Hässleholm–Lund
– uppgraderad geologisk information inför projektering av höghastighetsjärnväg

januari 2019

Jonas Ising, Ulf Bergström, Mikael Erlström, Susanne Grigull, Kärstin Malmberg Persson, Linda Wickström, Lena Lundqvist, Mats Engdahl

SGU-rapport 2019:03
Diarie-nr: 31-397/2018

SGU
Sveriges geologiska undersökning

Omslagsbild: Stenbrottet i Norra Rörum ligger centralt i utredningsområdet. Ca 5 m morän täcker här berget.

Foto: Jonas Ising.

Författare: Jonas Ising, Ulf Bergström, Mikael Erlström, Susanne Grigull, Kärstin Malmberg Persson, Linda Wickström, Lena Lundqvist, Mats Engdahl

Granskad av: Kristian Schoning

Ansvarig enhetschef: Anna Hedenström

Projektnamn: Geologisk information i utredningsområde Lund–Hässleholm

Projekt-id: 84045, 84049

Sveriges geologiska undersökning
Box 670, 751 28 Uppsala
tel: 018-17 90 00
fax: 018-17 92 10
e-post: sgu@sgu.se

www.sgu.se

Innehåll

Inledning ... 4
Jordarter ... 5
Metodik ... 5
Kortfattad beskrivning av jordarternas bildning, egenskaper och utbredning ... 5
Den geologiska utvecklingen och isavsmältningen ... 5
Jorddjup och stratigrafi ... 6
Morän ... 6
Isälvsavlagringar ... 9
Finkorniga sediment ... 9
Postglaciala jordarter, torv och gyttja ... 9
Beskrivning av delområden och geologiska förutsättningar ... 9
Område 1 – moränlera ... 10
Område 2 – lerig morän på lerskiffer ... 13
Område 3 – morän och kristallin berggrund ... 13
Område 4 – isälvsavlagringar och issjösediment under högsta kustlinjen ... 14
Berggrund ... 15
Metodik ... 15
Geofysik ... 15
Den sedimentära berggrundens strukturella uppbyggnad ... 17
Utvecklingshistoria, kambrium–paleogen ... 19
Beskrivning av den sedimentära berggrunden ... 20
Geologisk översikt av det kristallina berget ... 27
Deformationszoner ... 29
Bergartsbeskrivning ... 30
Mineralogisk sammansättning ... 33
Litogeokemisk sammansättning ... 33
Bergarternas innehåll av radioaktiva element ... 34
Yngre bergarter ... 34
Geologiska sektioner inom projektområdet ... 37
Metodik ... 37
Indata ... 37
Resultat ... 38
Sektion 1, Lund–Örtofta–Eslöv–Stockamöllan ... 38
Sektion 2, Örtofta–Lyby–Hörby ... 38
Sektion 3, Sösdala–Tormestorp ... 41
Sektion 4, Finjasjön–Tormestorp–Ignaberga ... 41
Sektion 5, Ö. Tormestorp–Hässleholm–Stoby ... 41
Geologiska utmaningar ... 42
Spröda strukturer i urberget ... 42
Metodik ... 42
Resultat ... 42
Karakterisering av sprickor i olika riktningar ... 42
Kaolin ... 48
Referenser ... 50
Bilaga 1. Geologiska sektioner ... 52

INLEDNING

Sveriges geologiska undersökning (SGU) genomför 2018–2019 i samverkan med Trafikverket sammanställning, kvalitetssäkring och komplettering av SGUs information om berg, jord och grundvatten. Utredningsområdet omfattar ett ca 800 km^2 stort område definierat av Trafikverket.

Karteringsverksamheten vid SGU är behovsstyrd och bra geologisk information tidigt i planeringsprocessen vid ny infrastruktur är viktig. Karteringsverksamheten är en grundläggande verksamhet där våra databaser fylls på med ny geologisk information och där kompetensen inom olika områden utvecklas. Den regionalgeologiska aspekten vid karteringen är viktig och samtidigt måste kunskapsbasen vara rikstäckande. För att informationen ska kunna användas i planerings- och byggprocesserna krävs att den anpassas, tillgängliggörs och kommuniceras. Dagens samhällsplanering kräver också att informationen ska kunna användas i GIS-system.

Projekt ”Hässleholm–Lund” är ett av två större projekt vid SGU som bedrivs i samverkan med Trafikverket, med målet att producera aktuella planeringsunderlag för projektering och byggande av ny infrastruktur. Syftet är att i ett tidigt skede ge Trafikverket bra planeringsunderlag för att ge hög effektivitet i fortsatt planering och minska risker utifrån geologiska förutsättningar. Potentialen för lägre totala samhällskostnader är stor.

Trafikverket har i månadsskiftet januari/februari 2019 fått tillgång till uppdaterad geologisk information om jordarter och berggrund i form av yt- och djupinformation och beskrivning av området. Informationen om grundvattnet levereras senare under året, enligt plan och avtal. Projektet vid SGU leds av statsgeolog Jonas Ising.

Arbetet med lokaliseringsalternativ, järnvägsplan och systemhandling går in i en allt intensivare fas för etappen Hässleholm–Lund under våren 2019. SGU har förhoppningar att den geologiska informationen som tagits fram kommer till stor användning i detta arbete.

Lars-Inge Larsson

Avdelningschef Samhällsplanering

Mats Engdahl

Projektsamordnare och kontaktperson med Trafikverket

JORDARTER

Jordartskartan Hässleholm–Lund är en uppgradering av befintlig kartdatabas och är sammanställd av SGU. Uppgraderingen utfördes 2018 av Jonas Ising och Kärstin Malmberg Persson.

Metodik

Jordartskartan Hässleholm–Lund baseras på SGUs jordartsgeologiska kartor i skala 1:50 000: Ae 51 (Ringberg 1984), Ae 78 (Ringberg 1986), Ae 88 (Ringberg 1991), Ae 111 (Ringberg 1992), Ae 123 (Daniel 1999a) och Ae 134 (Daniel 1999b). Då dessa kartdatabaser innehåller geometriska fel, som bl.a. beror på att de tagits fram genom scanning av tryckta kartor, har de handritade fältkartorna i original georefererats och använts som underlag för den nya kartan.

Den del av kartområdet som ligger inom den topografiska kartrutan Malmö NO baseras på SGUs agrogeologiska kartor i skala 1:20 000: Ad 1 (SGU 1947), Ad 2 (SGU 1948), Ad 4 (SGU 1951), Ad 5 (SGU 1952), Ad 6 (SGU 1955a), Ad 8 (SGU 1955b) och Ad 9 (1956) samt på den omarbetning och sammanställning av dessa kartor som utgör jordartsgeologiska kartan i skala 1:50 000: Ae 85 (Ringberg 1987).

Vid uppgraderingen har framför allt Lantmäteriets höjdmodell grid 2+ utnyttjats, men också ortofoton och streetview-funktioner. Alla ytor har justerats geometriskt. Förbättringar har framför allt gjorts av lägesnoggrannheten för berghällar, isälvsavlagringar, finsediment och torvmarker. Ett antal nya objekt har påträffats, t.ex. berghällar som inte upptäckts vid den ursprungliga kartläggningen. Jordartsgeologin har delvis omtolkats och harmoniserats med moderna databaser. Geomorfologisk information har lagts till; detta saknades i de gamla kartorna. Kartan har också gjorts mer detaljerad, t.ex. genom att mindre ytor tagits med, eftersom den eftersträvade noggrannheten är 1:25 000.

Den tolkade kartbilden fältkontrollerades på ett antal punkter under våren 2018.

Kortfattad beskrivning av jordarternas bildning, egenskaper och utbredning

Den geologiska utvecklingen och isavsmältningen

Jordlagren i Sverige har bildats under den yngsta perioden i jordens utvecklingshistoria, kvartärtiden, som inleddes för 2,6 miljoner år sedan (fig. 12) och kännetecknas av ett periodvis kallt klimat. Delar av bland annat norra Europa har periodvis varit täckta av inlandsisar under kvartär-tiden. Mellan istiderna rådde isfria perioder, interglacialer, med ett klimat som var likartat med eller varmare än dagens.

Den senaste istiden, *Weichselistiden,* inleddes för ca 115 000 år sedan. När inlandsisen över norra Europa var som störst, vilket inträffade för ca 20 000 år sedan, täcktes Skandinavien av is. För ca 17 000 år sedan hade de västligaste delarna av Skåne smält fram ur isen. Den glaciala utvecklingen i Skåne under Weichselistidens slutskede är komplicerad och omdiskuterad. Flera olika isframstötar och tillbakaryckningar har lämnat efter sig moränlager som skiljer sig med avseende på kornstorlekssammansättning och bergartsinnehåll.

Kortfattat kan sägas att i slutet av Weichselistiden rörde sig inlandsisen från söder in över västra Skåne och avsatte leriga moräner och moränleror med ett innehåll av bergartsfragment (grus, sten, block) från östersjösänkan. Denna nedisningsfas följdes av ett skede då inlandsisen (”nordostisen”) rörde sig från öster och nordost och avsatte en lerig eller sandig morän präglad av fragment av kristallint berg och lerskiffer. Denna morän kallas ofta nordostmoränen. När den aktiva isfronten drog sig tillbaka mot öster och nordost lämnade den på många ställen efter sig isrester, s.k. dödis, som långsamt smälte bort. Det rådde ett mycket kallt klimat i de isfria delarna av Skåne. Den nyss

framsmälta markytan utsattes för frostmarksprocesser med bildning av iskilar och vindslipning av stenar och block.

Denna tundrayta återfinns bl.a. i området runt Lund, där den överlagras av den yngsta moränen i sydvästra Skåne, ofta kallad den lågbaltiska moränleran. Denna karaktäriseras av sin höga lerhalt och rikedom på kritkalk och flinta. Den yttre begränsningen för denna enhet är vanligen mycket tydlig i markytan som en skillnad i moränernas bergartsinnehåll och har markerats i figur 1. Gränsen i det undersökta området går genom Eslöv.

I områdena utanför (norr om) denna gräns utgör ovannämnda nordostmorän den yngsta moränen. Vid isens avsmältning frigjordes stora mänger smältvatten. Detta samlades i och under isen till isälvar i tunnlar och sprickor. Vattnet i isälvarna transporterade jordmaterial som varit infruset i isen. Materialet sorterades och avsattes som isälvssediment eller finkorniga glaciala sediment i issjöar. Smältvattnet eroderade också ut isälvsrännor i underlaget. Efter istidens slut avsattes postglaciala jordarter såsom svämsediment, gyttja och torv. Bildningen av dessa jordarter pågår än idag.

Den högsta nivån i terrängen som varit täckt av hav efter den senaste nedisningen benämns högsta kustlinjen (HK). Området Hässleholm–Lund är till största delen beläget över HK, men lågområdet runt Hässleholm har varit täckt av Baltiska Issjön.

Jorddjup och stratigrafi

De stora skillnaderna i jorddjup i området orsakas främst av den underliggande berggrundens former och sammansättning, men även av jordarternas lagerföljd, se karta, figur 2. Stora jorddjup finns allra längst i söder, i Alnarpsdalen, en bred och djup sänka i danienkalksten med jorddjup på ca 70 m. I Lundadalen finns också stora jorddjup, mer än 80 m, vid Lund. Även söder om Östra Ringsjön liksom öster om denna sjö och runt Sösdala finns stora jorddjup.

Generellt har områdena med silurisk lerskiffer i norra Lund och norr om Lund samt i mellersta delen av undersökningsområdet mindre jorddjup, oftast mindre än tio meter. Detsamma gäller den norra delen av området med kristallin berggrund, där jordtäcket ofta är 0–10 m mäktigt, men där stora jorddjup förekommer ställvis.

För den norra och mellersta delen av undersökningsområdet, norr om gränsen för lågbaltisk morän, gäller att moränen vanligen vilar direkt på berggrunden. Moränen kan överlagras av isälvsmaterial, glaciala och postglaciala leror, torvjordarter och andra yngre jordarter.

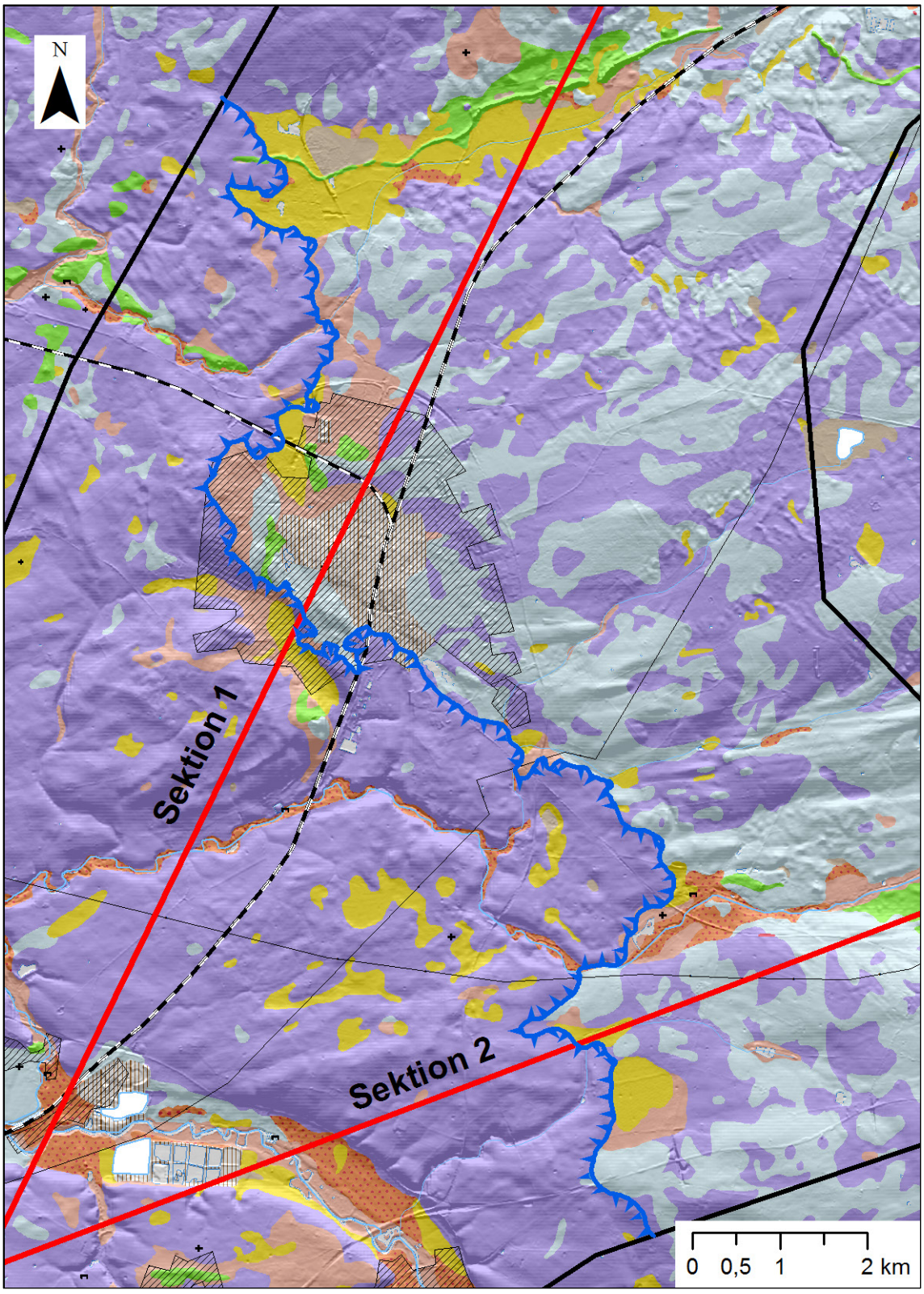
Söder om gränsen för lågbaltisk morän påträffas vanligen en lagerföljd med 5–10 m lågbaltisk moränlera överst och därunder en lerig sandig ”nordostmorän”. Moränerna mellanlagras ofta av sorterade sediment såsom lera, silt, sand eller grus. I de områden som har stora jorddjup kan lagerföljden vara mycket komplex och är inte alltid noggrant känd. Lagerföljderna beskrivs mer i detalj för delområdena nedan.

En osäkerhet med jorddjupsmodellen är att den till stor del bygger på brunnsborrarnas egna uppgifter. I vissa områden i Skåne finns lera och sand från jura som fortfarande är lösa avlagringar och därför är klassificerade som jord. Det kan vara rimligt ur ett geotekniskt perspektiv men är antagligen inte konsekvent gjort. Detsamma gäller kaolin. Kaolin kan ibland vara riktigt löst och ibland bara en något vittrad del av berggrunden, så det är säkert inte konsekvent bedömt av brunnsborrarna.

