Fornvänern.

För ca 8000 år sedan lyftes Ölmans dalgång ur Fornvänern och raviner började utvecklas i de finkorniga sedimenten.

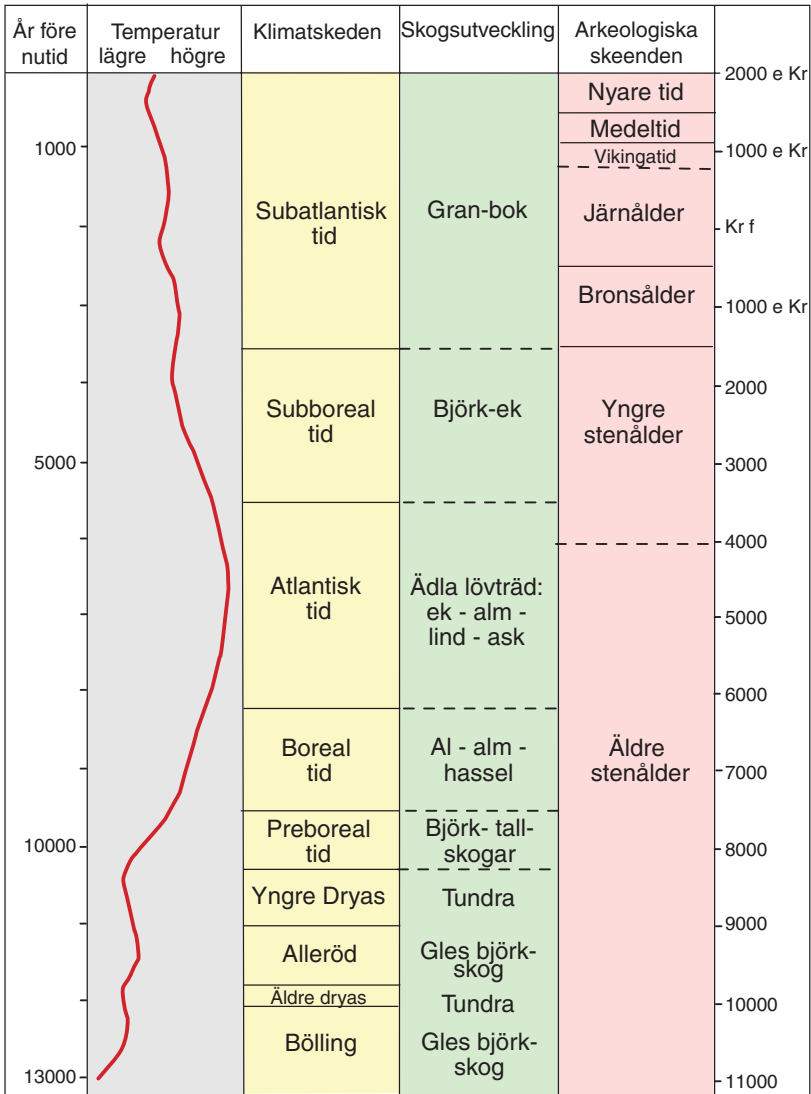


Fig. 48. Västsveriges utveckling under de senaste 13 000 åren. Inlandsisens avsmältning i kartområdet började för ca 9700 år sedan.

The development of western Sweden during the last 13 000 years. The map area was deglaciated c. 9 600 years ago. The left column shows longterm temperature fluctuations (lower–higher). Further information in English is given in Late Quaternary development section of Summary.

Till följd av ett fuktigare och varmare klimat med större nederbörd och högre medeltemperatur än idag inleddes en försumpningsprocess för drygt 6000 år sedan i svackan, som idag upptas av Stegelmossen och Geijersdalsmossen, och torv bildades mellan dynerna. Klimatet kan även ha varit en verksam faktor för ravinbildningen.

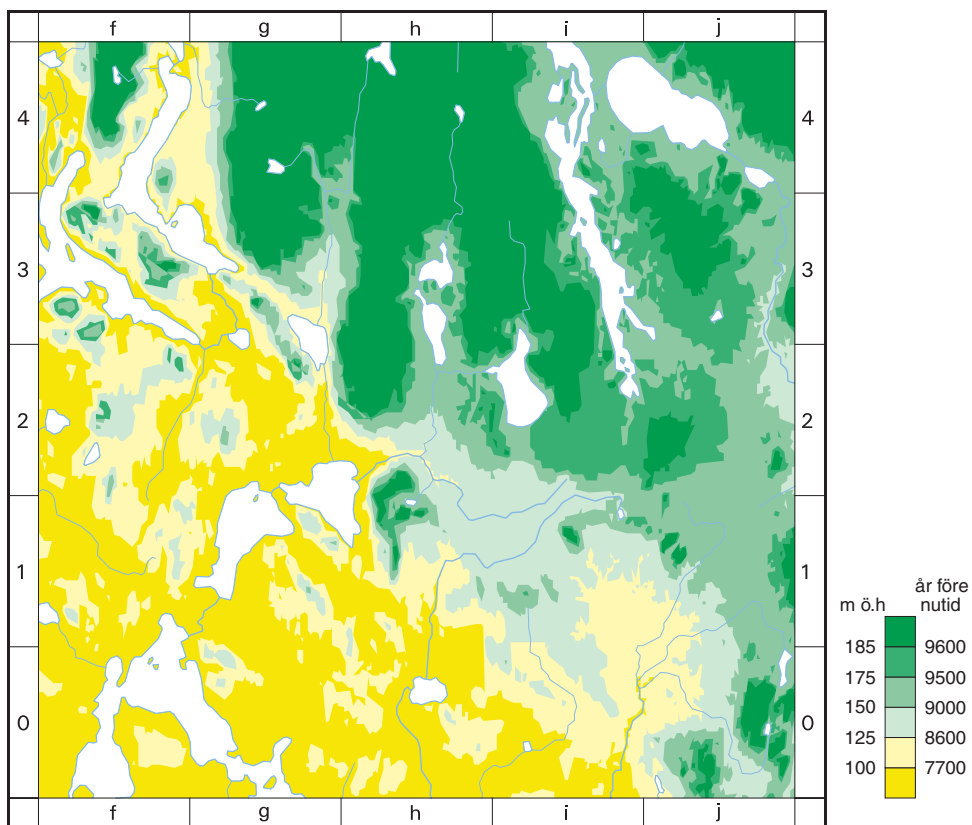


Fig. 49. Landhöjningsförloppet enligt strandförskjutningskurvan, fig. 48.

The development of the map area Munkfors SO according to the shoreline displacement curve in Fig. 48.

Kartområdets lägst belägna delar hade höjts ur Fornvänern för ca 4000 år sedan. Därefter är det främst det rinnande vattnet och vinden som fortsätter omdaning av landskapet. Exempel på olika stadier av igenväxning av sjöar är Södra Barsjön (0h), Karsjön (2f) och den sydöstra viken av Stora Böckeln (2h).

Nuvarande landhöjningshastighet inom kartområdet är ca 4 mm/år.

Före människans inträde på scenen verkade enbart naturens krafter på landskapet. Människan skapar nya landformer och förändrar den naturliga miljön, t.ex. med gruvhål, täkter i berg och jord, skogs- och jordbruk.

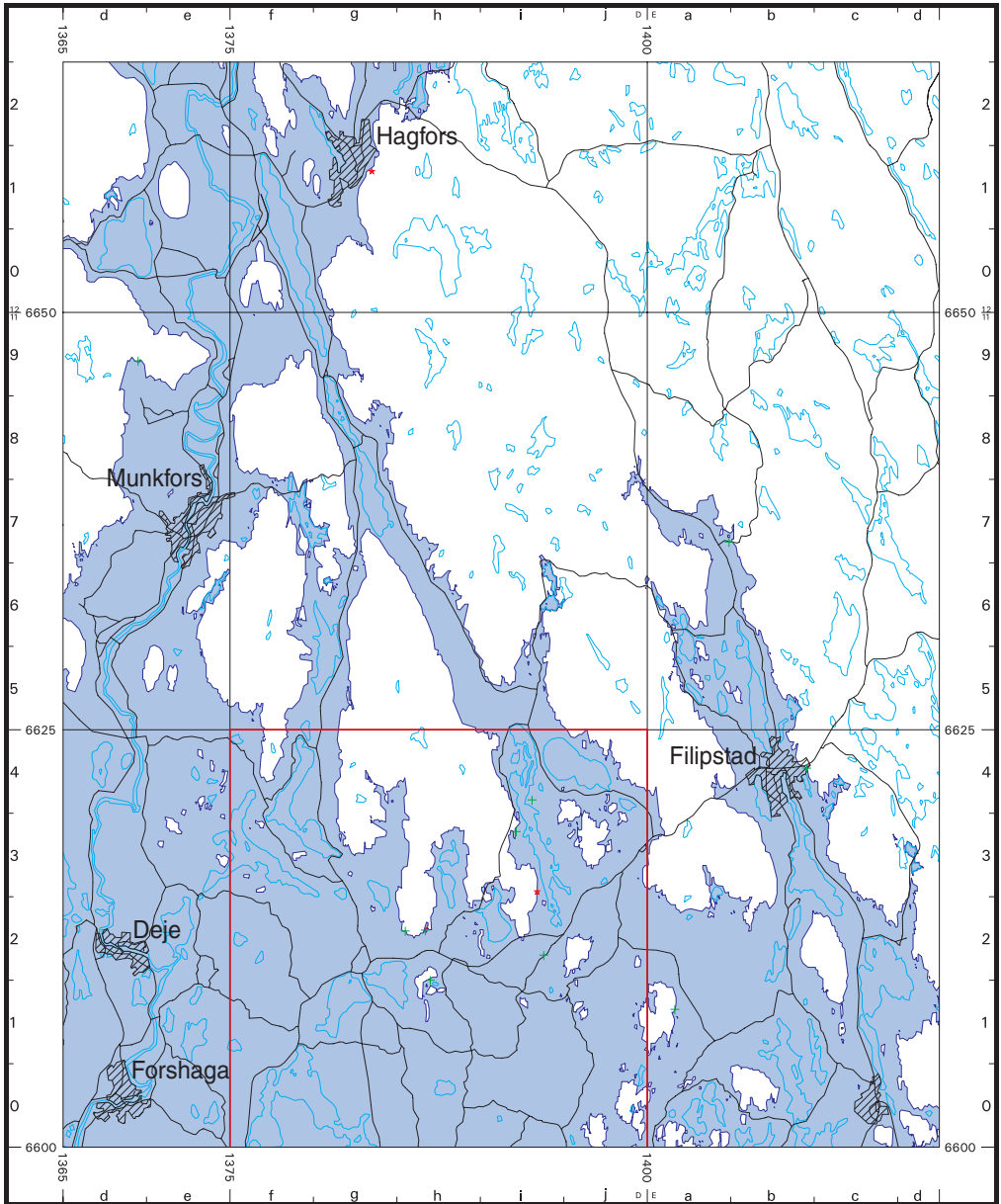


Fig. 50. Högsta kustlinjen (HK) i området mellan Filipstadstrakten och Klarälvsdalen. Kartområdet Munkfors SO är markerat med röd ram. Utdrag ur SGUs HK-databas.