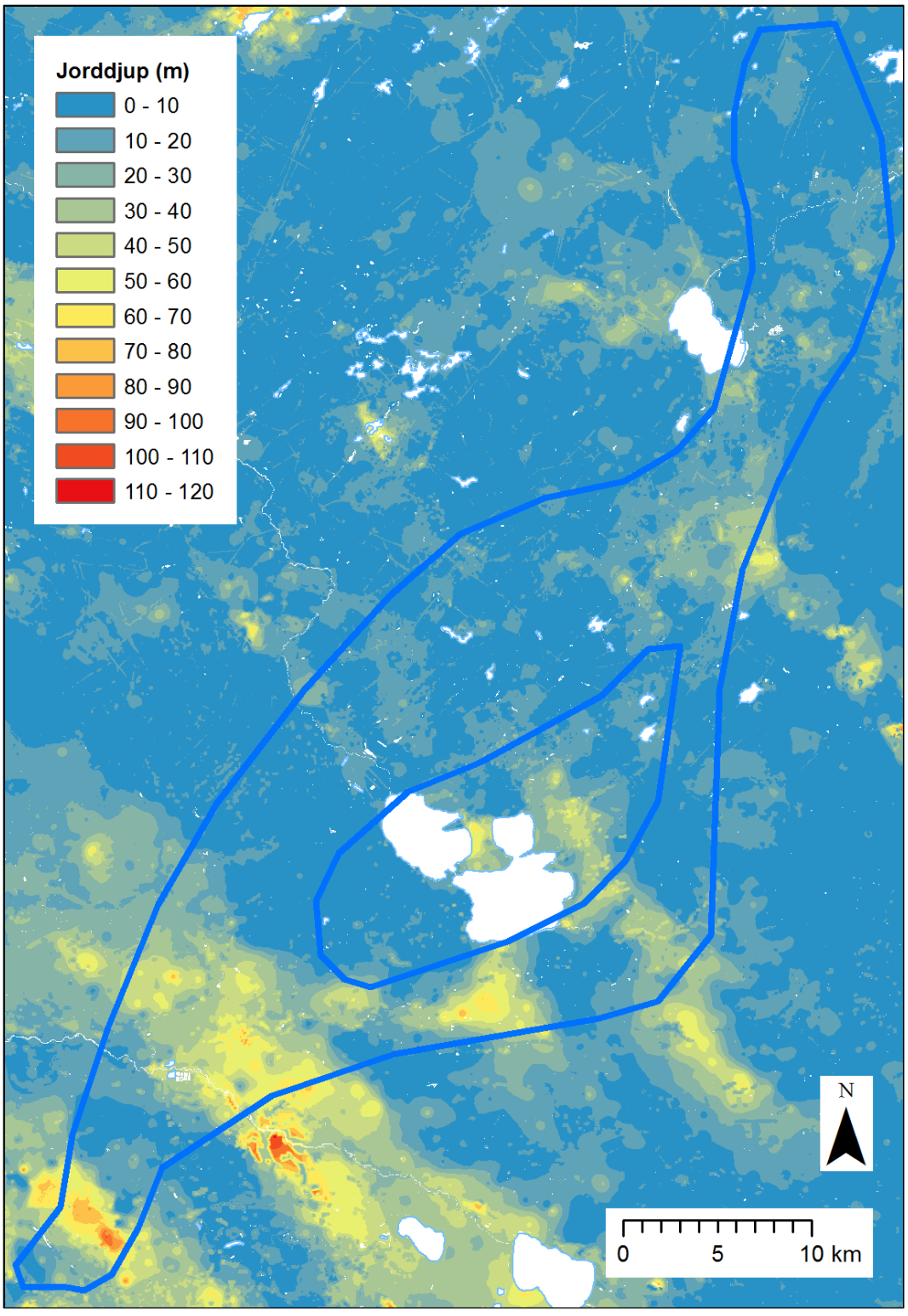
Morän

Morän är den jordart som täcker större delen av undersökningsområdet. Jordarten bildades genom att inlandsisen tog upp material från berggrunden och tidigare avsatta jordarter, transporterade det och krossade det. Materialet avsattes som jordarten morän, både vid botten av en aktiv is och genom framsmältning ur en dynamiskt mer eller mindre död is. Huvuddelen av moräntäcket avsattes under

den senaste istidens slutskede. I Skåne förekommer dock på flera ställen morän som avsatts under tidigare glaciala skeden.



Figur 1. Utsnitt ur jordartskartan med den yttre begränsningen för den lågbaltiska moränleran markerad som en blå tandad linje. Läget för sektion 1 och 2 är markerat med röda linjer och avgränsningen för utredningsområdet med svart linje.



Figur 2. SGUs jorddjupsmodell över utredningsområdet uppdaterad i december 2018.

Morän är en vanligen osorterad jordart, uppbyggd av alla kornstorlekar, från block till lerpartiklar. Moränen delas in efter lerhalten i vikts% av material mindre än 20 mm:

Lerfri morän (grusig, sandig, sandig-siltig) <5 % ler
Lerig morän (sandig, sandig-siltig) 5–15 % ler
Morängrovlera 15–25 % ler
Moränfinlera >25 % ler

Vanligen ligger moränen som ett relativt jämnt täcke på berggrunden och följer berggrundsformerna. Lokalt bildar dock moränen egenformer, vilkas utbredning och utseende beror av de olika processer som varit aktiva vid avsättningen. I Lund–Hässleholmsområdet förekommer kullig morän, moränryggar och drumliner. Dessa former beskrivs inom de olika delområdena nedan.

Isälvsavlagringar

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

De isälvssediment som förekommer i området är främst ryggformade avlagringar, rullstensåsar. Dessa kan omges av utbredda fält, platåer och kullar.

Finkorniga sediment

Finkorniga sediment innefattar jordarterna silt och lera, av såväl glacialt som postglacialt ursprung. De glaciala sedimenten bildades genom att de finkornigaste partiklarna transporterades ut i hav eller issjöar av smältvattnet från isen under istidens slutskede. Där kunde de avsättas på havs- eller sjöbottnen och bilda en jordart som vanligen kännetecknas av en växellagring av silt och lera.

Även under postglacial tid har finkorniga sediment avsatts i hav och sjöar. De postglaciala finkorniga havs- och sjösedimenten utgörs till stor del av omlagrade glaciala finkorniga sediment. De postglaciala finkorniga sedimenten saknar i regel tydlig varvighet (men är ibland skiktade) och kan innehålla organiskt material och molluskskal.

Postglaciala jordarter, torv och gyttja

Beteckningen *postglacial sand* omfattar sediment avsatta genom flera olika processer. Till denna grupp hör svallsand, sand som omlagrats av havsströmmar, en del fluviala sandiga sediment och även postglacial sand av oklart ursprung.

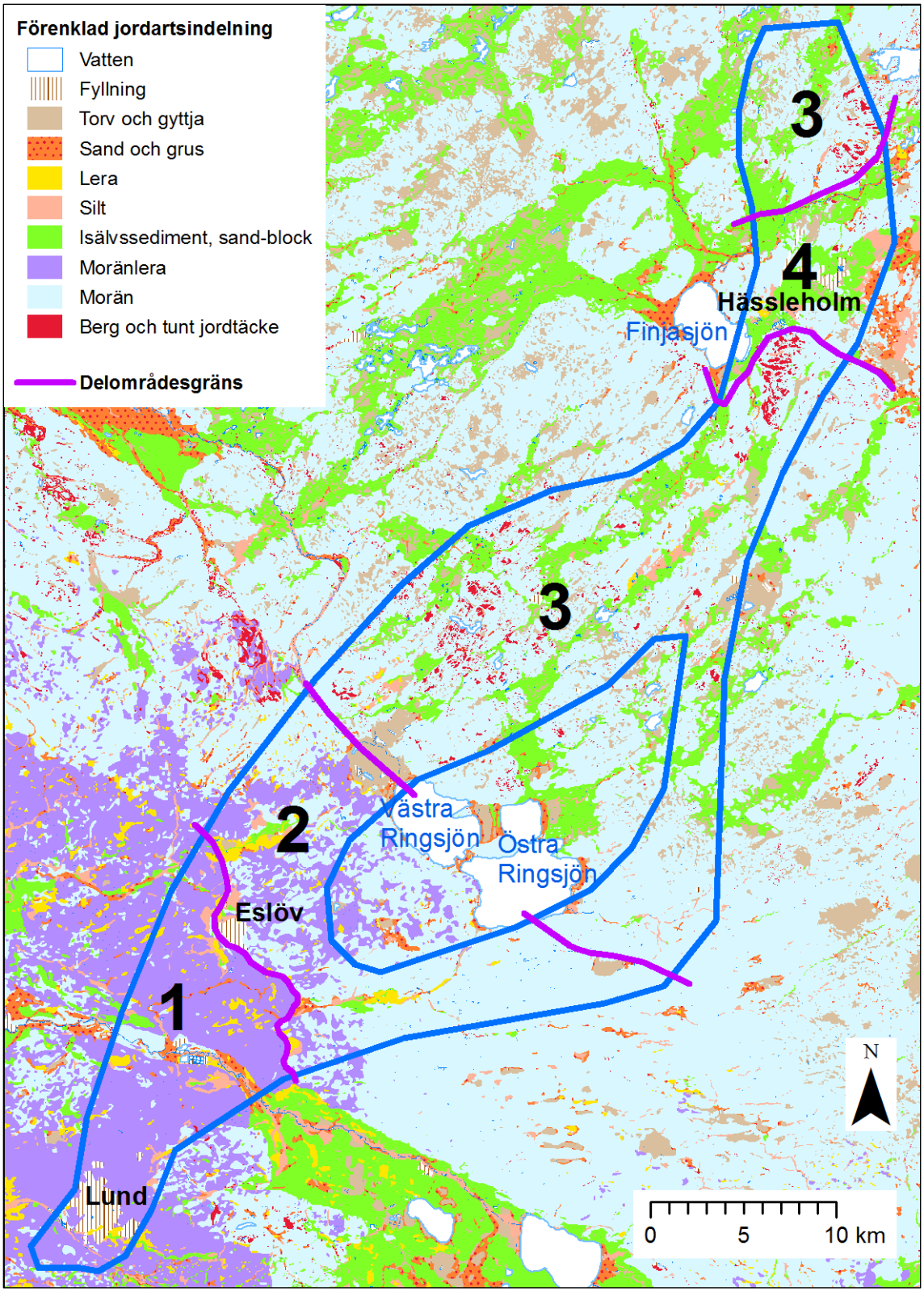
Svämsediment har bildats och bildas fortfarande utmed vattendrag och som deltan vid vattendragens mynning. Sedimenten avsätts vid översvämningar och bildar plana fält utmed vattendragen, ofta med bevarade torrlagda strömfåror. Svämsedimenten består huvudsakligen av sand och silt och innehåller en växlande halt organiskt material, främst växtrester.

Torv består av mer eller mindre nedbrutna växtdelar som bevarats i fuktig miljö. Torvmarker uppkommer genom igenväxning av sjöar eller genom försumpning i anslutning till källor eller på andra ställen där grundvattenytan ligger nära markytan. Torvmarkerna har indelats i mossar och kärr efter ytvegetationens sammansättning. På många ställen förekommer också tunt torvtäcke (<0,5 m) på annan jordart.

Gyttja består av finkorniga rester av döda organismer och avsätts på botten av sjöar eller grunda havsvikar. De gyttjiga sedimenten kan delas in i gyttja respektive lergyttja/gyttjelera. Gyttja har en organisk halt som är högre än 20 %. Lergyttja/gyttjelera har en organisk halt på 2–20 %. Dessa jordarter finns ofta nära markytan i områden som varit sjöar men som vuxit igen eller dikats ut.

Beskrivning av delområden och geologiska förutsättningar

De geologiska förhållandena varierar starkt i Skåne. Undersökningsområdet har därför delats in i fyra delområden med likartad berggrund, morfologi och jordartsfördelning (fig. 3).



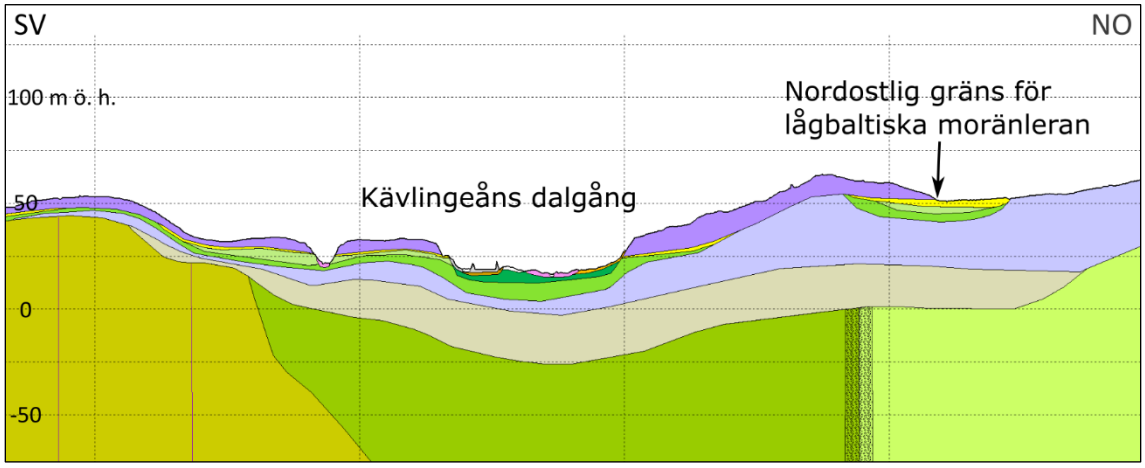
Figur 3. Översiktlig jordartskarta med indelning i delområden.

Område 1 – moränlera

Område 1 utgörs av den södra delen av undersökningsområdet, fram till den yttre (nordöstra) gränsen för den lågbaltiska moränleran. Denna gräns är inte markerad i jordartsdatabasen men syns i figur 1. Område 1 har en mer komplicerad stratigrafi än resten av undersökningsområdet,

vilket bäst illustreras i profilerna 1 och 2 (fig. 4). De mäktiga jordlagren i område 1 innebär att berggrunden går i dagen på väldigt få ställen. Utanför tätortsbebyggelsen är området helt dominerat av jordbruksmark.

Ytjordarten utgörs till största delen av den lågbaltiska moränleran (fig. 5). Den har en flack eller svagt böljande yta och är i regel en moränfinlera med hög lerhalt, ofta 20–30 %, men någon gång upp till 50 %. Även morängrovlera förekommer. Beteckningen ”lågbaltisk” är en gammal term inom skånsk kvartärgeologi och syftar på bergartsinnehållet. Partiklarna i denna moränlera utgörs till stor del av bergarter från Östersjösänkan. Kritkalksten och flinta dominerar, men även paleozoisk kalksten, sandsten och skiffer är vanligt förekommande, liksom olika typer av kristallint berg. Blockhalten i markytan är mycket låg.



Figur 4. Detalj ur sektion 2 som visar den ungefärliga lagerföljden vid den yttre begränsningen för den lågbaltiska moränleran (mörklila färg).

Figur 5. Moränfinleran inom området för den lågbaltiska moränen är ofta förhållandevis hårt konsoliderad.
Foto: Per Lindh, Trafikverket.

Moränleran är överkonsoliderad och brukar inte orsaka några stora geotekniska problem vid t.ex. vägbyggnad. Den kan dock bli flytbenägen och ställa till problem vid kraftigt regn. Enheten är mycket heterogen och skikt och linser av sorterad glacial lera, silt och sand förekommer rikligt.

Den lågbaltiska moränen är avsatt i en issjö och den underlagras därför ofta av issjösediment i form av glacial lera, silt och finsand (fig. 4). Sådana sediment finns också ofta precis utanför yttre gränsen för den lågbaltiska moränleran. Under moränleran påträffas också ofta lager av sorterad sand och grus. Sand- och gruslagren är i regel isälvssediment, issjösediment eller svallsediment och kan vara starkt vattenförande. Dessa lager är vanligen ganska tunna, upp till någon meter, men de kan också saknas helt. Mäktiga lager av isälvssediment finns dock t.ex. väster om Bosarp, där rullstensåsen Bosarps jär försvinner in under den lågbaltiska moränleran (fig. 6). Den påträffas som ett lager grus mellan de båda moränerna väster om morängränsen.

Under den lågbaltiska moränleran och eventuella sorterade sediment finns den s.k. nordostmorä-nen, en vanligen lerig sandig morän eller morängrovlera med lerhalter runt 10–20 %. Denna morän kan vara mycket mäktig och vilar ofta direkt på berggrunden, men den kan också under-lagras av äldre jordlager. Moränen är hård, kompakt och homogen. I dess överyta finns ofta en horisont av stenar och block som är vindslipade. Även iskilspolygoner har utbildats i ytan (Lager-lund 1987).

I Kävlingeåns dalgång är den lågbaltiska moränleran borteroderad genom erosion av smältvatten från Vombsänkan. Äldre lager går därför i dagen i dalgången, t.ex. nordostmorän och sorterade sediment av olika slag. Även yngre svämsediment har avsatts runt Kävlingeån. På några ställen går berggrunden i dagen, i form av små hällar av silurisk lerskiffer.

Figur 6. Rullstensåsen Bosarps jär, norr om Eslöv. Åsen omges av flacka fält med lergyttja. Foto: Kärstin Malmberg Persson.

Ovanpå den lågbaltiska moränleran finns små områden med oftast tunna issjösediment i form av glacial lera eller grovsilt-finsand. Även postglaciala jordlager i form av postglacial lera, kärrtorv och gyttja förekommer. Den intensiva uppodlingen och dräneringen av området har dock lett till att dessa lager delvis försvunnit genom oxidation och markberedning.

Område 2 – lerig morän på lerskiffer

Område 2 ligger nordost om den yttre gränsen för lågbaltisk moränlera. Området är flackt och ligger till största delen på berggrund som utgörs av silurisk lerskiffer. Även detta område är till största delen jordbruksmark, men moränen har här inte lika hög avkastning, så även betesmark och skog förekommer.

I markytan dominerar en morän, traditionellt kallad ”nordostmoränen”. Moränen har oftast lerig sandig eller sandig sammansättning, men även moränlera förekommer. Den is som avsatt moränen har kommit från ostlig–nordostlig riktning och moränen domineras av fragment av kristallin berggrund och lerskiffer. Moränen är oftast homogen, men skikt av grus, sand och silt förekommer. Blockhalten i markytan är låg till normal.

Till skillnad från den lågbaltiska moränleran har nordostmoränen ofta karaktäristiska ytformer, framför allt drumliner. Drumliner är långsträckta, ofta spolformiga, moränryggar som är parallella med isrörelseriktningen. De har bildats subglacialt under aktiv is. Drumlinerna i område 2 har en utsträckning i öst–väst eller ostnordost–västsydväst. Ett starkt drumliniserat område finns öster om Eslöv. Norr om detta område finns också några moränryggar med en utsträckning i nordnordväst–sydsydost, det vill säga vinkelrätt mot senaste isrörelseriktningen.

Moränen ligger oftast direkt på berggrunden och är i regel 0–15 m mäktig. Berg i dagen förekommer mycket sparsamt, men några små hällar av lerskiffer och diabas finns nordväst om Stehag.
I Pinedalen sydväst om Östra Ringsjön finns förekomster av lera som tolkats som glacial lera alternativt vittrad lerskiffer (Daniel 1999a). På några ställen finns stora jorddjup, framför allt söder om Östra Ringsjön. Det är troligt att där finns äldre jordlager under nordostmoränen.

Isälvsavlagringar förekommer sparsamt i område 2. Den mest framträdande är den markerade rullstensåsen Bosarps järˌ som försvinner in under den lågbaltiska moränleran i område 1 (fig. 6). Åsen består av stenigt grus, men innehållet av vittrad lerskiffer kan ge en viss lerhalt åt gruset. Åsen omges av utbredda flacka avlagringar av isälvssand och issjösediment. Den västliga delen av åsen, inom område 2, sticker upp som en låg rygg i ett område med gyttja och torv som avsatts i en fornsjö.

En hel del isälvsrännor framträder tydligt i lantmäteriets höjddata, framför allt i nordsluttningen söder om Ringsjöarna. De flesta av dessa börjar vid 100–120 m ö.h. och slutar vid ca 70 m ö.h. och är ibland nedskurna i lerskiffern. Större tappningsrännor är Pinedalen och Rönne å-dalen. Båda dessa har fungerat som utlopp för tidigare isdämda stadier av Ringsjön.

Postglaciala sediment förekommer relativt sparsamt i området. Postglacial sand har karterats framförallt vid Ringsjöarnas stränder och i några lågområden. Postglacial sand kan även ligga på ytor av torv.

Område 3 – morän och kristallin berggrund

Område 3 karaktäriseras av en mer ”normalsvensk” jordartsgeologi. Området ligger över HK och domineras av sandig morän och isälvsavlagringar.