Highest shoreline (HK) in the surroundings of the map area Munkfors SO (red frame). Excerpt from the data base of the highest shoreline in Sweden.

SAMMANSTÄLLNINGAR OCH TABELLER

Mäktighetsuppgifter

Jordartskartans uppgifter om jordlagrens mäktighet avser främst att ge en viss ledning vid bedömning av mäktighetsförhållandena inom jordtäckta områden. Värdena gäller endast för respektive punkter. Även inom ett begränsat område kan jordtjockleken variera avsevärt. Mäktighetsuppgifterna på jordartskartan utgör bara en del av de uppgifter som finns tillgängliga, se t.ex. specialkarta 3 på jordartskartan.

Mäktighetsuppgifterna har erhållits från grundundersökningar utförda av ingenjörsfirmor och myndigheter, främst Karlstads kommun. Några uppgifter har hämtats från SGUs brunnarkiv och torvarkiv. En del sondborrningar har också utförts av SGU.

I mäktighetsuppgifterna indelas jordlagren i kohesionsjordarter (lera-silt), friktionsjordarter (sand-grus), morän och torvjordarter (torv och gyttja). Mäktighetsuppgifterna avser djupet till ”fast botten”, dvs. till berg eller morän.

Jorddjupen är vanligen 5–15 m. Stora jorddjup, upp till ca 45 m, finns i Ölmans dalgång och mycket stora jordmäktigheter finns i de stora isälvsavlagringarna, t.ex. visar geofysiska mätningar ett jorddjup av drygt 100 m i Brattforsheden söder om Alstern (Aneblom & Åsman 2000).

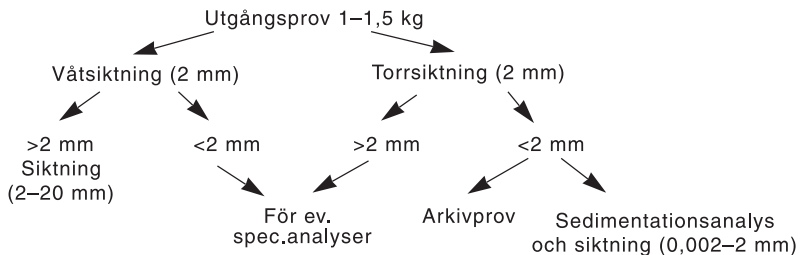
Analysmetoder

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

Kornstorleken vid siktning motsvaras av den minsta fria maskvidd som kornet kan passera och vid sedimentationsanalys av diametern hos en sfär av samma densitet som kornet och som faller med samma hastighet som kornet (ekivalentdiameter).

Sten- och blockinnehållet i en jordart bedöms vanligen okulärt. I vissa fall bestäms stenhalten i fält genom siktning och vägning av materialet <20 cm. Vanligen anges stenhalten i viktprocent men en omräkning till volymprocent kan göras. Blockfrekvensen i ytan bedöms endast okulärt (se s. 11).

Vid bestämning av kornstorleksfördelningen i material mellan 20 mm och 0,06 mm torkas provet först vid 90°C. Därefter delas provet och siktas enligt nedanstående schema. Siktningen utförs i Pascals skakapparat.



Före sedimentationsanalysen dispergeras provet i ultraljud under omrörning i 15 min. Vid behov förbehandlas provet med 30%-ig väteperoxid eller med natriumhypobromit för att avlägsna organiskt material. Cementerande järnföreningar löses med natriumdithionit eller med surt ammoniumoxalat (Tamms lösning). Analysen utförs enligt hydrometermetoden eller pipettmetoden. Som dispergeringsvätska används natriumpyrofosfat. Vid beräkning av fallhastigheten generaliseras korndensiteten till 2,65.

Sedigraf partikelstorleksanalysator mäter sedimentationshastigheten hos partiklar i suspension och redovisar automatiskt dessa data som en kumulativ procentuell viktfordelning på ena axeln och på den andra axeln är sorten ekvivalent sfärisk diameter eller Stoke's diameter i mm. Instrumentet bestämmer, med hjälp av en noggrant samlad röntgenstråle, koncentrationen av de partiklar som återstår vid minskning av sedimentationsdjupet som en funktion av tiden.

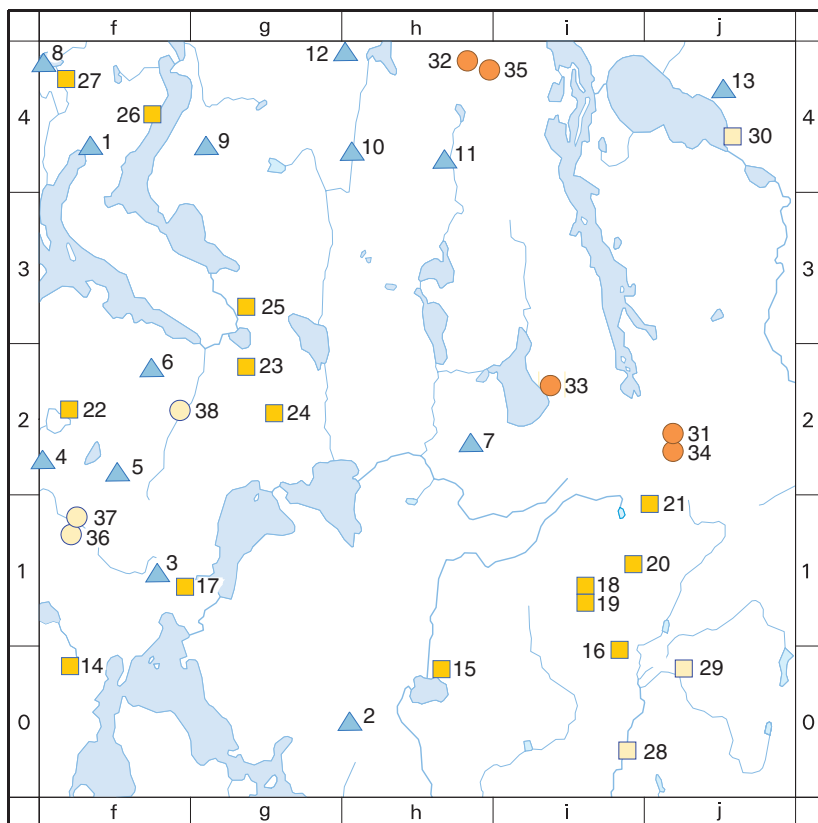
Organiskt material. Klassifikationen av gyttja, lergyttja och gyttjelera grundar sig på halten organiskt material. Halten organiskt kol bestäms på material <2 mm genom förbränning i en Leco EC-12 totalkolanalysator. Den erhållna kolhalten reduceras för karbonatkol, vilket bestäms separat (se nedan). Den organiska halten beräknas genom att mängden organiskt kol i provet multipliceras med faktorn 1,72.

Kalkhalt. CaCO_3 -halten bestäms på material <0,06 mm genom behandling med 10%-ig saltsyra och mätning av den utvecklade mängden CO_2 . Noggrannheten i analysmetoden är $\pm 0,5$ %.

pH. Bestämning av pH-värdet utförs på material <2 mm. Provet torkas vid 90°C och uppslmmas i destillerat vatten (viktförhållande jord : vatten = 1 : 2,5), varefter mätning sker med pH-meter.

Buffertprocent. Buffertprocenten är förenklat uttryckt ett mått på en jordarts motståndskraft mot försurning och siffran anger hur stor procent av en tillsats av vätejoner som binds och inte bidrar till att jordartens pH sänks. Buffertprocenten varierar och bestäms på material <2 mm genom tillsats av utspädd svavelsyra till den suspension som använts för pH-mätningar. Kalkhaltiga jordarter har buffertprocent 100.

Basmineralindex. Basmineralindex (Bx) är den viktprocent av mellansandfraktionen som har en densitet >2,68. Bx är ett uttryck för halten tunga mineral, främst hornblände, pyroxen, olivin, granat, calcit, kalkrik plagioklas och magnetit. Vid bestämning av Bx i ett prov utgår man från 10 g av mellansandfraktionen. Magnetiten avskiljs med magnet och återstoden separeras i tung vätska. Särskild separation av glimmer utförs ej.



- | | |
|--|--|
| ▲ Morän <i>Till</i> | ○ Lergyttja och gyttjelera <i>Clay gyttja and gyttja clay</i> |
| ■ Lera <i>Clay</i> | ● Eoliska sediment <i>Eolian sediments</i> |
| □ Silt och grovlera <i>Silt and coarse clay</i> | |

Fig. 51. Insamlingsplatser för jordproverna i Tabell 1.
Collecting spots for the analysed samples in Table 1.