Den dominerande jordarten är morän som vilar direkt på berggrunden. Moränen är i regel högst 15 m mäktig men är ofta tunn eller saknas så att berget går i dagen. Stora jorddjup finns framför allt vid och öster om Sösdala.

Moränen är i regel sandig och har en normal blockhalt i markytan. Den har karaktäristiska ytformer, främst drumliner och kullig morän (moränbacklandskap). Drumliner förekommer framför allt i högre liggande terräng och kan vara stora lidmoräner eller mindre former. De har en utsträckning från nordost och visar på en sista isrörelse från denna riktning.

Kullig morän är mycket vanligt och har troligen avsatts i dynamiskt död is, s.k. dödis. Ofta finns en relativt stor andel sorterade sediment i denna moräntyp, liksom övergångsformer mellan morän och isälvssediment.

I område 3 finns rikligt med isälvsavlagringar. De följer i regel terrängens lågpartier och har en utsträckning i sydväst–nordost, dvs. i samma riktning som den senaste isrörelsen. De flesta avlagringarna har en åsrygg med grovt stenigt grus i den centrala delen vilken omges av utbredda avlagringar av grus och sand. De utbredda avlagringarna är ofta småkuperade, vilket är typiskt för sediment avsatta i dödismiljö.

De största isälvsavlagringarna i område 3 är Höörås en och Norra Rörumsåsen samt Farstorpsåsen i den del av område 3 som ligger norr om Hässleholm.

I dalgången mellan Tjörnarp och Norra Mellby och vid Store mosse finns även issjösediment i form av lera, silt och finsand. Dessa sediment har delvis påträffats under ett lager av morän (Ringberg 1986).

Större torvmarker finns inom utredningsområdet framför allt i detta delområde. Rönneholms mosse och Ageröds mosse är igenväxta fornsjöar belägna kring Rönne å precis efter utloppet från Ringsjön. Store mosse, Lille mosse och Norra Mellby mosse ligger öster om Sösdala och Norra Mellby. På alla dessa mossar har det brutits torv. Torvmäktigheten varierar mellan 1,5 och 7,5 m (Ringberg 1986) och under torven finns ofta 1–2 m gyttja.

Område 4 – isälvsavlagringar och issjösediment under högsta kustlinjen

Område 4 utgörs av Kristianstadsslättens västligaste del vid Hässleholm och Finjasjön. Området ligger under högsta kustlinjen och domineras av utbredda fält av sand samt morän och en del berghällar i högre liggande partier. Lite glacial lera och silt förekommer också och kan även finnas under en del av sanden.

Moränen är till allra största delen sandig. Den har ställvis påverkats av svallning i ytan. På begränsade områden har lerig eller siltig morän påträffats, vilket bör bero på inslag av kalksten eller kaolin i moränen. Moränen är ofta mer eller mindre kullig i närheten av isälvsavlagringarna och innehåller då ofta lager av sorterade sediment.

Isälvssedimenten kan delas upp i två delområden. Hässleholm–Röinge–avlagringen, i och öster om Hässleholm, består mest av flacka, huvudsakligen sandiga, fält och kullar samt en ås som sträcker sig från Finjasjön genom Hässleholm. Ballingslövsåsen är ett stråk med isälvssediment som följer och har fyllt ut det mesta av dalgången längs Almaån upp till Ballingslöv och vidare mot Hästveda (norr om utredningsområdet). Avlagringen utgörs av åsar, kullar och dalfyllnad och består av grusiga, sandiga och delvis blockiga sediment som kan vara upp till 35 m mäktiga (Daniel 1999b).

Då området ligger under högsta kustlinjen finns även en del postglacial sand, som delvis kan vara svår att skilja från isälvssand. Det kan under denna på sina ställen finnas lera och torv.

BERGGRUND

Utredningsområdet inkluderar såväl fanerozoiskt sedimentärt berg som prekambriskt kristallint berg. Befintliga berggrundsdata i området utgörs av flera äldre kartbladsvisa karteringar och omfattar del av kartområdena 3D Kristianstad SV (Wikman & Sivhed 1993a), 2D Tomellilla NO (Erlström m.fl 2004) och 2C Malmö NO (Sivhed m.fl 1999). Mindre områden finns på de angränsade kartområdena 3C Helsingborg SO (Wikman m.fl 1993), 3D SO (Kornfält m.fl 1978), 3D NV (Wikman & Sivhed 1993b), och 3D NO (Wikman m.fl 1983). Kartbilden i denna rapport är en uppdaterad tolkning, baserad på nya geologiska observationer och insamlade geofysiska data, i kombination med det äldre materialet. Uppdatering av geologiska data för det sedimentära berget har utförts av Mikael Erlström och Linda Wickström och för den kristallina berggrunden av Ulf Bergström, Lena Lundqvist och Susanne Grigull (spröda strukturer i urberget). Geofysiker var Johan Jönberger, Cecilia Jönsson och Carl-Axel Triumf.

Metodik

Möjligheten att studera berggrunden är relativt begränsad då stora ytor av sammanhängande jordtäcke och jordbruksmark dominerar. Förekomsten av kalt berg är begränsad och ofta kopplad till enskilda höjdområden, t.ex. Göingeåsen söder om Hässleholm. Detta gäller framför allt de sedimentära bergarterna i de södra delarna av utredningsområdet. Den insamlade informationen består här huvudsakligen av uppgifter från borrningar, brunnsuppgifter och geofysik.

Inför denna rapport har befintliga data även fått en modern nomenklatur. Vid uppdateringen av det äldre geologiska materialet har ett antal hällar återbesökts och en jämförelse har gjorts mellan de nya geologiska observationerna och den äldre karttolkningen.

Vid undersökning av berghällar i fält noteras först och främst bergart och strukturinformation. Detta görs utifrån en visuell uppskattning av mineralinnehåll, färg, kornstorlek och omvandlingsgrad. Bergartens strukturella särdrag (gnejsighet. stänglighet, veckaxel, skjuvzoner och sprickor) mäts med kompass. Bergartens magnetiska egenskaper mäts med en susceptibilitetsmätare så att jämförelse kan göras med det flygmagnetiska underlaget. Observationen dokumenteras vanligen med ett fotografi.

Den bergartsindelning som visas i den tolkade kartbilden bestäms av bergartens mineralogiska och geokemiska sammansättning och ålder. I områden med god blottningsgrad har de tolkade bergartsgränserna i denna rapports kartskisser generellt en teknisk ritnoggrannhet på ca 50 m.

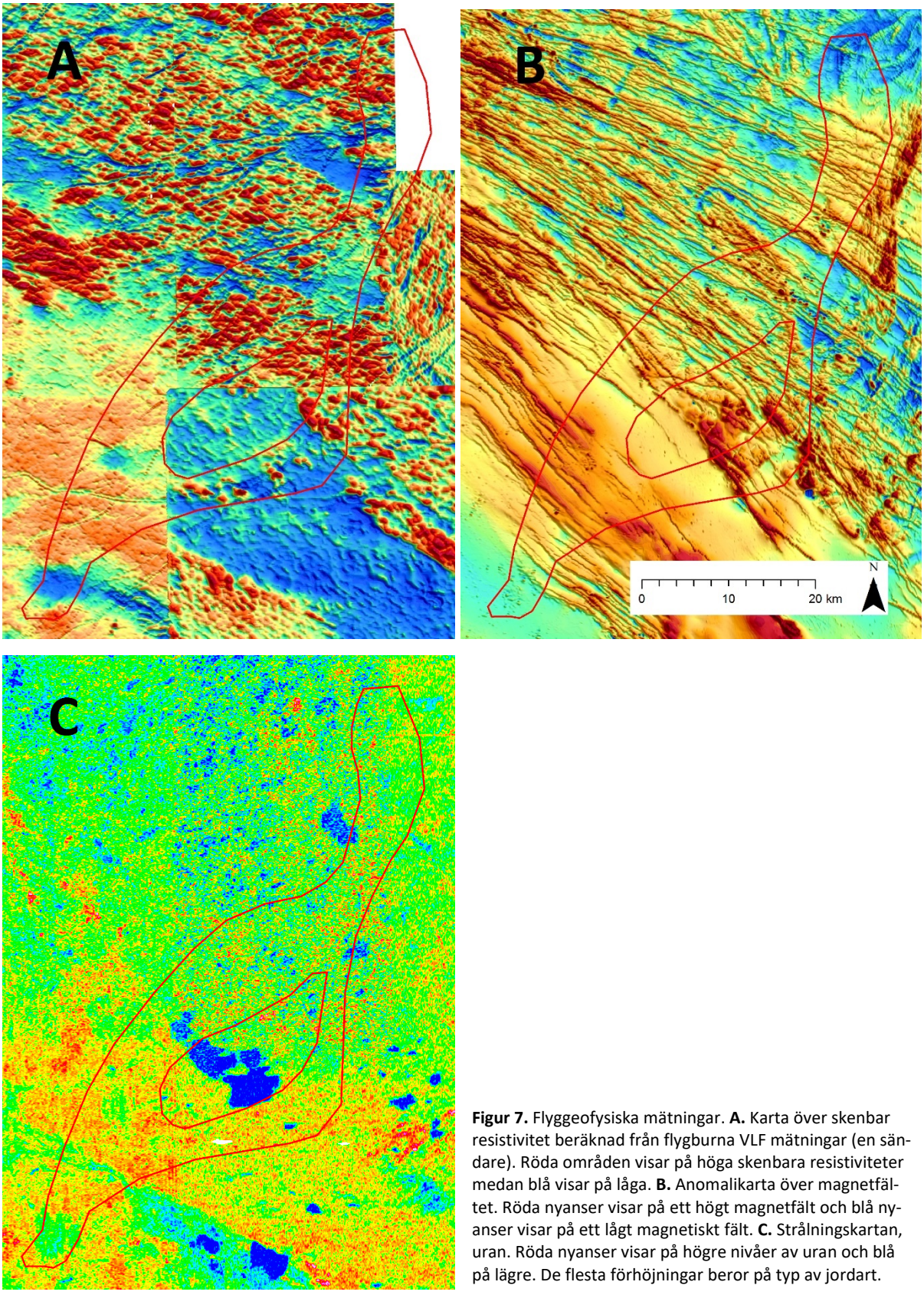
Geofysik

Geofysiska flygmätningar täcker hela utredningsområdet och utfördes i omgångar mellan 1972 och 1996. De innefattar mätning av det elektromagnetiska fältet i VLF (*Very Low Frequency*) (fig. 7A), det jordmagnetiska fältets totalintensitet (fig. 7B), samt markens naturliga gammastrålning (fig. 7C).

Elektromagnetiska data (VLF-data) ger värdefull information om den elektriska ledningsförmågan i marken och utgör ett utmärkt underlag för identifiering av spröda, brantstående deformationszoner (vatten- och lerfyllda svaghetszoner). I elektromagnetiska data framträder vattenförande sprickzoner i berggrunden som lågresistiva linjära anomalier (blå färgnyans i figur 7A). 1996 genomfördes VLF-mätning med två sändare vilket möjliggör riktningsoberoende tolkning.

Den magnetiska kartbilden (fig. 7B) kan ge information om bergarters utbredning och strukturella mönster. Det beror på att lokala variationer i magnetfältet kan kopplas till bergarternas varierande magnetiska egenskaper och halten magnetit. I det aktuella området har dessutom magnetit växt till under metamorfos och deformation. Det magnetiska mönstret följer i det fallet inte bergartssammansättningen utan det strukturella mönstret. Det visar sig också vid magnetiska mätningar på

häll att de magnetiska egenskaperna kan variera stort inom en och samma bergart. Sprickzoner i berggrunden framträder ofta i flygmagnetiska data som lågmagnetiska linjära anomalier på grund av omvandling (oxidation) av magnetit till hematit. Förskjutningar i det magnetiska mönstret kan därför indikera spröd deformation i berggrunden.



Figur 7. Flyggeofysiska mätningar. **A.** Karta över skenbar resistivitet beräknad från flygburna VLF mätningar (en sändare). Röda områden visar på höga skenbara resistiviteter medan blå visar på låga. **B.** Anomalikarta över magnetfältet. Röda nyanser visar på ett högt magnetfält och blå nyanser visar på ett lågt magnetiskt fält. **C.** Strålningskartan, uran. Röda nyanser visar på högre nivåer av uran och blå på lägre. De flesta förhöjningar beror på typ av jordart.

Den flygmagnetiska kartan i utredningsområdet domineras av långa linjära anomalier i västnordvästlig–ostsydostlig riktning som orsakas av en svärm diabasgångar.

Mätning av markens gammastrålning ger en bild av hur de naturligt förekommande radioaktiva isotoperna av kalium, uran och torium är fördelade i det översta skiktet av jordtäcket eller berggrunden. Mätningarna är användbara vid berggrundskarteringen för att skilja mellan olika bergarter, men också för att identifiera områden med risk för förhöjda radonvärden eller områden där bergmaterial riskerar att ha höga halter av gammastrålande radionuklider. Inom urberget i utredningsområdet har inga berggrundsområden lokaliserats som skulle kunna ha förhöjda nivåer (fig. 7C).

Data från flygmätningar verifieras genom uppföljning i fält med handburna instrument och i laboratorium på representativa, insamlade prover. Markmätningarnas huvudsakliga syfte är att följa upp anomalier, dvs. att knyta dem till olika bergarter eller strukturer samt att ge detaljbilder för beräkningar av tredimensionella geologiska modeller. I fält görs mätningar på häll av magnetisk susceptibilitet och gammastrålning (som ger bergets halter av kalium, uran och torium).

I fält görs också profilmätningar av viktiga strukturer. För att studera djup till berg och detaljer i sprickzoner kan t.ex. resistivitetsmätningar användas. För att urskilja detaljer i mer komplexa magnetiska strukturer görs profilmätningar med magnetometer.

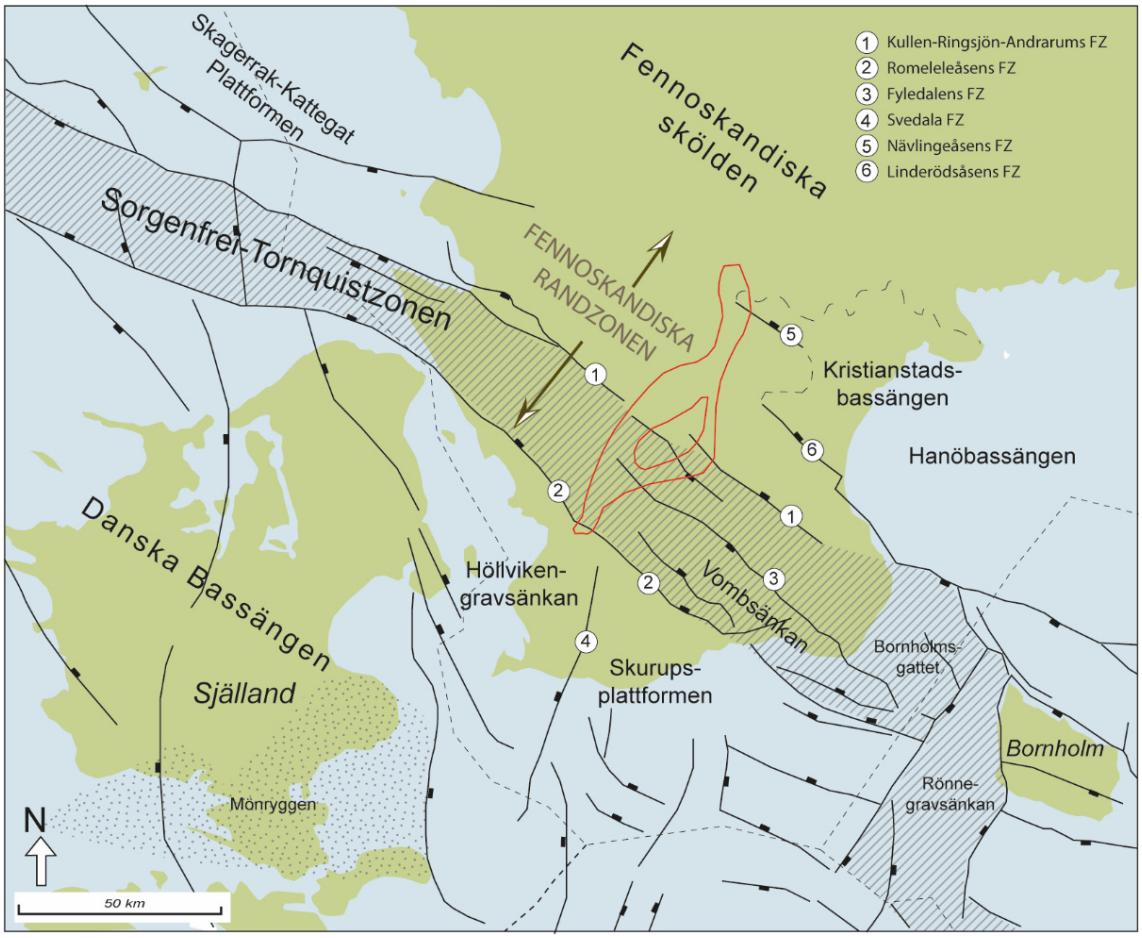
Den sedimentära berggrundens strukturella uppbyggnad

Den strukturella uppbyggnaden och uppdelningen av den skånska berggrunden, som den ser ut idag, är främst ett resultat av geologiskt sett relativt unga tektoniska rörelser i jordskorpan som skett i samband med händelser under fanerozoisk tid. I stora delar av Skåne överlagras det kristallina urberget av sedimentär berggrund. Generellt utgörs berggrundsytan av prekambriskt urberg i de norra delarna av Skåne och på de skånska urbergshorstarna medan sedimentär berggrund till olika grad överlagrar urberget inom övriga delar.

Skåne ligger på den sydvästra kanten av den Fennoskandiska urbergsskölden, inom den s.k. Fennoskandiska randzonen som avgränsar tektoniskt stabila urbergsområden i norr och yngre geologiska provinser i söder. Randzonen kännetecknas av ett antal djupgående förkastningszoner som tvärar Kattegatt och Skåne, däribland den regionala Sorgenfrei–Tornquistzonen som sträcker sig från norra Jylland till Rönnegravsänkan i Bornholmsgattet (fig. 8). Zonen har sedan paleozoikum utgjort en svaghetszon på kanten av den Baltiska plattan där de ingående förkastningszonerna vid upprepade tillfällen reaktiverats. Zonen avgränsas av Romeleåsens förkastningszon i sydväst och Kullen–Ringsjön–Andrarums förkastningszon i nordost. Utredningsområdet mellan Hässleholm och Lund tvärar båda dessa större förkastningszoner och berggrund med mycket skiftande uppbyggnad och ålder.