Tabell 1. Kornstorleksanalyser

| Prov nr | Analys nr | Lokal | Jordart | Djup under markytan i m | Viktprocent | | | | Anmärkning | | | | | |
|---------|-----------|-----------------------------------|--------------|-------------------------|--------------|-----------|------------|--------------|------------|-----------|------------|--------------|-----------|-----------------|
| | | | | | Mellan- grus | Fin- grus | Grov- sand | Mellan- sand | | Fin- sand | Grov- silt | Mellan- silt | Fin- silt | Ler |
| 1 | 26772 | 1300 m V Stensviken (4f) | Grusig morän | 0,6 | 22 | 15 | 8 | 15 | 20 | 9 | 6 | 1 | 4 | |
| 2 | 26857 | 1 km NV Tågås (0h) | Sandig morän | 1,0 | 9 | 9 | 10 | 18 | 28 | 16 | 6 | 2 | 2 | pH 5,34 |
| 3 | 26866 | 700 m NO Häggstöd (1f) | .. | 1,5 | 7 | 9 | 13 | 21 | 27 | 16 | 4 | 2 | 1 | |
| 4 | 26865 | 1200 m V Svinjön (2f) | .. | 0,8 | 5 | 4 | 6 | 19 | 35 | 20 | 6 | 1 | 3 | |
| 5 | 26863 | 400 m N Svin kullen (2f) | .. | 2,3 | 5 | 9 | 13 | 17 | 23 | 18 | 10 | 2 | 3 | pH 6,05. |
| 6 | 26793 | 1 km Ö Norra Rådom (2f) | .. | 1,0 | 11 | 14 | 14 | 20 | 27 | 9 | 2 | 0 | 2 | De Geermorän |
| 7 | 26859 | 1 km NO Lindfors (2h) | .. | 1,0 | 5 | 8 | 13 | 20 | 28 | 17 | 5 | 2 | 2 | |
| 8 | 26774 | SV Asjöjärn (4f) | .. | 0,6 | 3 | 9 | 9 | 22 | 29 | 13 | 8 | 2 | 5 | |
| 9 | 26770 | 1 km ONO Ortenäs (4f) | .. | 0,6 | 4 | 9 | 13 | 19 | 17 | 19 | 9 | 4 | 6 | De Geermorän |
| 10 | 26861 | 1700 m SV Tranmossen (4h) | .. | 1,0 | 6 | 9 | 11 | 18 | 22 | 19 | 9 | 3 | 3 | |
| 11 | 27226 | 1 km SSV Böckelstjärn (4h) | .. | 1,2 | 6 | 8 | 10 | 18 | 26 | 20 | 8 | 3 | 1 | |
| 12 | 27613 | 800 m V Horsjön (4h) | Siltig morän | 1,0 | 0 | 6 | 9 | 13 | 19 | 27 | 14 | 8 | 4 | |
| 13 | 27477 | 200 m N Vitteberg (4f) | .. | 1,0 | 0 | 7 | 10 | 12 | 17 | 31 | 16 | 5 | 2 | |
| 14 | 26858 | 500 m SÖ Skacklerud (0f) | Lera | 0,5 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 7 | 6 | 16 | 70 | |
| 15 | 26792 | 1 km Ö Slängsruudstorp (0h) | .. | 0,5 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 2 | 15 | 22 | 59 | |
| 16 | 27005 | 2,5 km N Gräsås (0i) | .. | 0,7 | 0 | 0 | 0 | 1 | 3 | 11 | 23 | 25 | 37 | |
| 17 | 26860 | 1500 m Ö Häggstöd (1f) | .. | 1,0 | 0 | 0 | 2 | 5 | 13 | 19 | 14 | 13 | 34 | |
| 18 | 27003 | 500 m V Angebäck (1i) | .. | 1,0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 | 6 | 25 | 26 | 39 | |
| 19 | 27004 | .. | .. | 2,5 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 3 | 16 | 25 | 55 | |
| 20 | 27215 | 700 m SÖ Sutterhöjden (1i) | .. | 0,6 | 0 | 0 | 1 | 2 | 2 | 10 | 22 | 28 | 35 | |
| 21 | 27221 | 1500 m NO Sutterhöjden (1i) | .. | 0,7 | 0 | 0 | 0 | 1 | 2 | 14 | 36 | 17 | 30 | |
| 22 | 26864 | 500 m NO Karsjön (2f) | .. | 0,5 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 11 | 10 | 17 | 59 | |
| 23 | 27214 | 500 m S Tjärn (2g) | .. | 0,5 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 8 | 25 | 20 | 45 | |
| 24 | 26775 | 1200 m NNO Molkom (2g) | .. | 0,5 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 | 14 | 19 | 64 | vägbygge |
| 25 | 24124 | 500 m NO Tridafors (3g) | .. | 4,6 | 0 | 0 | 0 | 2 | 8 | 12 | 7 | 5 | 66 | |
| 26 | 26771 | 1500 m SV Alvsbacka k.a (4f) | .. | 0,5 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 4 | 11 | 11 | 72 | |
| 27 | 26773 | Norra Sägbråten (4f) | .. | 0,6 | 0 | 0 | 0 | 2 | 2 | 7 | 14 | 21 | 54 | |
| 28 | 27006 | 750 m Ö Görinstorp (0i) | Grovlera | 0,6 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 19 | 49 | 14 | 17 | |
| 29 | 27031 | 900 m NV Okna (0j) | Silt | 0,6 | 0 | 0 | 1 | 3 | 30 | 41 | 14 | 5 | 6 | |
| 30 | 27478 | 600 m SSO Vitteberg (4f) | .. | 0,6 | 0 | 0 | 2 | 3 | 9 | 51 | 30 | 3 | 2 | |
| 31 | 27223 | Sydöstra deken av Gräshöjden (2i) | Flygsand | 1,0 | 0 | 0 | 3 | 54 | 43 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| 32 | 26862 | 500 m NNV Finnhöjden (4h) | .. | 1,0 | 0 | 0 | 0 | 27 | 71 | 2 | 0 | 0 | 0 | |
| 33 | 27742 | 800 m NV Hällberghöjden (2i) | .. | 1,2 | 0 | 0 | 0 | 55 | 37 | 3 | 2 | 1 | 2 | |
| 34 | 27222 | Sydöstra delen av Gräshöjden (2i) | Flygmo | 0,5 | 0 | 0 | 0 | 4 | 56 | 29 | 5 | 2 | 4 | |
| 35 | 27227 | 500 m NO Finnhöjden (4h) | .. | 0,4 | 0 | 0 | 1 | 0 | 23 | 66 | 6 | 4 | 0 | |
| 36 | 26769 | Svinsjöbotten (1f) | Gyttelera | 0,6 | 0 | 0 | 0 | 3 | 5 | 11 | 25 | 19 | 37 | org.halt 3,43 % |
| 37 | 27768 | Svinsjöbotten (1f) | Leryttja | 0,6 | 0 | 0 | 1 | 2 | 4 | 15 | 25 | 19 | 34 | org.halt 6,52 % |
| 38 | 26767 | 1500 m N S. Rådom (2f) | .. | 0,8 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 12 | 22 | 21 | 44 | org.halt 7,61 % |

SUMMARY

Codes (e.g. 1j, 4f) after names of localities refer to the 25-square grid marked in the map margin.

Bedrock. The distribution of the main rocks in the area is shown in special map 1 in the margin of the map of Quaternary deposits. The map is an excerpt from the bedrock geology of Värmland county (Lundegårdh et al. 1992), described by Lundegårdh in 1995.

Glacial striae. All localities where glacial striae were observed when this area was mapped are shown in Fig. 11 and on special map 2 on the map of Quaternary deposits. The main ice direction is from the north.

Wind abrasion in solid rocks has been observed in the hilly area (4h) northwest of the glaciofluvial deposit Brattforsheden.

Till. The occurrence of till is fairly common within the map area. The thickness of the till varies. As a rule, the large accumulations are usually the thickest ones. In places a thin till cover (Figs. 9 and 13) is denoted by a special symbol on the map (a black triangle). This till cover is primarily found on bedrock areas situated above the highest shoreline. Most of the till surfaces below the highest shoreline are more or less wave-washed.

According to the matrix composition the most common type of till is sandy (Fig. 17, samples 2–11 in Table 1). Sandy-silty till occur in the northwestern part, samples 12–13 (Fig. 18). Gravelly till is fairly restricted, sample 1 (Fig. 16).

The till has a low to medium content of stones and boulders. The surficial boulder frequency is mainly medium (Fig. 15). Some areas have rich boulder surface, especially in the northeast, (Figs. 15–16).

Hummocky moraine occurs in some areas above the highest shoreline.

Transverse ridges, so called De Geer moraines, are found in clusters (Fig. 11) in the lowlands in the western part of the map area. These moraines are usually 50–700 m long and 2–4 m high (Fig. 14). They are considered to have been formed at the ice margin, like radial moraines, but in cracks running parallel to the margin. There may be a connection between the De Geer moraines and tectonic features (Lundqvist 2000).

Glaciofluvial sediments are found in a variety of deposits (Figs. 19–23). Glaciofluvial deposits are found in north–south courses (Fig. 24 and special map 2 on the map sheet). The large deposits of Sutterhøjden (1i) and Brattforsheden (2i–j, 3i–j, 4i) have a delta stratigraphy and are known as highest shoreline deltas. All of the glaciofluvial deposits were formed below the highest shoreline. The glaciofluvial deposits are dominated by sand (Figs. 26, 29).

The largest glaciofluvial deposits are found in the eastern part of the map area and they belong to the Våse esker train. The shape of the Mosaren (0i) deposit has been modified by ice contact. Deep kettle holes occur in the deposit. Sutterhøjden (1i) is regarded as an ice-marginal deltaic deposit.

The wellknown delta Brattforsheden is situated in a pronounced tectonic valley running in a direction from north–northwest to south–southeast. During the deglaciation, meltwater was

discharged to the sea by several subglacial rivers. The delta was formed when the deglaciation pattern changed from sub-aquatic to supra-aquatic conditions, i.e. a type of deposit controlled by topography. There is a rich variety of morphogenetic types within the large glaciofluvial deposit (Figs. 20–23, 28–31), described in detail by Hörner (1927).

Glacial fine-grained sediments. Glacial clay is the most common Quaternary deposit within the map area (Figs. 32–33). The clay is usually reddish in colour but in the western part it is greyish. The lower part, and in places even the upper part of the clay stratigraphy is varved. Clay sequences of 5–10 m are common. In the large valleys clay thicknesses of 30–40 m are known. In some areas the clay is covered by silty sediments (Fig. 36). The clay content varies between 30 and 70 per cent (samples 14–27 in Table 1).

Postglacial sea and lake sediments. The level of the highest shoreline is about 180 m a.s.l. in the southern part and about 190 m a.s.l. in the northern part of the map area. Postglacial sediments occur in the areas situated below the highest shoreline (Figs. 24, 47). These sediments are divided in coarse-grained and fine-grained. They have been formed by redeposition of till, glaciofluvial sediments and glacial fine-grained sediments.

Gravel deposits are situated in exposed hilly areas (Figs. 34–35).

Sand is the most common coarse-grained sediment. On the map it is divided into coarse and fine sand. A certain amount of coarse silt is included in the fine sand. Postglacial sand deposits occur primarily around the glaciofluvial deposits.

Silt and silty clay have been deposited in shallow water in a littoral position, and cover large areas. The clay and silt content varies, see samples 28–30 in Table 1.

The gyttja clay and clay gyttja (samples 36–38 in Table 1) is found mainly in areas of lowered surface of lakes (Fig. 37).

Landslides and gullies

Very small scars of landslides have been observed along deeply eroded small streams. The gully systems of the streams Ölman (0i, 1i) and Lungälven (3j) are of national interest. The extensive Ölman gully system (Fig. 38) is formed in a broad valley of silt and clay (Fig. 36). The gullies at Lungälven are shorter and deeper. They have developed in the distal sediments of the glaciofluvial deposit Brattforsheden and are mainly caused by ground water leakage.

Eolian sediments. Eolian sediments are divided into eolian sand and eolian silt (fine sand–coarse silt). The eolian sand is found in large (Fig. 39) and small dunes (Fig. 40) in dune fields in the northern and southeastern part of the Brattforsheden glaciofluvial deposit as well as in the peat area south of Steglen (3j). Dunes are also found upon adjacent till slopes. Most of the dunes are transverse dunes formed by westerly and north-westerly winds. The eolian sand is very well sorted (samples 31–33 in Table 1).

Eolian silt cover (Fig. 41) occurs on till hills up to 100 m above the Brattforsheden glaciofluvial deposit. Samples 33–34 in Table 1 have been collected at 205 and 250 m a.s.l. respectively.

Organic deposits. Peat deposits cover c. 3360 hectares within the map area. The peat deposits are divided into three types: bogs, mostly developed as raised bogs (Figs. 42–43, 45), fens and mixed mires. According to their genesis the peat deposits can be divided into paludification and encroachment peat land. The thickness of the peat is usually 3–5 m in the bogs. Peat samples have been radiocarbon determined, see below. In some of the raised bogs peat has been exploited for energy and cultivation purposes.

Springs. All the springs marked on the map have a capacity of 3600 l/h or more. Most of them are situated close to the southern slope of the Brattforsheden (2i) glaciofluvial deposit. An exchange of water between lake Mången (2i) and the delta aquifer takes place. This area is a part of the national groundwater network of Sweden, which was erected by the Geological Survey of Sweden in 1969 (Nordberg & Persson 1974). Some springs are found in the upper part of the slope. They are caused by a clay layer c. 5 m below the delta surface.

One spring, Nygårdskällan (0j), is situated in the bottom of a gully close to a small stream (Fig. 44). The groundwater derives from a gravel layer 5 m below silt and clay.

Radiocarbon age determinations have been carried out on bottom peat samples. All the ages are expressed in years B.P.