Skånes berggrund påverkades under fanerozoikum av såväl tension som kompression vilket resulterat i ett komplext förkastningsmönster. De större rörelserna har i huvudsak skett i de regionala nordvästligt orienterade förkastningszonerna. Dessa har ursprungligen varit normala förkastningar, initierade under paleozoikum, men där kompression i jordskorpan och reaktivering av dessa under yngre krita gjort att äldre berggrund skjuvats upp över yngre. Detta är väl dokumenterat från borrningar och geofysik i anslutning till bl.a. Romeleåsens och Fyledalens förkastningszoner (fig. 9).

Laterala rörelser utmed dessa förkastningar har även resulterat i nord–sydligt och nordost–sydvästligt orienterade normala extensionsförkastningar. De laterala rörelserna har också, där förkastningarna böjer av, resulterat i lokala gravsänkor och upphöjda mindre horstar inom förkastningszonerna. Flera sådana exempel finns utmed Fyledalens förkastningszon som utgör Vombsänkans nordöstra avgränsning, exempelvis vid Tängelsås (Sivhed 1991, Erlström 2009).



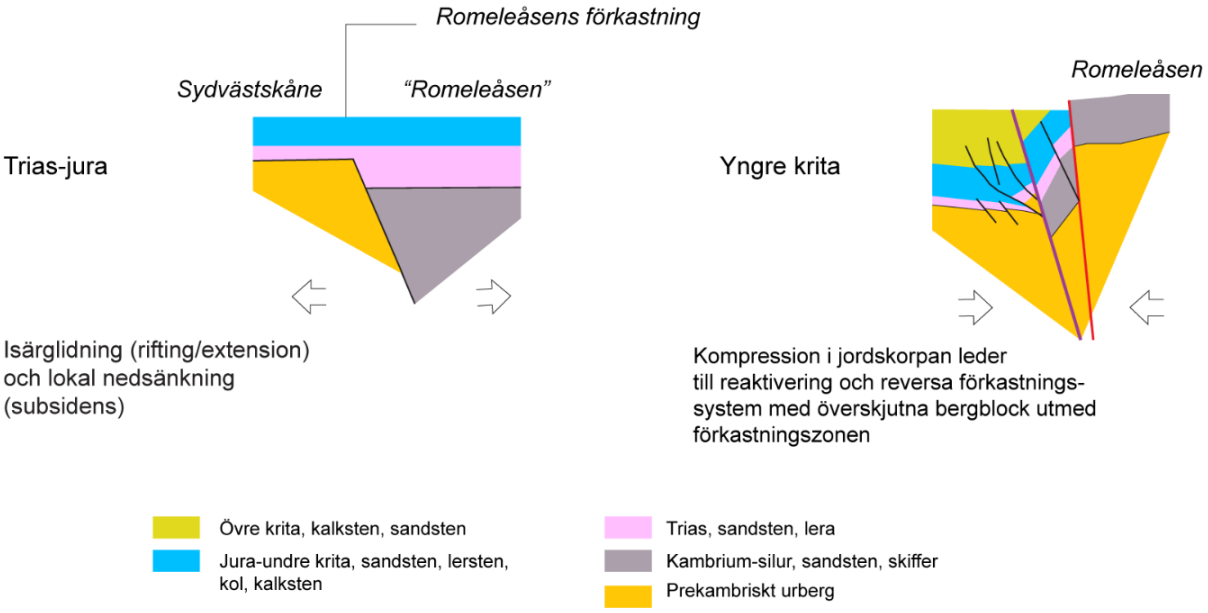
Figur 8. Karta som schematiskt illustrerar de huvudsakliga fanerozoiska strukturelementen i Skåne och Danska Bassängen. Utredningsområdet Hässleholm–Lund är markerat i rött.

Den fanerozoiska strukturella utvecklingen kan delas in i följande faser:

- Kambrium–silur; successivt tilltagande sedimentmäktigheter på södra kanten av Baltiska plattan, normalförkastningar bildas i Skåne.
- Ordovicium–silur; Kaledonisk deformation söder om Skåne.
- Äldsta Silur–yngsta devon; Skåne utgör ett höjdområde, kontinentala avsättningsmiljöer.
- Yngsta karbon–äldsta perm; Pangea bildas, tension, vulkanism, diabaser, Variskiska orogenesen.
- Trias–jura; riften i centrala Nordsjön bildas och leder till extension och nedförkastade berg-block i Sorgenfrei–Tornquistzonen.
- Mellersta jura; vulkanism i centrala Skåne, basalter och tuffer.
- Yngre krita; inversion, Alpina orogenesen, upphöjning av Sorgenfrei–Tornquistzonen.
- Neogen höjning av Fennoskandia, erosion.

De upprepade tektoniska händelserna har resulterat i en mosaik av bergartsområden med stora skillnader i stratigrafisk representation. Differentierade vertikala och laterala rörelser av olika bergblock har lett till att samma område tidvis varit utsatt för erosion och tidvis varit område med deposition. Rörelserna har också starkt influerat avsättningsmiljöerna för den sedimentära berg-grunden.

Översiktliga beskrivningar av den tektoniska utvecklingen i Skåne med omgivningar finns i Erlström & Sivhed (2001), Norling & Bergström (1987), Thomas m.fl. (1993), Erlström m.fl. (1997) och Vejbæk (1997).



Figur 9. Schematisk illustration av Romeleåsens förkastningszons strukturella uppbyggnad och bildning (modifierad efter Erlström 2002).

Utvecklingshistoria, kambrium–paleogen

Skåne var under kambrisk och ordovicisk tid täckt av ett epikontinentalt hav. Inledningsvis (i äldsta kambrium) avsattes grovklastiska sediment som idag bildar Hardebergaformationens sandstensdominerade lagerserie. Sedimentationen fortsatte med mindre avbrott under hela kambrium och ordovicium vilket återspeglas i en relativt enhetlig och jämntjock lagerserie med skiffrar, slamstenar och kalkstenar.

I samband med förstadierna till den kaledoniska orogenesen sjönk Skåne och den Fennoskandiska randzonen, samtidigt som allt mäktigare sekvenser med siluriska avlagringar avsattes mot den Kaledoniska deformationsfronten söder om Skåne i ost–västlig riktning längs den tyska Östersjökusten. I Skåne är den siluriska lagerföljden med skiffrar och slamstenar uppemot 1000 m mäktig i Colonusskiffertråget (Bergström 1984). I samband med nedsänkningen och pålagringen av stora sedimentmäktigheter påverkades södra Baltica av tension. Detta medförde att bl.a. Kullen–Ringsjön–Andrarums förkastningszon aktiverades. Förekomst av tunna bentonitlager i den ordoviciska och siluriska berggrunden indikerar perioder med vulkanism i anslutning till den Kaledoniska Deformationsfronten. Vulkanismen har sitt ursprung i plattkollisionen mellan Baltica, Laurentia och Avalonia. Kollisionen inleddes under yngre ordovicium och deformationen pågick under ca 100 miljoner år från äldre ordovicium till yngre devon (Meissner m.fl. 1994). I övergången mellan silur och devon bildades ”Old Red Continent” som gjorde att merparten av Skåne utgjorde ett höjdområde under yngre paleozoikum.

Under yngre paleozoikum skedde en omfattande erosion samtidigt med tension och uppsprickning, vilket ledde till att bl.a. Fyledalens förkastningszon initierades. Sprickzonerna beredde också väg för uppträngning (intrusion) av basisk magma som bildade nordvästligt orienterade brantstående diabasgångar.

Under perioden devon–mellersta trias utgjorde stora delar av Skåne fortsatt ett upphöjt landområde. Tension i jordskorpan under yngre trias resulterade i en nerförkastning av Colonusskiffertråget. I tråget bildades under yngsta trias upp till ett par hundra meter röda och gröna dåligt sorterade avlagringar (lera, konglomerat och sandsten) motsvarande Kågerödsformationens bergarter. I dag finns enbart rester av dessa bergarter bevarade, eftersom de borteroderades i samband med upphöjning av området under yngre krita–paleogen och neogen.

Efter en relativt lugn tektonisk period under rät–yngre jura påverkades området på nytt under mellersta jura av magmatisk aktivitet vilket innebar intensiv vulkanism i Centralskåne. Lokala förekomster av basalt och vulkaniska tuffer påträffas på flera platser i centrala Skåne.

Kompression i jordskorpan under yngre krita och tertiär till följd av den Alpina orogenesen i Mellan- och Sydeuropa resulterade i en upphöjning (inversion) av Sorgenfrei–Tornquistzonen och en reaktivering av de större förkastningszonerna. Det upphöjda Colonusskiffertråget och centrala Skåne utsattes för omfattande erosion. Berggrundsrörelserna under framförallt krita–tertiär tid resulterade i en mer eller mindre fullständig erosion av den sedimentära berggrunden på Linderödsåsen. Rester av paleozoisk och triassisk berggrund finns framförallt utmed Linderödsåsens sydvästra avgränsning mot Kullen–Ringsjön–Andrarums förkastningszon. Inversionen (upphöjningen av tidigare nedsänkta områden) skedde troligen i flera olika faser under yngre krita till äldre tertiär (maastricht–paleogen). I samband med detta sjönk området nordost om Linderödsåsens och Nävlingenåsens förkastningar och Kristianstadsbassängen bildades. Även sydvästra Skåne sjönk och kom att utgöra en del av Danska Bassängen. Under neogen tid påverkades hela området ytterligare av erosion till följd av en regional upphöjning av Skandinaviens sydvästra delar (Japsen m.fl. 2015).

Beskrivning av den sedimentära berggrunden

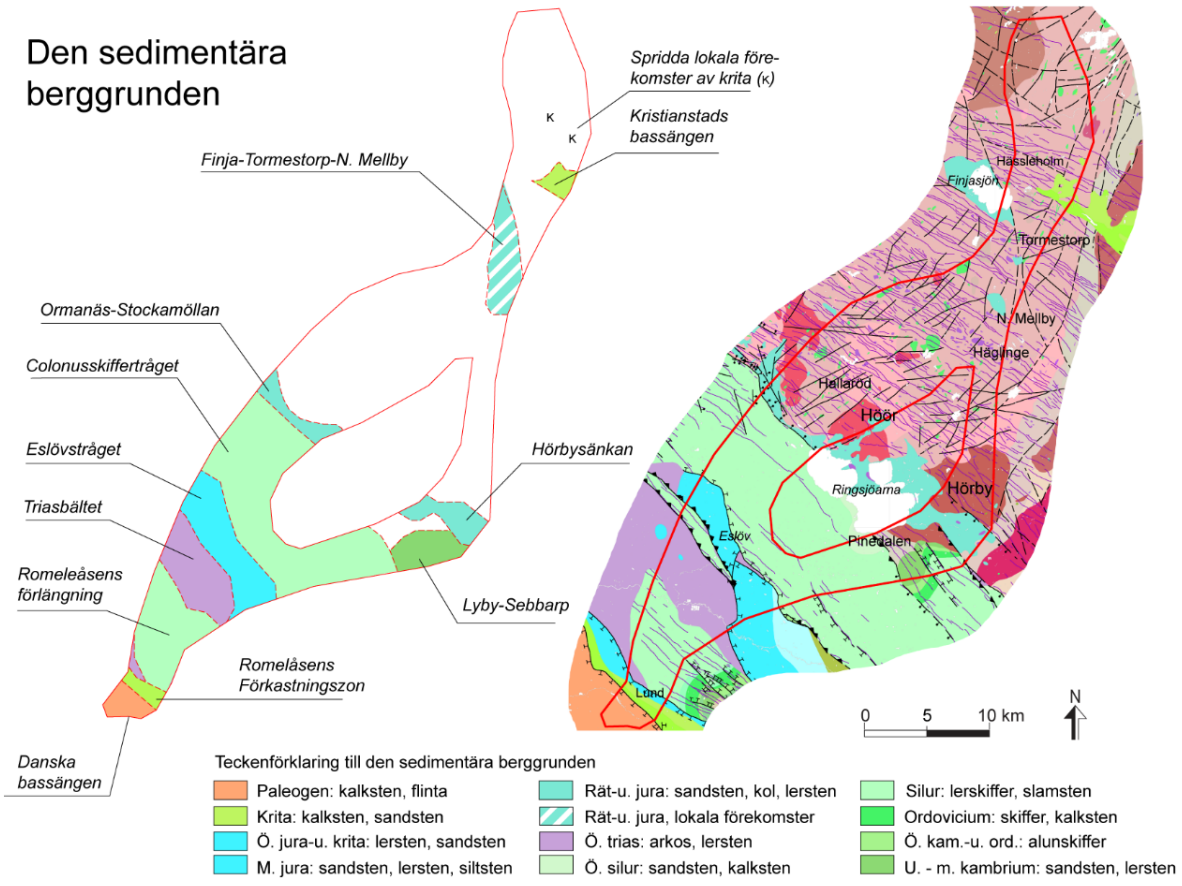
Områdets sedimentära berggrund är till merparten täckt av mäktiga kvartära avlagringar. Berggrundsblottningar påträffas främst i bäckraviner, t.ex. Kävlingeån med blottningar av triassiska Kågerödslager och Bråån med silurisk skiffer och slamsten (fig. 10a), samt utmed Östra Ringsjöns sydöstra strand och i Pinedalen där övre siluriska Öved-Ramsåsalager finns blottade. I Stenskogen, Ormanäs och Stanstorp finns också ett antal blottningar med undre jurassisk Höörsandsten i nedlagda stenbrott (fig. 10b). Därför baseras sedimentberggrundens utbredning och

Figur 10. Exempel på berggrundsblottningar av; **a)** undre jurasssisk kvartssandsten, Höörsandsten i nedlagt stenbrott i Stanstorp, sydsydväst om Höör (6197561 N/406149 O), **b)** silurisk Colonusskiffer utmed Brååns dalgång vid Rövarekulan (6183929 N/406049 O). Foto: Mikael Erlström.

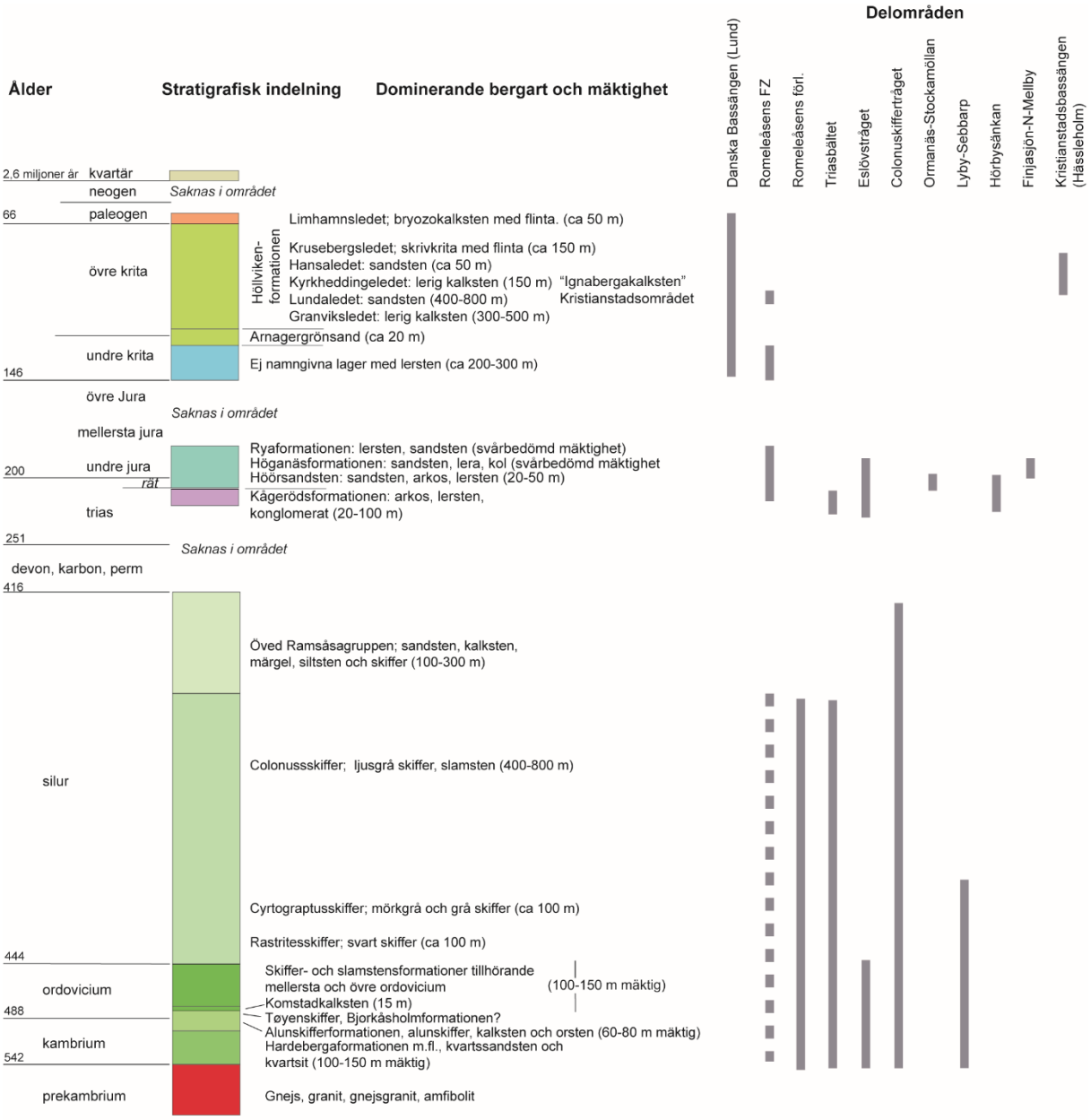
uppbyggnad i huvudsak på information från brunnsborrningar, äldre undersökningsborrningar och geofysisk information. Berggrundsbeskrivningen av området baseras även på SGUs tidigare beskrivningar och kartor i serie Af (1:50 000).

Sydvästra halvan av utredningsområdets ytnära berggrund består nästan uteslutande av sedimentär berggrund, vilken här delas in i ett antal delområden med särskiljande stratigrafisk representation och uppbyggnad (fig. 11). Förutom det större sedimentära berggrundsområdena påträffas mindre områden med jurassisk berggrund kring Finja–Tormestorp–N. Mellby och kritberggrund öster om Hässleholm samt som små isolerade förekomster kring Ballingslöv. Figur 12 visar en översikt av den sedimentära berggrundens stratigrafiska indelning, ålder och representation inom de olika delområdena som beskrivs i texten nedan.

Danska Bassängen: Ett litet område i den sydvästligaste delen av utredningsområdet tillhör strukturgeologiskt den västligaste delen av Danska Bassängen. Den sedimentära berggrunden är här ca 2000 m mäktig och domineras av kalksten och märgelsten av krita till paleogen ålder tillhörande Höllvikenformationen. Överst består berggrunden av ca 50 m med ljusgrå kalksten (Limhamnsledet, äldsta paleogen) följt av ca 150 m med gråvit skrivkrita (Krusebergsledet, övre maastricht) med varierande halt av gråsvart flinta. Under dessa följer ett ca 50 m mäktigt avsnitt med porös och permeabel sandsten (Hansaledet, mellersta maastricht). Under ca 250 m djup följer en ca 150 m mäktig sekvens med lerig kalksten (Kyrkheddingeledet, undre maastricht) som överlagrar en uppemot 800 m mäktig sandstensdominerad sekvens (Lundaledet, övre santon–campan). Därunder påträffas bergartsled som domineras av lerig kalksten (Granviksledet, coniac–turon). Närmast överlagrande berggrunden påträffas 200–300 m med lersten och sandsten tillhörande undre krita. Dessa lager är förutom Arnagergrönsanden litostratigrafiskt inte namngivna, dvs. litostratigrafiskt definierade. Jordlagren är i området mellan 10 och 30 m mäktiga.



Figur 11. Figuren visar ett utsnitt ur berggrundsdatabasen (höger) och indelningen av de sedimentära berggrundsområden som beskrivs i texten. Observera att färgerna på kartan till vänster representerar dominerande stratigrafisk enhet inom de olika delområdena.



Figur 12. Schematisk sammanställning av den sedimentära berggrundens ålder, stratigrafiska indelning, bergarter och förekomst inom undersökningsområdets olika delar.

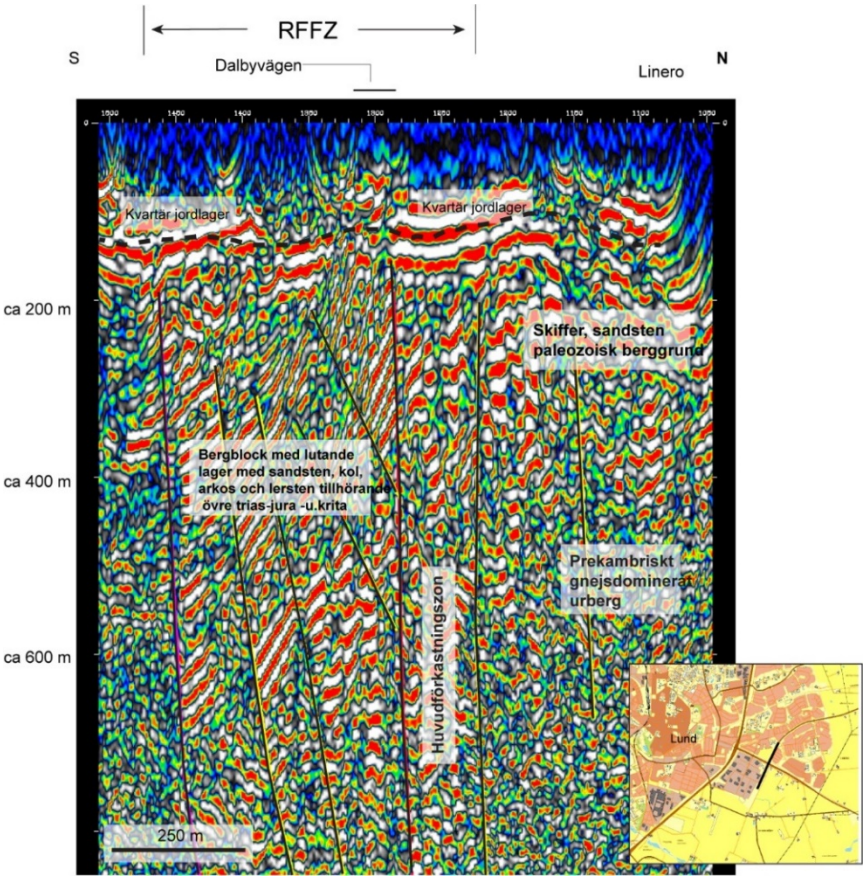
Romeleåsens förkastningszon: Inom en 1–2 km bred zon påträffas berggrund av mycket varierande ålder och sammansättning. Till följd av kompression av jordskorpan under yngre krita har berggrund som tidigare bildats i ett bassängområde norr om förkastningszonen skjuvats upp så att dessa lager idag påträffas i hängande bergblock förkastningszonen (jfr. fig. 9). Anmärkningsvärt är att den stratigrafiska representationen i dessa kraftigt vinklade bergblock är helt skild från den som finns närmast sydväst om förkastningszonen. I förkastningszonen, som i litteraturen även benämns som förkastnings- och flexurzonen, påträffas undre jurassisk berggrund (Höganäs- och Ryaformationerna) bestående av lersten, sandsten, kol och siltsten samt arkos och lersten tillhörande den triassiska Kågerödsformationen. I vissa block påträffas även paleozoisk berggrund. Uppbyggnaden är relativt väl känd från djupborrningar och seismiska undersökningar som Lunds Energi AB utförde i början på 2000-talet strax öster om Lund. Samtliga dessa berggrundsenheter påträffas diskordant under de kvartära jordlagren inom förkastnings- och flexurzonen. I den sydvästligaste delen av förkastningszonen överlagras dessa brantstående lager av Lundasandstenen

(övre krita). Neogen upphöjning av Skåne har resulterat i att även dessa lager skurits av och utgör lokalt berggrundsytan inom zonen. I sydöstra delarna av Lund bekräftar äldre brunnsborrningar förekomst av Lundasandsten direkt under jordlagren (Brotzen 1942).

Utbredningarna av de ovan nämnda formationerna och leden är inte i detalj kända inom zonen då informationen nästan uteslutande kommer från brunnsborrningar. Förutom de regionala nordväst-orienterade första ordningens förkastningar är berggrunden lokalt även uppdelad i mindre berg-block av andra och tredje ordningens förkastningar i nordost–sydväst och nord–syd. Ett exempel på hur komplext uppbyggd berggrunden kan vara illustreras i en seismisk profil som skär zonen i östra delen av Lund (fig. 13).

Uppgifter i brunnsborrningar från södra Lund anger jordlagermäktigheter som är 50–70 m. Dessa uppgifter är sannolikt mycket osäkra eftersom det är svårt att skilja jordlagren från den dåligt konsoliderade leriga och sandiga mesozoiska berggrunden inom zonen.

Romeleåsens förlängning: Nordost om Romeleåsens förkastningszon påträffas ett relativt homogent område med paleozoisk berggrund som i de övre delarna består av silurisk ljusgrå lerskiffer och karbonatrik slamsten (Colonusskiffer). Enheten är i området uppemot 600 m mäktig. Mäktigheten tilltar åt nordväst. Området utgör en nordvästlig utlöpare av Romeleåsen. Den siluriska berggrunden överlagrar ca 125 m med ordoviciska skiffer- och kalkstensformationer och ca 200 m med alunskiffer (Alunskifferformationen) och kambrisk sandsten (Hardebergaformationen) som i sin tur överlagrar det prekambriska urberget. Berggrunden är genomsatt av ett flertal nordvästligt orienterade förkastningar och diabasgångar. Förkastningsrörelserna har gjort att lagrens stupning och riktning kan variera kraftigt mellan olika bergblock. Skiffern är spröd och i anslutning till svaghetszoner i berggrunden kan den vara kraftigt uppsprucken. Berggrunden i området var före inversionen i yngre krita och paleogen täckt av mäktiga yngre berggrundslager som borteroderats. Jordlagren är oftast mindre än 10 m mäktiga.



Figur 13. Seismisk profil i östra delen av Lund som korsar Romeleåsens förkastnings- och flexurzon (RFFZ) och som exemplifierar den komplexa uppbyggnaden med flera mindre förkastningsavgränsade bergblock med lutande lager med sedimentär berggrund.

Triasbältet: Detta område utgör en del av ett större område med triassisk berggrund som sträcker sig åt nordväst från Lund till Kågeröd–Svalöv–Söderåsen. Berggrunden domineras av röd och grön lera/lersten men består även av röd och grön, dåligt sorterad grov fältspatrik sandsten (arkos). Lokalt förekommer även konglomerat. Denna uppemot ca 20–50 m mäktiga sekvens med Kågerödsformationens bergarter överlagrar silurisk lerskiffer. Berggrunden har en varierande hårdhet. Lerorna är oftast plastiska och sandstenarna dåligt konsoliderade. Till viss del består lerorna av svällande lermineral. Västerut mellan Eslöv och Kävlinge är triasavlagringarna något mäktigare eftersom de påträffas i en erosionsdal formad i den underlagrande siluriska berggrunden (Sivhed 1991). I Kävlingeåns dalgång mellan Kävlinge och Lilla Harrie finns blottningar av Kågerödsformationen. I övrigt täcks berggrunden av uppemot 70 m mäktiga jordlager, t.ex. vid Toftaholm (6183638 N/ 391673 O) strax öster om Örtofta påträffas under 63 m mäktiga jordlager 44 m Kågerödslager på skiffer.

Den underlagrande siluriska berggrunden domineras av grå och ljusgrå lerskiffer och karbonatrik siltsten. Denna enhet överlagrar i sin tur grå och mörkgrå ordovicisk lerskiffer, kalksten, alunskiffer, och kambrisk alunskiffer och sandsten. Den paleozoiska berggrunden bedöms vara ca 600 m mäktig i området. I den paleozoiska berggrunden förekommer förkastningar vars utbredning och förkastningsbelopp är mycket osäkra. Förkastningarna är inte identifierade i den triassiska lagerföljden, sannolikt beroende på att dessa lager är dåligt konsoliderade eller plastiska eller på grund av att förkastningarna är av karbon–perm. Förkastningarna gör att lagrens stupning och mäktigheten på den paleozoiska sedimentära berggrunden varierar i området.

Eslövstråget: Tråget har en mycket komplex bildningshistoria och vi har inte tillräckligt med information för att i detalj kunna karaktärisera de avgränsande förkastningarnas utseende. Strukturen kan tolkas som en nordvästlig förlängning av Vombsänkan. Eftersom de begränsande förkastningarna reaktiverats vid flera tillfällen kan man förmoda att de idag utgör relativt breda zoner med tektoniskt påverkad berggrund. Sivhed (1991) tolkar att området under yngre paleozoikum först var en mindre förkastningsavgränsad horst som eroderades bort under perm. Detta stöds av att den paleozoiska berggrundsytan i trågets botten är ordovicisk till skillnad från områden väster och öster om tråget där den är silurisk. En uppemot 40 m mäktig sekvens med berggrund tillhörande Kågerödsformationen (övre trias) överlagrar den ordoviciska skifferberggrunden i tråget. Själva tråget bildades först senare under jura genom tension i jordskorpan som resulterade i att de äldre tidigare horstavgränsande normalförkastningarna reaktiverades. Sannolikt hade denna bassäng en större utbredning och innefattade även Colonusskiffertråget som är det angränsande området åt nordväst. Under yngre krita reaktiverades Fyledalens och Romeleåsens förkastningszoner som gjorde att främst Romeleåsen och Colonusskiffertråget höjdes relativt mer än Eslövstråget, vilket i sin tur medförde att undre jurassisk och övre triassisk berggrund bevarats i tråget. Utmed Fyledalens förkastningszon, som är trågets nordöstra avgränsning, förekom även under yngre krita laterala rörelser vilka resulterade i att små lokala upphöjda bergblock bildades i förkastningszonen, t.ex. vid Skarhult. I dessa lokala bergblock kan både paleozoisk och triassisk berggrund påträffas.

Övre delen av berggrunden i Eslövstråget består av undre jurassiska lager med finkornig sandsten, siltsten, ler/lersten och tunna kollager. Berggrunden är allmänt dåligt konsoliderad. Information om berggrundens uppbyggnad kommer uteslutande från uppgifter från brunnsborrningar och resultat från äldre borrningar efter kol och eldfast lera i Stabbarpsfältet, norr om Eslöv (Erdmann 1911–15, Troedsson 1947). I Stabbarp (6193157 N/394171 O) är lagerföljden identifierad som Höganäsformationen och dess olika led, Vallåkra- Bjuv- och Helsingborgsleden (rät–undre jura). I en borrning i stadsparken i Eslöv har även lager tillhörande Ryaformationen (undre jura) påträffats. Den jurassiska lagerföljden varierar från några tiotals meter till drygt 100 m i mäktighet. Jordmäktigheterna i området varierar allmänt mellan 20 och 50 m.

Colonusskiffertråget: Tråget avgränsas i nordost av Kullen–Ringsjön–Andrarums förkastningszon och i sydväst av Fyledalens förkastningszon. Berggrundsytan består av silurisk lerskiffer, slamsten

och karbonatrik siltsten tillhörande Colonusskiffern, namnet kommer från ett fossil, *Colongraptus colonus* som representerar en utdöd klass av marina kolonibildande djur s.k. graptoliter.

I den siluriska berggrundsytan förekommer en prekvartär erosionsdal som skurit ner i skiffern och som idag är fylld med uppemot 80 m mäktiga jordlager. Erosionsdalen är ca fem kilometer bred och löper från Östra Ringsjön till Skarhult (6185522 N/397748 O) där den skärs av mot Fyledalens förkastningszon (Sivhed 1991). Utanför erosionsdalen är jordlagren vanligtvis mindre än 20 m mäktiga.

I ett mindre område från Pinedalens nordöstra del (6188410 N/406336 O) upp mot Klinta (6191515 N/406596 O) påträffas delar av Öved-Ramsåsgruppens olika formationer och led. Här finns en lagerserie med uppemot 100 m ljusgrå karbonatrik siltsten tillhörande Klintaformationen och rödbrun arenitisk sandsten s.k. Övedssandsten. Lagren motsvarar de yngsta siluriska bergarterna i Skåne. De övre delarna av lagerserien har även nyligen daterats till yngsta devon (Mehlqvist m.fl. 2015).

Resultat från Shells djupborrningar och seismiska undersökningar mellan 2008 och 2011 har medfört att kunskapen om de djupgeologiska förhållandena i Colonusskiffertråget ökat. Deras undersökningar bekräftar en 600–1200 m mäktig paleozoisk lagerföljd som till merparten består av överst en 800–1000 m mäktig sekvens med silurisk skifferdominerad berggrund som överlagrar 50–80 m ordovicisk skiffer, slamsten, kalksten och alunskiffer, och 150–200 m kambrisk alunskiffer och sandsten. Seismiska undersökningar visar också att skillnader i den totala mäktigheten beror på förekomst av främst nordväst–sydostliga förkastningar med varierande belopp på de vertikala rörelserna. Förkastningsrörelserna har vidare resulterat i att berggrunden inom blocken stupar i olika riktningar. I Colonunskifferområdet sydväst Ringsjöarna stupar den paleozoiska berggrunden åt nordost vilket gör att de yngsta delarna av den paleozoiska lagerserien påträffas kring Pinedalen.

Lyby–Sebbarp: Söderut från Lyby mot Sebbarp påträffas kambrisk, ordovicisk och undre silurisk berggrund som stupar åt sydost. Kambrisk sandsten (Hardebergaformationen) utgör ytberggrunden i de nordvästra delarna och successivt yngre paleozoisk berggrund bildar berggrundsytan i sydostlig riktning. Noterbart är att alunskiffer förekommer som ytberggrund i området. Mäktigheten på den sedimentära berggrunden ökar åt sydost. Vid Fridhem (6186007 N/414516 O) är lagerföljden exempelvis ca 200 m mäktig. I sydväst avgränsas området mot Colonusskiffertråget av en regional förkastning och i nordost av en parallellt orienterad förkastning, båda tillhörande Kullen–Ringsjön–Andrarums förkastningssystem. Genom området skär även ett antal nordvästliga förkastningar som delar upp området i ett antal mindre bergblock. I borrningar i anslutning till dessa har gångmineraliseringar med flusspat, kalcit och blyglans påvisats. Jordlagrens mäktighet är endast några få meter där den kambriska sandstenen bildar berggrundsytan medan de är uppemot 20 m i de sydöstligaste delarna.

Ormanäs–Stockamöllan: På sydvästkanten av Linderödsåsen finns en oregelbunden utbredd förekomst av rätisk och undre jurassisk berggrund som överlagrar det vittrade urberget. Dessa lager förs till den s.k. Höörsandstenen som till merparten består av kvartssandsten, arkos, konglomerat och lera. I den undre ej namngivna delen av lagerserien dominerar leror med inslag av kolförande lager. Lagren vilar på en oregelbunden kaolinvittrad urbergsyta. Därpå följer lagerserien som innefattar Stanstorpsledets och Vittserödsledets bergarter. I Stanstorpsledet påträffas bl.a. de sandstenslager som bröts för kvarnstenstillverkning. Med stöd av växtfossil har lagerserien daterats till allra yngsta trias (rät) och äldsta jura. Området med Höörsandsten skärs av i sydväst av Kullen–Ringsjön–Andrarums medan den nordvästra begränsningen är skapad av erosion. Nuvarande utbredning representerar en rest från ett mycket större utbredningsområde. Höörsandstenen i Ormanäs–Stockamöllanområdet har sedan medeltiden brutits som byggnadssten och kvarnsten. Stenbrytningen är sedan länge avslutad och idag återstår bara ett fåtal blottningar av sandstenen (fig. 10a). Däremot finns rikligt med blockstenshögar från tidigare brytning, speciellt kring

Ormanäs och Stanstorp. Höörsandstenen är i området mellan ett par meter och tiotalet meter mäktig. Dess uppbyggnad är utförligt dokumenterad i beskrivningen till berggrundskartan Kristianstad 3DSV (Wikman & Sivhed 1993). Lokalt finns även mindre isolerade förekomster i anslutning nordost om Ormanäs–Stockamöllanområdet, t.ex. vid Hallaröd (6204493 N/402694 O) där ett par meter med sandsten överlagrar kaolinvittrat urberg. Även vid Trulstorp (6210594 N/404290 O) väster om N. Rörum påträffas en isolerad förekomst av Höörsandsten. Jorddjupen i Ormanäs–Stockamöllanområdet är i regel mindre än 10 m.

Hörbysänkan: Området utgör den sydöstra delen av Höörsandstenens utbredningsområde. Här förekommer en ca 40 m mäktig undre jurassisk lagerserie som domineras av sandsten. Denna lagerserie vilar i de centrala delarna av Hörbysänkan på 11–38 m mäktiga lager av osorterade, gula, gröna sandiga leror, sandstenar och arkoser, som i sin tur överlagrar ett vittrat urberg. Dessa lager har tolkats tillhöra Kågerödsformationen, dvs. samma typ av berggrund som påträffas i triasbältet. I Hörbysänkans centrala delar är jordlagren i allmänhet 20–30 m mäktiga. Området avgränsas i söder och sydväst av Lybyhöjden och dess avgränsande förkastningszon. Den norra begränsningen är skapad av pre-kvartär erosion. I anslutning till förkastningen i sydväst påträffas hällar med Höörsandsten på kyrkogårdsområdet i Hörby. Noterbart är att Höörsandstenen är en viktig grundvattenreservoar för Hörbys grundvattenförsörjning.