- Geijersdalsmossen (2j), 1 km west of Dalbotorp (2j), depth 4 m, age 6180 ± 80 years, average peat growth 6,5 cm/100 years.
- Flymossen (4i) (Fig. 45), depth 4,25 m, age 6190 ± 90 years, average peat growth c. 7 cm/100 years.
- Fotlången (3i), 195 m a.s.l., depth 2,80 m, age 3080 ± 60 years, average peat growth 9 cm/100 years.

A peat sample 1,30 cm below surface in the northwestern part of Åstorpsmossen (1h–i) gave an age of 730 ± 65 years, and an average peat growth of 2 cm/100 years (Lundqvist 1957).

A sample of eolian sand in a dune north of Västerrud (4i) has been dated by the Thermoluminescence (TL) method to 9100 ± 700 years corresponding to 9500 radiocarbon years (Lundqvist & Mejdahl 1987). The dune has later been somewhat reshaped. A humus layer has been radiocarbon dated to 3000 ± 90 years and charcoal to 505 ± 70 years. (Bergqvist & Lindström 1971).

A sample of eolian silt at Finnhöjden (4h) showed about the same age as the eolian sand (Lundqvist & Mejdahl 1987).

The Late-Quaternary development. Figs. 47–50 give the basis for understanding the Late-Quaternary development in the area. The columns in Swedish in Fig. 48 deal with chronozones (Bölling etc.). Forest development (from bottom to top: tundra and scattered groves of birch; woods of pine and birch; alder, elm, hazel; oak, elm, lime-tree, ash-tree; birch, oak, spruce, beech) and Archaeological ages (Mesolithic, Neolithic, Bronze, Iron, Viking, Medieval and Modern). All ages given are radiocarbon years.

The map area Munkfors SO was deglaciated about 9600 years ago. The highest shoreline,

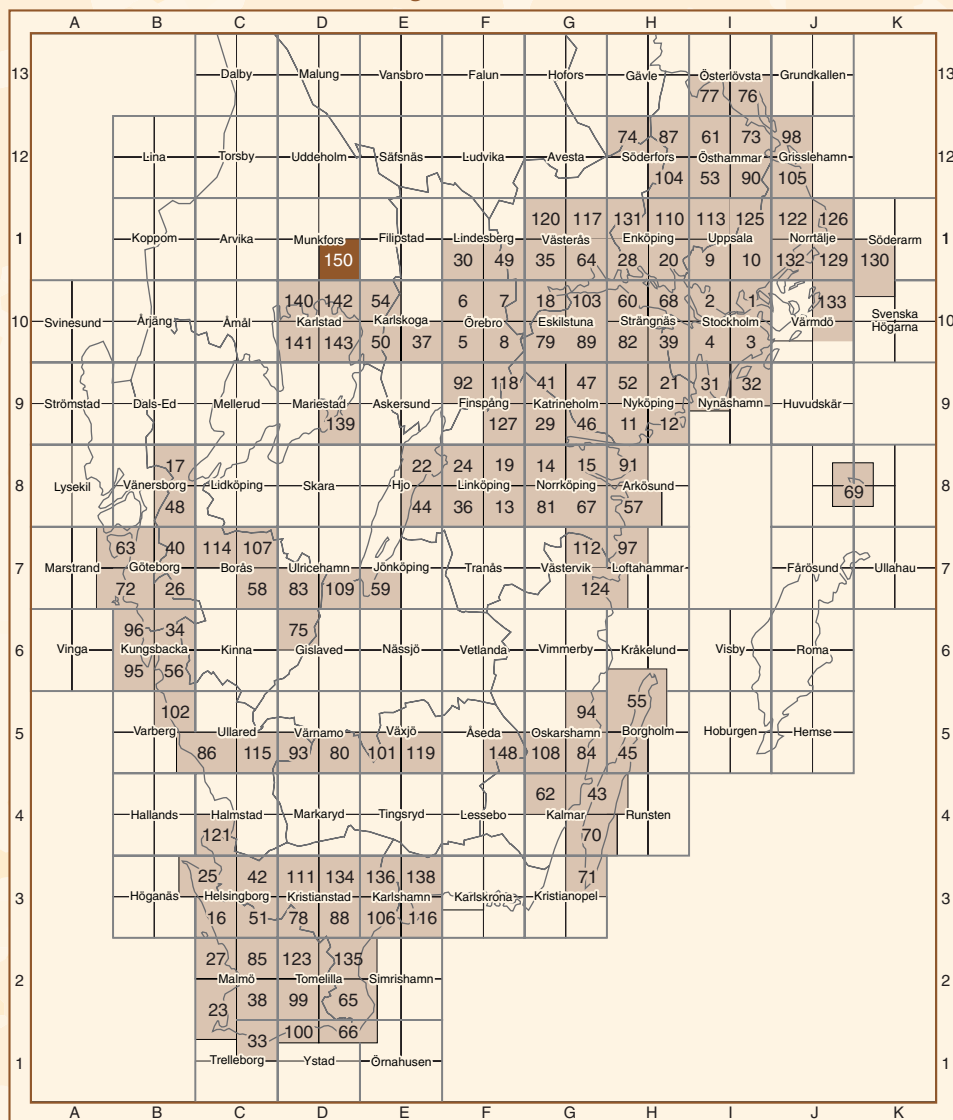
formed by the Yoldia sea, lies c.190 m above sea level in the northern part and c. 180 m above sea level in the southern part. The large dunes on the glaciofluvial deposit Brattforsheden were formed some hundred years after the deglaciation. Due to isostatic uplift the Vänern basin turned into a lake stage c. 9000 years ago. The present rate of land uplift in the whole area is c. 4 mm per year.