Finja–Tormestorp–N. Mellby: Mellan Finjasjöns södra strand och Tormestorp har tiotalet meter med sedimentär berggrund påträffats i samband med borrningar efter vatten. Likartad berggrund med sandsten, leror och kolhaltiga lager har också påvisats i borrningar vid Sandåkra (6215232 N/421986 O) och N. Mellby (6212251 N/420293 O). Berggrunden har stratigrafiskt förts till undre jura och tolkats som jämförbar med de övre delarna av Höörsandstenen. Dessa lager som lokalt även påvisats i borrningar kring Kvesarum (6200349N/416826 O), Sjöberga (6202489 N/415752 O) och Korsaröd (6204932N/414428 O), förekommer mestadels i förkastningsavgränsade nedsänkta positioner eller i anslutning till sänkor och deformationszoner i urberget. Den sedimentära berggrunden påträffas också ofta över kraftigt kaolinvittrad berggrund. I andra områden har sandstenslagren påträffats under mellanjurassiska basaltiska tuffer, t.ex. vid Korsaröd. I anslutning till deformationszonen som går utmed Göingeåsens västra avgränsning från Finjasjön, via Tormestorp och vidare söderut finns sannolikt fler lokala förekomster av liknande sedimentär berggrund än vad som är känt från borrningar.

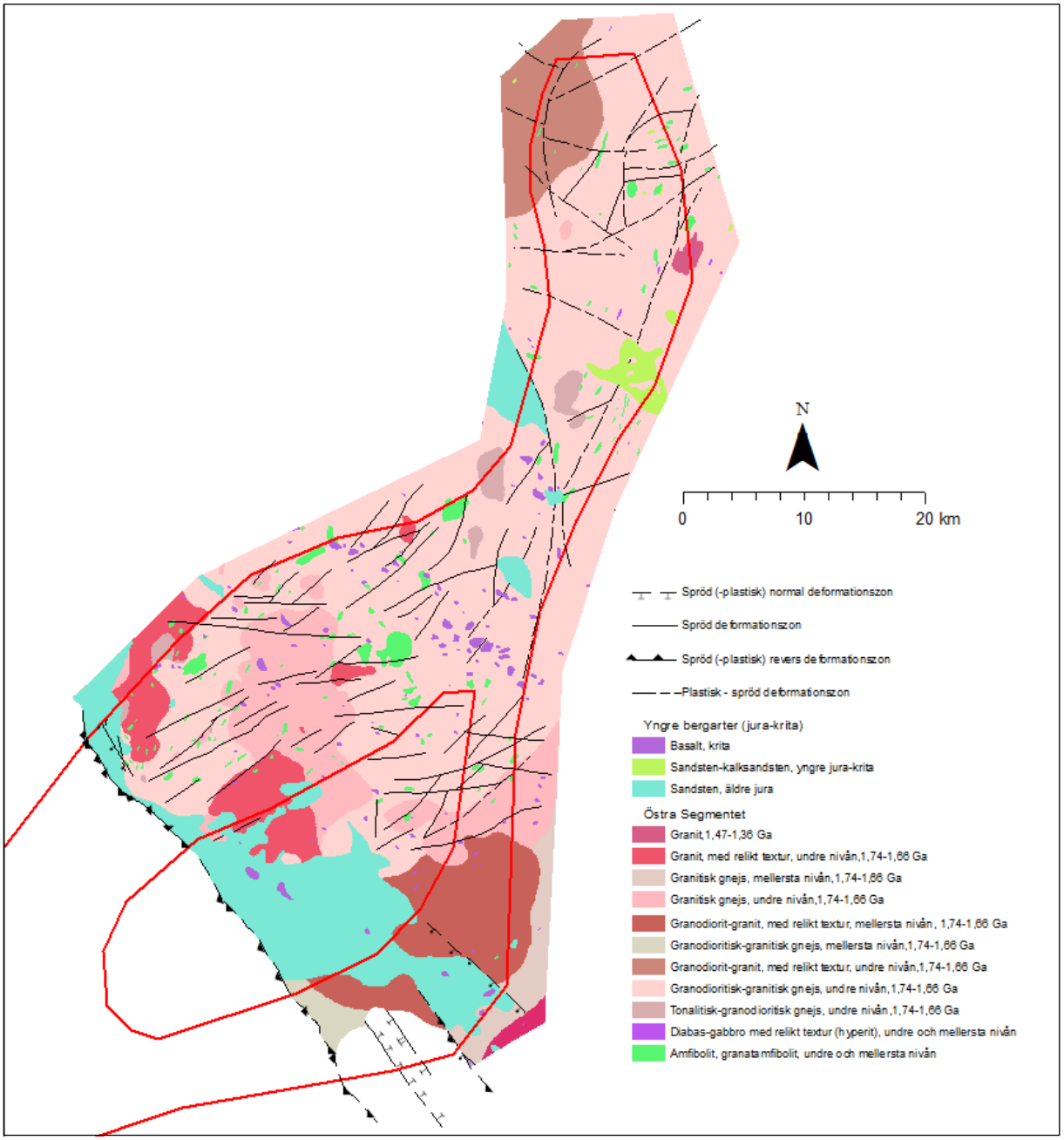
Kristianstadsbassängen: Öster om Hässleholm påträffas de västligaste och inre delarna av Kristianstadsbassängens sammanhängande område med berggrund av övre krita. Bassängen avgränsas i söder av Nävlingeåsens och Linderödsåsens förkastningar medan den norra avgränsningen utgörs av en oregelbundet formad erosionsgräns som indikerar ett tidigare mycket större utbredningsområde. Detta stöds även av flertalet isolerade mindre förekomster av kritberggrund norr om det sammanhängande utbredningsområdet. Exempelvis finns inom utredningsområdet kring Ballingslöv några mindre isolerade förekomster.

Kritberggrunden inom utredningsområdet är uppemot 25 m mäktig närmast Nävlingeåsens förkastning. Den övre delen av berggrunden består här av porös och dåligt konsoliderad kalksten, s.k. kalkarenit, av yngre krita ålder (campan). Kalkstenen bryts i Ignaberga för användning som bl.a. miljökalk. Den kallas därför ofta för Ignabergakalksten. Den porösa och permeabla kritberggrunden utgör en viktig grundvattenreservoar i området. Under kalkstenen påträffas främst karbonatrik kvartsandsten som överlagrar ett vittrat urberg. Kaolin är dock inte påvisat i området. Det underliggande urbergets oregelbundna relief med lokala urbergshöjder och ryggar styr delvis utbredningen och mäktigheten av kalkstenslagren. Detta verifieras av de spridda isolerade förekomsterna av kalkarenit, som främst har bevarats i sänkor i urberget.

Geologisk översikt av det kristallina berget

Det kristallina urberget inom utredningsområdet utgörs huvudsakligen av en kraftigt deformerad, komplext sammansatt prekambrisk gnejsberggrund där tunna bergartsenheter och band av skilda sammansättningar förekommer tillsammans. Detta går inte att visa fullt ut i kartan. Ett sätt att illustrera den heterogena berggrunden är att använda punktsymboler eller linjesymboler för att visa på underordnade bergartsled. Färgen på kartan motsvarar den för området dominerande sammansättningen. I figur 14 visas en förenklad berggrundsgeologisk karta av urberget utan linje- och punkobjekt för bergarter, men med de för uppdraget viktiga strukturlinjerna.

Bergarterna har i samband med metamorf omvandling och deformation genomgått omfattande kornstorleksförändringar och omkristallisation. Ursprungliga texturer har försvunnit och nya har bildats. Texturerna är viktiga då de påverkar bergets tekniska egenskaper. Om ursprungliga texturer bevarats i en i övrigt kraftigt deformerad berggrund av samma sammansättning kan berg-



Figur 14. Geologisk karta med bergartsytor över urbergsdelen av utredningsområdet.

arterna visa skilda tekniska egenskaper. I figur 14 visas detta med starkare röda och bruna färger för de olika gnejserna.

Tektoniskt sett är området en del av den svekonorvegiska orogenesen, en bergskedjebildning aktiv för ca 1100–900 miljoner år sedan, då berggrunden omvandlades under stora tryck och upphettning. Den svekonorvegiska orogenesen påverkar hela sydvästra Sverige och kan delas in i flera separata tektoniska delar. Det aktuella området tillhör en del som kallas Östra Segmentet. Inom området finns även spår av äldre tektoniska händelser. Dessa spår är normalt sett vaga och svåra att särskilja utan detaljerade studier.

Östra Segmentet kan i sin tur delas in i tre nivåer, baserat på karaktär och egenskaper hos bergarterna. De benämns i SGUs kartdatabaser som *undre, mellersta och övre nivåerna*. Indelningen utgår ifrån att den undre nivån tryckts ner till så stora djup att berget börjat smälta upp under den svekonorvegiska orogenesen. Resultatet ser vi idag som ådergnejser eller migmatiter. Den mellersta nivån har inte tryckts ner till fullt så stora djup men tillräckligt för att reagera som en plastisk massa och karaktäriseras av en utvecklad gnejsighet, men som saknar åderbildning. Den övre nivån har inte tryckts ner till några större djup och saknar därmed gnejsighet. Istället uppträder deformationszoner som plastiska eller semiplastiska. Gränserna mellan de olika nivåerna är inte tydliga i terrängen utan kan vara antingen gradvisa eller lokaliserade till en större förkastning. Indelningen är dock av betydelse då förändringar i den metamorfa överpräglingen påverkar både bergets struktur, textur och mineralinnehåll vilka är viktiga bl.a. för bergets tekniska egenskaper. Bergarterna inom utredningsområdet kan till allra största delen hänföras till undre nivån. Längst i sydöst finns begränsade och dåligt blottade områden där bergarterna tolkas tillhöra mellersta nivån.

Utredningsområdets gnejsbergarter har ett gemensamt ursprung i djupbergarter bildade för ca 1 700 miljoner år sedan. Den generella strukturen på gnejserna har en huvudsaklig flack stupning åt öster och en huvudsakligen nordvästlig strykning. Den flacka stupningen komplicerar kartbilden då ett relativt tunt, ytligt skikt kan komma att dominera kartbilden i en annars mycket heterogen berggrund. Texturen är genomgående granoblastisk, med raka korngränser och tydliga trippelpunkter. Detta är ett resultat av en höggradig metamorf omvandling. En typisk metamorf företeelse i undre nivåns bergarter inom området är förekomsten av metamorft bildat hornblände (fig. 15).

Gnejserna är generellt sett bandade med band som varierar i tjocklek från några centimeter till några meter. Berget är dessutom vanligen veckat och med åderbildning som följd. Omvandlingen och den heterogena bandade karaktären medför svårigheter att bedöma bergarternas sammansättning. Vanligast är en rödgrå gnejs med granitisk till granodioritisk sammansättning, men rödare gnejser med granitisk sammansättning är också vanliga, framför allt i söder. En mörkare grå, tonalitisk–granodioritisk gnejs finns framför allt i mindre områden söder om Hässleholm.

Basiska bergarter är vanliga och av varierande ursprung och sammansättning (fig. 14). De större basiska massiven är ofta mer motståndskraftiga mot plastisk deformation och har lokalt en svag planstruktur. De kan kallas amfiboliter eller granatamfiboliter beroende på sin metamorfa mineralogiska sammansättning. I den östra kanten av området förekommer basiska bergarter som historiskt kallats hyperiter. Sannolikt förekommer flera generationer av intrusioner samlade under detta begrepp. Åldersbestämningar har visat att hyperiter bildats i intervallet 1 580–1 150 miljoner år. I några fall är dessa bergarter mycket väl bevarade, medan de i andra fall är helt metamorfa.

Nordost om Stoby finns ett mindre massiv av gnejsig granit omgiven av gnejser. Den är tolkad som en yngre intrusion (fig. 14), men detta är inte verifierat.

Två typer av yngre basiska bergarter förekommer inom urberget i utredningsområdet (fig. 14 och fig. 21). Den första är en mäktig gångsvärm av västnordväst–ostnordostligt strykande diabas. Dessa har intruderat under en tektoniskt aktiv fas i Tornqvistzonen under permisk tid. Diabaser

Figur 15. Gnejsig och ådrad granodioritisk till granitisk gnejs med flackt liggande veck och gnejsighet och metamorft utvecklade hornbländen (UJB180019). En mindre amfibolitenklav ligger i gnejsen. Koordinater (SWEREF 99 TM): 6232126/429171. Foto: Ulf Bergström.

tillhörande denna svärm förekommer också i de sedimentära paleozoiska–mesozoiska bergarterna i sydväst. Den andra gruppen är basalt som intruderat under jura–krita som små pluggar, s.k. kupper, sannolikt styrda av befintligt stressfält och sprickzoner.

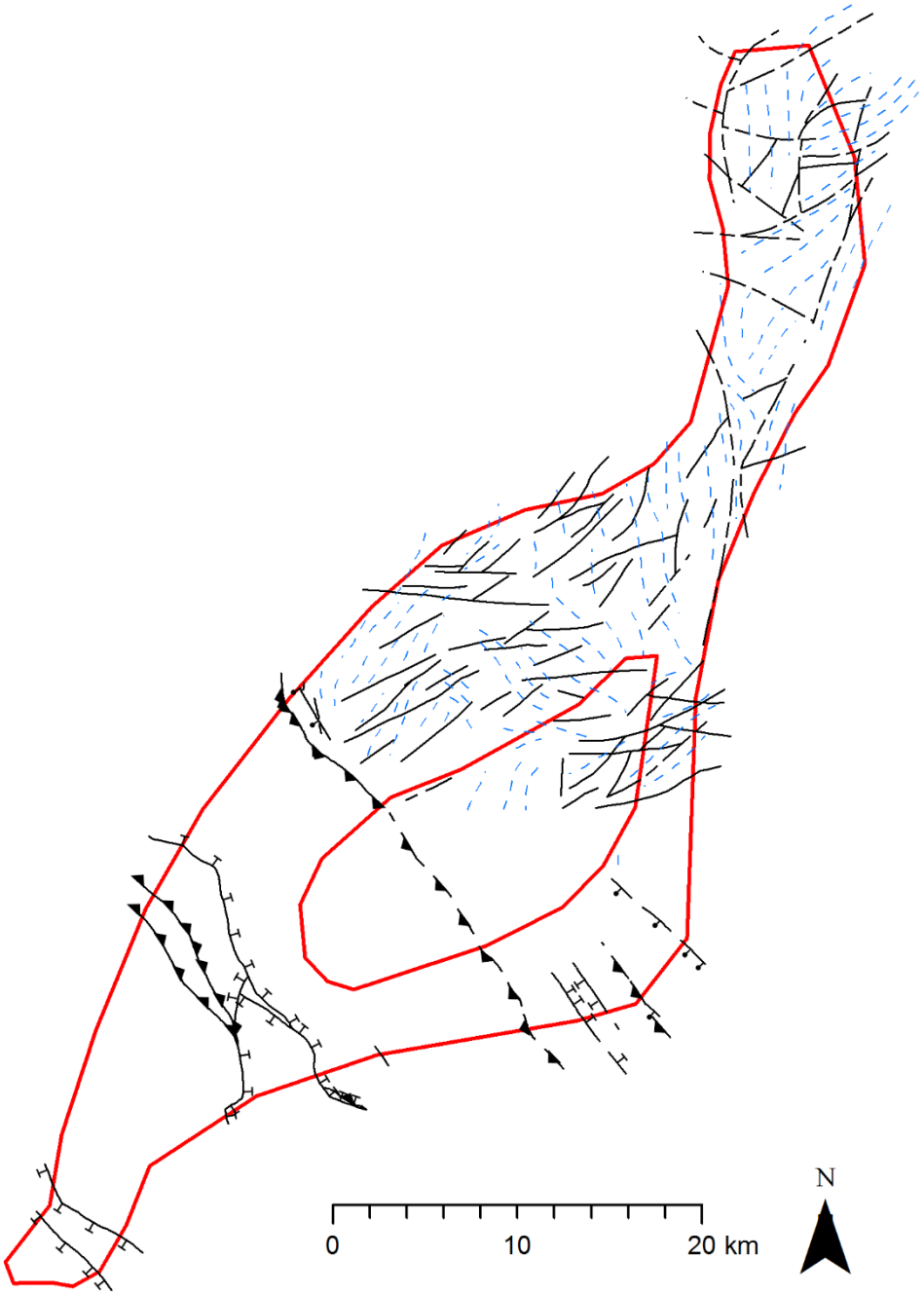
Deformationszoner

Längs utredningsområdets östra begränsning och till allra största delen utanför, uppträder parallella nordnordostligt strykande mestadels plastiska deformationszoner. Geografiskt sammanfaller dessa med övergången från Östra Segmentets undre nivå till övre nivån och en kraftig metamorf gradient. Dessa deformationszoner motsvarar en zon som historiskt benämnts Protoginzonen.

Strax söder om och i Hässleholm uppträder en deformationszon i ungefär nord–sydlig riktning som åt norr delar upp sig i en nordvästligt riktad gren förbi Finjasjön och en nordnordostligt strykande gren mot Hästveda (fig. 16). Dessa zoner syns tydligt både geofysiskt och topografiskt. Zonerna tolkas vara anlagda tidigt i den geologiska utvecklingen, för att sedan ha blivit reaktiverade vid upprepade tillfällen.

Nordväst–sydostliga deformationszoner av samma typ som så tydligt präglar områdena med sedimentär berggrund åt sydväst förekommer sannolikt också inom urbergsområdet, men i mindre skala. Sannolikt är att den permiska diabassvärmen har intruderat under en fas av extension i ett befintligt sprick- eller deformationssystem parallellt Tornqvistlinjens utsträckning. Geofysiskt döljs dock de zonerna effektivt av de magnetiska anomalier som är kopplade till diabassvärmen.

I områdets centrala delar uppträder i urberget en omfattande grupp av sydvästliga–nordostliga deformationszoner (fig. 16). Dessa zoner övertvärar och förskjuter diabasgångarna och bör vara kopplade till tektonisk aktivitet under den senare utvecklingen av Tornqvistlinjen. De är sannolikt till största delen spröda kross- och förkastningszoner.



Figur 16. Deformationszoner och strukturella formlinjer för gnejsigheten inom urbergsdelen (blå streckad linje) i utredningsområdet.

Bergartsbeskrivning

Tonalitisk till granodioritisk gnejs: De bergarter som klassats som tonalitisk till granodioritisk gnejs är grå till mörkt grå, jämnkorniga, medelkorniga och innehåller en relativt hög halt av glimmer och amfibol (fig. 17A). De har även ett lägre innehåll av kalifältspat men ett högre innehåll av plagioklas jämfört med bergartsgruppen granodioritisk–granitisk gnejs. Texturen är omkristalliserad och bergarten är normalt jämnkornig. De finns som större separata massiv söder om Hässleholm, men uppträder vanligen som mindre, diskreta inlagringar tillsammans med gnejser av andra sammansättningar och kan därför inte visas på kartan i figur 14. Mineralogisk sammansättning redovisas i tabell 1 och petrofysiska egenskaper i tabell 2.

Figur 17. A. Tonalitisk–granodioritisk gnejs, veckad och ådrad. Göingeåsen. (SGL181003). Koordinater (SWEREF 99 TM): 6219805/422696. Foto: Susanne Grigull. **B.** Svagt ådrad och omkristalliserad granitisk gnejs (DLL181014). Koordinater (SWEREF 99 TM): 6201688/409080. Foto: Lena Lundqvist.

Granodioritisk till granitisk gnejs: Den granodioritiska till granitiska gnejsen (fig. 15) är vanligen ljust grå till gråröd, medelkornig och innehåller en relativt låg halt av glimmer och amfibol. Bergarten har vanligen rikligt med kvarts–fältspatsrika ådror som är parallella med gnejsigheten. Texturen är jämnkornig, omkristalliserad och granoblastisk. Bergarten kan innehålla band och linser av underordnade bergarter t.ex. granitisk eller tonalitisk gnejs och amfibolit. I bättre bevarade områden kan den grå granodioritisk–granitisk gnejsen lokalt uppvisa större fältspatsströkorn och en porfyrisk eller ojämnkornig textur. Där deformationsgraden ökar försvinner eller suddas dessa strökorn bort. Mineralogisk sammansättning redovisas i tabell 1 och petrofysiska egenskaper i tabell 2.

Granitisk gnejs: De granitiska gnejserna i området är vanligen ljust röda till gråröda (fig. 17B). De är normalt omkristalliserade med en finkornig till fint medelkornig kornstorlek och jämnkornig textur. De uppvisar ofta en viss ådring som vanligen är parallell med gnejsigheten. Lokalt kan gnejserna vara kraftigt veckade. Mängden glimmer och amfibol varierar, men är generellt låg. En stor del av de granitiska gnejserna skulle kunna definieras som leukogranitiska gnejser (<5 % glimmer). Mineralogisk sammansättning redovisas i tabell 1 och petrofysiska egenskaper i tabell 2.

Amfibolit och hyperit: Mörkt grå-svarta basiska bergarter av olika ursprung och troligen olika ålder är vanliga i den undre nivån och betecknas då som amfibolit. Det finns såväl linsformade kroppar med en storlek från ett par decimeter upp till 100 m (fig. 18 och 15), som gnejsiga amfibolitband tillsammans med övriga gnejser och större massiv. Amfiboliterna har utsatts för högt tryck och hög temperatur under metamorfosen. Detta har resulterat i att de primära texturerna brutits ner och den ursprungliga mineralogin i de större massiven och linserna har ersatts av metamorf textur och mineralsammansättning. Eftersom granat är en vanlig komponent i dessa bergarter använder man ofta namnet granatamfibolit.

I de östligaste delarna av utredningsområdet uppträder basiska bergarter med karakteristisk svart färg och bättre bevarad magmatisk textur och mineralsammansättning än amfiboliterna. Dessa kallas i äldre litteratur hyperiter. De tolkas ha intruderat under två olika tidsintervall; 1550–1580 och 1150–1200 miljoner år sedan. Förekomsten av metamorfa mineral i dessa bergarter ökar åt väster. Sannolikt är att de omvandlas till amfiboliter i samband med övergången till den undre nivån i väster. Övergången är en gradvis och oregelbunden process över en sträcka på många kilometers bredd. Mineralogisk sammansättning redovisas i tabell 1 och petrofysiska egenskaper i tabell 2.

Tabell 1. Innehållet (medel, min– max.) av dominerande mineralfaser i volymprocent för de olika gnejsbergarterna inom utredningsområdet. I gruppen glimmer ingår mineralen biotit, muskovit och klorit. I gruppen mafiska mineral ingår hornblände, pyroxen och granat. Opaka faser är oxid- och sulfidmineral. n är antalet prov.

Bergarter	Kvarts	Fältspater	Glimmer	Mafiska mineral	Opaka faser
Östra Segmentet, undre nivån					
Tonalitisk–granodioritisk gnejs (n=4)	19 (8–34)	55 (51–59)	12 (7–14)	13 (6–17)	0,5 (0–2)
Granodioritisk–granitisk gnejs (n=15)	21 (12–32)	65 (58–72)	7,8 (4–16)	5,5 (1–18)	0,3 (0–2)
Granitisk och leukogranitisk gnejs (n=10)	30 (18–41)	65 (57–70)	6,6 (1–8)	0,3 (0–1,2)	0,3 (0–2)
Amfibolit (n=13)	1,6 (0–4)	36 (24–45)	3 (0–9)	56 (45–74)	0,9 (0–4)
Östra Segmentet, mellersta nivån					
Hyperit (n=6)	1 (0,5–2)	40 (30–52)	5,3 (0–11)	48 (26–64)	4,8 (2–9)

Tabell 2. Bergartsgruppernas innehåll av de radioaktiva grundämnena kalium, uran och torium och aktivitetsindex samt petrofysiska egenskaper som densitet och magnetisk susceptibilitet. Medelvärde och intervall. N är antal mätta spektrometerlokaler. Data från SGUs geofysiska parameterdatabas.

Bergarter	Kalium (%)	Uran (ppm)	Torium (ppm)	Aktivitetsindex	Medel Densitet (kg/m$^{3)}$	Magnetisk Susceptibilitet × 10^{-5} SI-enheter
Östra Segmentet, undre nivån						
Tonalitisk–granodioritisk gnejs (N=4)	2,2 (1,6–2,8)	2,8 (1,1–5,7)	10,2 (9,4–11,4)	0,55 (0,4–0,7)	2767	522 (73–870)
Granodioritisk–granitisk gnejs (N=9)	3,4 (3,0–4,1)	2,3 (0,3–5,2)	13 (8,6–19,1)	0,7 (0,6–0,9)	2679	2240 (750–5300)
Granitisk gnejs (N=7)	5,1 (4,2–5,8)	2,4 (1,4–4,5)	19,7 (13,4–37,6)	1,0 (0,9–1,4)	2640	1580 (870–2400)
Amfibolit (N=8)	1,0 (3,4–6,0)	0,9 (0,8–3,4)	3,2 (7,6–22)	0,2 (0,6–1,0)	3080	200 (95–1100)

Figur 18. Gnejsig och ådrad amfibolit (CAT180012). Koordinater (SWEREF 99 TM): 6217043/422466. Foto: Carl-Axel Triumf.

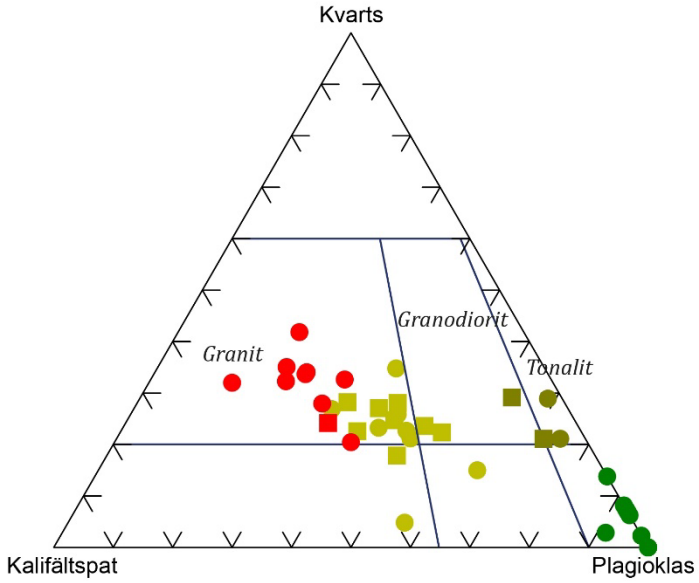
Mineralogisk sammansättning

I första hand är det förhållandet mellan bergartsbildande mineral som kvarts och fältspat (kalifältspat och plagioklas) som styr bergarternas beteckning. Mineralsammansättningen bestäms via punkträkning under mikroskop och resultaten plottas i ett diagram konstruerat av Streckeisen (1976, fig. 19), för att kunna ge rätt nomenklatur. De viktigaste dragen i den mineralogiska sammansättningen av de olika gnejserna och amfibolit finns i tabell 1.

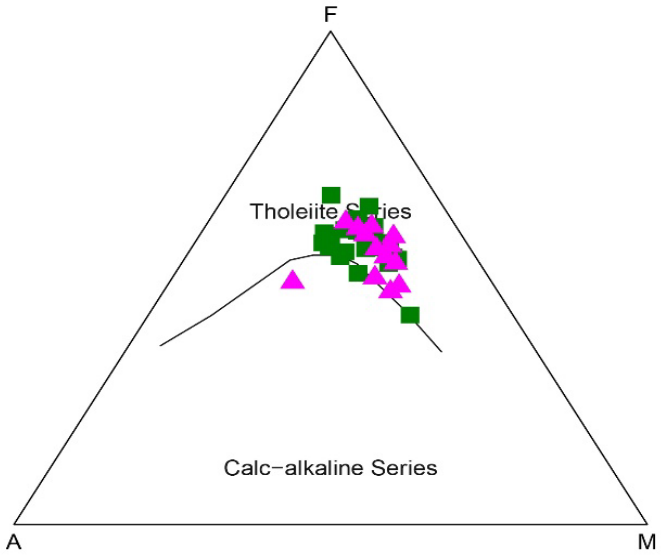
Litogeokemisk sammansättning

Även den litogeokemiska sammansättningen kan, så som den mineralogiska sammansättningen, användas för att avgöra de olika bergarternas beteckning. Bergarternas geokemiska signatur ger också information om bildningsprocesser och geologisk utveckling. Det heterogena uppträdandet, med kraftig åderbildning i vissa bergarter, kan göra det svårt med representativa prov för geokemi, därför bör genetiska tolkningar göras med viss försiktighet.

Vid en jämförelse av amfiboliternas och hyperiternas geokemiska sammansättning så är överlappningen betydande och stärker teorin att en betydande del av amfiboliterna i undre nivån motsvarar de hyperiter som finns i de mer lågmetamorfa delarna i utredningsområdets östligaste delar och vidare österut (fig. 20).



Figur 19. Mineralogisk sammansättning och nomenklatur av de olika gnejsbergarterna i utredningsområdet enligt Streckeisen (1976). Gnejserna delas i granitiska gnejser (röda cirklar), granodioritiska till granitiska (ljust bruna cirklar) och tonalitiska–granodioritiska (mörkt bruna cirklar). Kvadratiska symboler motsvarar prover med bevarade texturer. Amfibolit har gröna symboler.



Figur 20. AFM-diagram (Irvine & Baragar 1971) för amfiboliter (gröna kvadrater) och hyperiter (lila trianglar). A=Na2O+K2O, F=Fe2O3+FeO+TiO2, M=MgO. Den geokemiska karaktären för prov på amfibolit och hyperit sammanfaller.

Bergarternas innehåll av radioaktiva element

Bergarternas innehåll av de radioaktiva komponenterna kalium, uran och torium varierar med den mineralogiska och kemiska sammansättningen. Uran- och toriumhalterna följer ofta kaliumhalten, dvs. i granitiska bergarter ser man ofta högre uran- och toriumhalter, medan basiska bergarter som gabbro och amfibolit oftast har mycket låga uran- och toriumhalter. Det är ganska tydligt att uranhalterna generellt är låga i urberget.

I tabell 2 visas de olika petrofysiska egenskaperna hos bergarterna i utredningsområdet. Förutom den naturliga ökningen av kalium, uran och torium i de mer granitiska sammansättningarna är det tydligt att den magnetiska susceptibiliteten i allmänhet är ganska hög, men varierar stort inom varje bergartsenhet. I Östra Segmentet styrs inte den magnetiska signaturen av den litologiska sammansättningen utan framför allt av de strukturer som finns i bergarten.

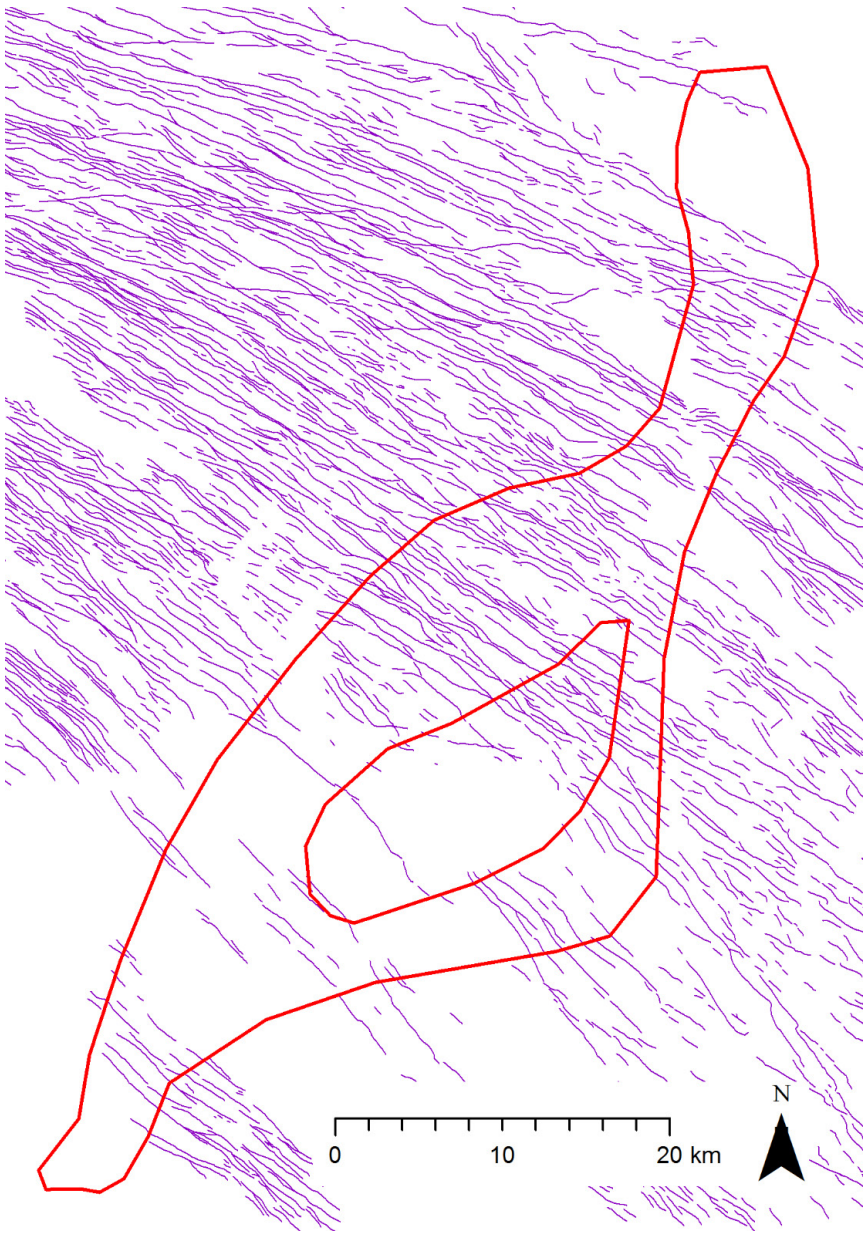
Yngre bergarter

Diabas. En karakteristisk bergart i området är en mäktig svärm av diabasgångar i väst-nordvästlig till ost-sydostlig riktning, parallell med Tornqvistlinjens sträckning (fig. 21 och fig. 11). Diabaserna är av permisk ålder (ca 290 miljoner år). Gångarna har en varierande bredd, men är vanligen ca 20 m breda och har en betydande uthållighet i strykningsriktningen. Utifrån observationer i fält och genom tolkning av geofysik, så tolkas diabaserna normalt ha en vertikal stupning, alternativt brant åt norr (fig. 22). Diabasgångarna syns mycket tydligt på flygmagnetiska kartor som parallella, utdragna positiva anomalier (fig. 7B). I många fall åtföljs diabaserna av en ökad sprickighet både inom diabasgången och i omgivande gnejs av omvandlingar i och intill diabaskontakten.

Bergarten är mörkt grå, finkornig och massformig med mycket finkorniga kylda kontakter mot omgivande gnejser. Ibland är diabasen plagioklasporfyrisk. Huvudsakligen består diabaserna av plagioklas och pyroxen med opak komponent (mest magnetit) på ca 10 %. Låga halter av kvarts förekommer allmänt och omvandlingsmineral som klorit är vanlig. Petrofysiska egenskaper redovisas i tabell 3.

Basalt. Det finns över hundra förekomster av en ung vulkanisk bergart av basaltisk sammansättning i Skåne. Många utgörs av små lavadomer (s.k. kupper) men tuffer förekommer i några fall. De har ofta en cirkulär form i ytan. Sannolikt kan de tolkas som rester av ett mer omfattande lavatäcke där de bevarade delarna utgörs av de delar där det finns en tillförselkanal nedåt. I terrängen visar sig förekomsterna i många fall som rundade kullar. Basalterna motsvaras av kraftiga, punktformade, positiva anomalier på den flygmagnetiska kartan. De har bildats vid två skilda tillfällen, ca 180–190 miljoner år och ca 110 miljoner år (Bergelin 2018), och kopplas till kontinuerlig tektonisk aktivitet i Tornqvistzonen. Troligt är att lokaliseringen av basaltvulkanismen är styrd av spröda deformationszoner och sprickzoner. De basaltiska tufferna, som utgör inlagringar i jurassisk sandsten, kan innehålla olika litiska fragment och organiskt material (t.ex. trädrester).

Bergarten är mörkt grå till svart och mycket finkornig eller glasig. Strökorn av olivin och pyroxen är vanliga (fig. 23). I en del fall kan blåsrum förekomma, ofta fyllda med kalcit eller zeoliter. En karakteristisk egenskap är att de ofta är pelarförklyftade med fem- och sexkantiga tvärsnitt, en avkylningseffekt i lavan. Petrofysiska egenskaper redovisas i tabell 3.



Figur 21. Den permiska gångsvärmen av diabas. Huvudsaklig strykningsriktning är ca N60W, men ca N45W finns också, framför allt i sydost, medan mer ost–västliga riktningar finns främst i norr. Dessa olika riktningar kan motsvara olika magmapulser.

Tabell 3. De yngre bergarternas innehåll av de radioaktiva grundämnena kalium, uran och torium och aktivitetsindex samt petrofysiska egenskaper som densitet och magnetisk susceptibilitet. Medelvärde och intervall. N är antal mätta spektrometerlokaler. Data från SGUs geofysiska parameterdatabas.