LITTERATUR

- Andersson, L. I.: *Vegetationskartan 11D Munkfors SO. Lantmäteriet*. Under arbete.
- Aneblom, T., 1998: Karta över grundvattnet i Värmlands län. Skala 1:250 000. *Sveriges geologiska undersökning Ah 19*.
- Aneblom, T. & Åsman, M., 2000: Beskrivning till kartan över grundvattentillgångarna i Karlstads kommun (cd-rom). *Sveriges geologiska undersökning An 8*.
- Bergqvist, E., 1981: Svenska inlandsdyner. *Naturvårdsverket Rapport snv pm 1412*, 109 s.
- Bergqvist, E., 1986: Svenska nip- och ravinlandskap. *Naturvårdsverket Rapport 3156*. 171 s.
- Bergqvist, E. & Lindström, E., 1971: Bevis på subrecent eolisk aktivitet på Brattforshedens inlandsdyner. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 93*, 782–785.
- Beskow, G. & Rasmuson, G., 1963: Sjöar och vattendrag i Sverige söder om Norrlandsområdet. Del II. *Statens naturvårdsnämnd*.
- Digerfeldt, G., 1988: Reconstruction and regional correlation of Holocene lake-level fluctuations in Lake Bysjön, South Sweden. *Boreas 17*, 165–182
- Ekman, M., 1996: A consistent map of the postglacial uplift of Fennoscandia. *Terra nova 8*, 158–165.
- Ericsson, B. & Grånäs, K., 1983: Beskrivning till jordartskartan Karlskoga NV. *Sveriges geologiska undersökning Ae 54*, 63 s.
- Fredén, C., 1987: Jordskärningar vid Tidafors. *Sveriges geologiska undersökning GeoRegisterdokument SGU-F8:S20*.
- Fredén, C., 1988: Marine life and deglaciation chronology of the Vänern basin, southwestern Sweden. *Sveriges geologiska undersökning Ca 71*, 80 s.
- Fredén, C. (red.), 1998: *Berg och jord. Sveriges nationalatlas*, 208 s. Andra upplagan.
- Fredén, C., 2001: Beskrivning till jordartskartorna 10D Karlstad NO och SO. *Sveriges geologiska undersökning Ae 142 och 143*, 59 s.
- Fredén, C. & Furuholm, L., 1978: The Säterberget gully at Brattforsheden, Värmland, Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 100*, 231–235.
- Fredén, C., Gierup, J., Johansson, R., Stölen, L.-K., Thunholm, B. & Wahlgren, C.-H., 1999: Översiktsstudie av Värmlands län. Geologiska förutsättningar. *Svensk Kärnbränslehantering AB, SKB, R-99-21*, 53 s.
- Furuskog, J., 1924: *De värmländska järnbruksbygderna*. Bronellska bokhandelns tryckeri, Filipstad. 456 s.
- Hörner, N. G., 1927: Brattforsheden. Ett värmländskt randdeltekomplex och dess dyner. *Sveriges geologiska undersökning C 342*, 206 s.

- Karlsson, R., Hansbo, S. & Svenska geotekniska föreningens (SGF) laboratoriekommitté, 1982: Jordarternas indelning och benämning, 47 s. *Geotekniska laboratorieanvisningar, del 2. Statens råd för byggnadsforskning, Stockholm.*
- Lindén, A. G., 1992: Grusinventeringar i delar av Värmlands län. *Sveriges geologiska undersökning Regionala inventeringar av grus m.m. Rapport 1992:4*, 179 s.
- Lundegårdh, P.H., 1995: Beskrivning till berggrundskartan över Värmlands län. Östra och Mellersta Värmlands berggrund. Fyndigheter av nyttosten och malm i Värmlands län. *Sveriges geologiska undersökning Ba 45:1*, 180 s.
- Lundegårdh, P. H., Lindh, A. & Gorbatshev, R., 1992: Berggrundskarta över Värmlands län. Skala 1:250 000. *Sveriges geologiska undersökning Ba 45.*
- Lundqvist, J., 1957: C14-dateringar av rekurrensytor i Värmland. *Sveriges geologiska undersökning C 554*, 22 s.
- Lundqvist, J., 1958: Beskrivning till jordartskarta över Värmlands län. Karta i skala 1:200 000. *Sveriges geologiska undersökning Ca 38*, 229 s.
- Lundqvist, J., 1997: Structure and rhythmic pattern of glaciofluvial deposits north of Lake Vänern, south-central Sweden. *Boreas* 26, 127–140.
- Lundqvist, J., 2000: Palaeoseismicity and De Geer Moraines. *Quaternary International* 68–71, 175–186.
- Lundqvist, J. & Mejdahl, V., 1987: Thermoluminescence dating of eolian sediments in central Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 109, 147–158.
- Magnusson, N. H. & Assarsson, G., 1929: Beskrivning till kartbladet Nyed. Karta i skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning Aa 144*, 108 s.
- Mörling, S., 1977: Skogsbana. Historik över Lindfors–Bosjöns järnväg. *Svenska järnvägsklubbens skriftserie* 22. 192 s. Andra upplagan.
- Nordberg, L. & Persson, G., 1974: The national groundwater network of Sweden. *Sveriges geologiska undersökning Ca 48*, 160 s.
- Söderlund, U., Jarl, L.-G, Persson, P.-O., Stephens, M. & Wahlgren, C.-H., 1999: Protolith ages and timing of deformation in eastern, marginal part of the Sveconorwegian orogen, southwestern Sweden. *Precambrian Research* 94, 29–48.

Utgivna kartblad



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

Uppsala 2001
 ISSN 0586-1535
 ISBN 91-7158-654-7
 Tryck: Elanders Tofters AB