Bergarter	Kalium (%)	Uran (ppm)	Torium (ppm)	Aktivitets-index	Medel Densitet (kg/m^3)	Magnetisk Susceptibilitet (×10^{-5} SI-enheter)
Yngre bergarter						
Diabas, Perm (N=2)	1,4 (0,9–1,9)	0,85 (0,8–0,9)	4,2 (3,0–5,4)	0,26 (0,2–0,34)	3010	3460 (85–5000)
Basalt, Jura–Krita (N=3)	1,9 (1,8–2,0)	2,65 (1,8–3,8)	11,2 (9–14)	0,5 (0,46–0,63)	2929	3370 (2150–5250)

Figur 22. Diabas från väst–nordvästligt riktade gångsvärmen av Permisk ålder. (DLL181023). Stenbrottet i N. Rörum. Koordinater (SWEREF 99 TM): 6207409/409842. Foto: Lena Lundqvist.

Figur 23. Basalt med små strökorn vilket ger den knottriga vittringsytan (CAT180011). Koordinater (SWEREF 99 TM): 6212603/410795. Foto: Carl-Axel Triumf.

GEOLOGISKA SEKTIONER INOM PROJEKTOMRÅDET

Inom utredningsområdet har det ritats 5 geologiska sektioner som ska representera de olika geologiska miljöer som finns inom projektområdet. Sektionerna har utarbetats av Linda Wickström (berggrunden) och Jonas Ising (jordlagren).

Sedan tidigare finns det fyra tvärsektioner genom den sedimentära berggrunden som sträcker sig ned till ungefär 1500 m under markytan. Dessa sektioner gjordes i samband med de berggrundsgeologiska kartbladen Malmö NO, Tomelilla NV och Helsingborg SO. De bedöms i sin nuvarande form endast ge en schematisk översikt eftersom de inte är tillräckligt detaljerade.

Även de tryckta jordartskartorna (SGU serie Ae) har små schematiska sektioner för att visualisera lagerföljden av jordarterna inom respektive kartområde.

Metodik

För att rita sektionerna har vi använts oss av programmet Groundhog (BGS Groundhog® Desktop Copyright © BGS/NERC (2018)).

Sektionerna når ner till 100 m under havsytan, vilket motsvarar 110–250 m under markytan beroende på topografiska förhållanden och omfattar både jordlagren och berggrunden.

I varje sektion har vi inkluderat kända lagerföljder i jordlagren och berggrunden, från t.ex. brunnsborrningar, som finns inom 200 m på var sida om sektionens sträckning. För att få med så mycket information som möjligt kan avståndet i områden med färre kända lagerföljder vara något större. Det innebär att tolkningen av varje sektion kan tolkas inkludera 400 m av omgivningen på ytan.

Sektionernas färgsättning följer inte exakt den som finns på jordartskartan eller berggrundskartan av flera skäl. Vi har valt att klassa geologin i sektionerna något mer förenklat gentemot den geologiska informationen på ytan, då det ibland är svårt att tolka lagerföljdsinformationen från brunnsborrningarna. Eftersom sektionerna inkluderar både jordarts- och berggrundsinformation skulle en tillämpning av de traditionella färgskalorna som används vid färgsättning av berg- och jordartskartor innebära dubblering av färger vilket skulle vara opedagogiskt vid den geologiska visualiseringen.

Det finns förkastningar, tolkade lineament och andra lokala deformationszoner i berggrunden som korsar sektionerna. I berggrundsdatabasen är dessa klassade som spröda till plastiska med materialegenskaper starkt uppsprucken, ej specificerad läkningsgrad. De har i visualiseringssyfte ritats in som ytor längs med zonens förmodade utbredning på djupet. I sektionen har dessa samma färg som den geologiska enheten, men med ett mönster för att markera att berggrunden här troligtvis är mer uppsprucken. Bredden och utbredningen av dessa ytor på djupet är schematiska tolkningar och har i de flesta fall inte kunnat bekräftats på markytan. I urbergsområden med känd kaolinvittring representerar dessa ytor områden med stor sannolikhet för kaolinvittrad berggrund på djupet.

Diabasgångar är i de flesta fall ritade som tunna linjer och endast de tjockare diabaserna har ritats som tjockare ytor.

Berggrundens överyta är tolkad med stöd av SGUs jorddjupsmodell.

Indata

Information om berggrundens utbredning på ytan har hämtats från SGUs berggrundsgeologiska kartdatabas i skala 1:50 000–250 000. I projektområdet är informationen i skala 1:50 000.

Information om jordlagrens utbredning på ytan har hämtats från SGUs jordartsgeologiska kartdatabas i skala 1:25 000.

Vi har även tagit hänsyn till de isolinjer från berggrundskartan som markerar bergöverytan i meter över havet. Dessa uppgifter kan ses som en tidigare, analog, version av jorddjupsmodellen, baserat på ett sämre topografiskt underlag och färre antal borrningar.

Den geologiska djupinformationen kommer främst från lagerföljder från SGUs brunnsarkiv (oktober 2018), samt borrhålsuppgifter från den tryckta berggrundskartan. Brunnar med osäkra lägen eller en lägesangivelse sämre än 250 m har inte tagits med.

Resultat

Sektionerna redovisas i bilaga 1 och deras lägen framgår av figurerna 24 och 25.

Sektion 1, Lund–Örtofta–Eslöv–Stockamöllan

Sektionen sträcker sig från strax söder om Lund till väster om Ringsjöarna sydväst om Höör.

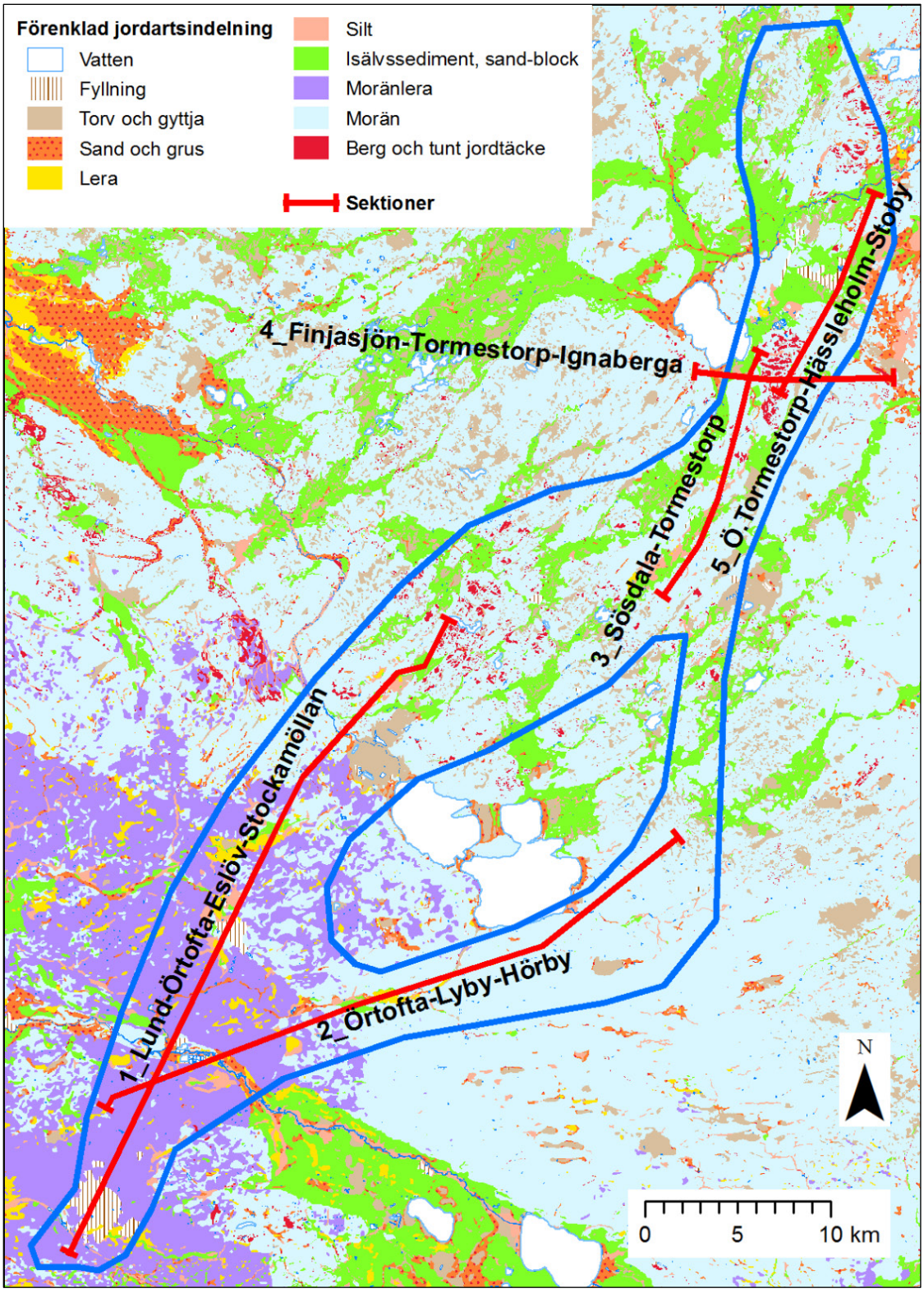
Mycket stora jorddjup, med delvis okända och varierande lager, finns framför allt i sektionens södra och mellersta delar runt Lundadalen, Kävlingeåns dalgång och söder om Eslöv. Jordlagrens mäktighet (och djupet till berggrundens överyta) är svår att uppskatta i sektionens södra delar eftersom den dåligt konsoliderade sedimentära berggrunden i borrningar kan uppfattas som mycket lik jordlagren. Den kända delen av jordlagerföljden utgörs överst av den s.k. lågbaltiska moränleran i den södra delen av sektionen. Detta lager har sin yttersta gräns vid Eslöv i sektionens sträckning och är borteroderad i Kävlingeåns dalgång. Därunder finns på många ställen sorterade sediment bestående av sand, silt eller lera. Dessa underlagras av den s.k. nordostmoränen, en moränlera eller lerig morän som utgör ytlagret nordost om Eslöv. Detta moränlager har mot nordost en mer sandig sammansättning och ligger där vanligen direkt på berggrunden. Mot nordost är jordlagren tunnare. I denna del av området finns även isälvssediment med sand och grus som ligger på morän eller direkt på berggrunden. Rullstensåsen Bosarps järs syns som en uppstickande topp i sektionen.

Berggrunden längs med sektionen representerar den sedimentära berggrunden i Skåne, från den Danska Bassängen, över Romeleåsens förkastningszon, genom Triasbältet, Eslövs- och Colonusskiffertråget, Ormanäs–Stockamöllan och avslutas i den kristallina berggrunden väster om Ringsjöarna. Dessa områden finns beskrivna i avsnittet ”Beskrivning av den sedimentära berggrunden”. Under arbetets gång har ett tidigare okänt område av Höörsandsten identifierats i sektionens norra del. De olika bergartsenheterna är ofta avgränsade genom deformationszoner. Ett undantag är Kågerödsformationens (det s.k. Triasbältet) pålagring av Colonusskiffer, där Colonusskiffern vid tiden för de triassiska sedimentens avsättning utgjorde en höjd i landskapet och de triassiska sedimenten avsattes i sänkor runt om. Förutom de bergartsavgränsande deformationszonerna korsar sektionen ytterligare en zon i det kristallina urberget.

Sektion 2, Örtofta–Lyby–Hörby

Sektionen sträcker sig från strax norr om Lund, söder om Ringsjöarna och förbi Hörby.

Jorddjup på upp till 50 m finns förutom i Kävlingeåns dalgång på några ställen söder och sydost om Östra Ringsjön. Jordlagerföljden i denna sektion liknar lagerföljden i sektion 1. I sektionen har markerats hur den lågbaltiska moränleran har sin yttersta utbredning i en sänka med issjösediment bestående av lera och sand. Längre mot öster, vid Brååns dalgång ligger isälvssediment och lera ovanpå moränen i ett lågområde. Det sammanfaller med en prekvartär erosionsdal med stora jorddjup. Nordostmoränens sammansättning övergår från moränlera/lerig morän i sydväst till en alltmer sandig mot nordost. Detta har markerats som en gradvis kontakt i sektionen.

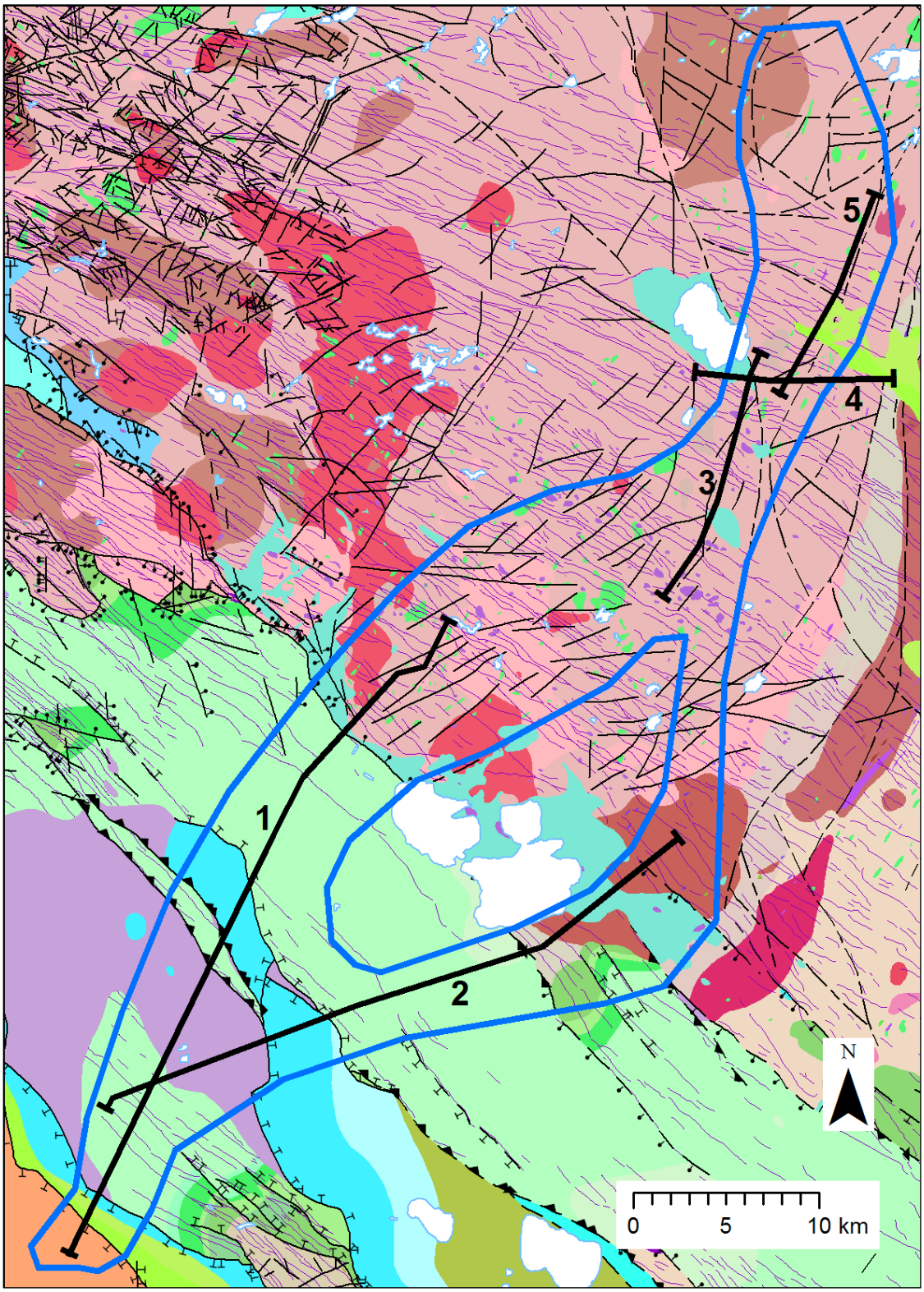


Figur 24. Sektionernas utsträckning på jordartskartan.

Sektionen går genom den sedimentära berggrunden från Romeleåsens förkastningszon, genom Triasbältet, Eslövs- och Colonusskiffertrågen samt Hörbysänkan för att avslutas i den kristallina berggrunden.

Även här utgörs de flesta bergartsgränserna av deformationszoner, med några undantag. De geofysiska undersökningarna har bekräftat den nästan vertikala stupningen av de förkastningar som

utgör deformationszonen mellan de sedimentära bergarterna och det kristallina urberget. Gränsen mellan Colonusskiffer och Kågerödsformationen är den pålagringskontakt som beskrivs under sektion 1. Övedssandsten är avsatt i vad som verkar vara en naturlig sänka i Colonusskiffer och även de jurassiska sandstenarna söder om Hörby är avsatta i en naturlig sänka i den kristallina berggrunden.



Figur 25. Sektionernas utsträckning på berggrundskartan. För teckenförklaring, se figur 11 och figur 14.

Sektion 3, Sösdala–Tormestorp

Sektionen sträcker sig från öster om Sösdala mot nordost och slutar norr om Tormestorp.

Detta område har en mer kuperad topografi än sektion 1 och 2, beroende på jordlagrens mer varierande morfologi med moränformer och åsar. Även morfologin hos den kristallina berggrundens överyta är mer variationsrik jämfört med den sedimentära berggrunden, vilket också påverkar jordlagrens former. Jorddjupet är sällan över 25 m. Jordlagren utgörs av sandig eller lerig morän samt isälvssediment (Tjörnarp–Sösdalaåsen). Tunna lager av torv och svämsediment finns också i sänkor längs respektive vattendrag.

Den södra delen av sektionen går genom ett område där det kan förväntas finnas mindre, hittills okända, utbredningsområden av mesozoiska sedimentära bergarter på den kristallina berggrunden. Vi har dock inte identifierat några nya sådana områden.

Basalterna längs med sektionen har ritats in enbart efter utbredningen i ytan på berggrundskartan. Det är okänt hur djupt ner de når under markytan och hur kontakten mot områdets gnejser ser ut.

Berggrunden i området väster om Tormestorp har påverkats av båda de deformationszoner som korsar området. Sektionen korsar sammanlagt fyra deformationszoner. I den södra fortsättningen av sänkan väster om Tormestorp fortsätter sannolikt ett lager av samma jurassiska berggrund som finns runt Finjasjön. Detta har också bekräftats i de geofysiska undersökningar som är gjorda inom projektet. Kaolin finns på flera ställen framför allt i deformationszonerna, ofta under jurassisk sandsten.

Sektion 4, Finjasjön–Tormestorp–Ignaberga

Sektionen sträcker sig i väst–ostlig riktning från söder om Finjasjön via Tormestorp och avslutas strax öster om Ignaberga.

Jordlagren utgörs av sandig morän som ligger direkt på berggrunden. Sektionen korsar också en isälvsavlagring. Jordlagren är relativt tunna och berggrunden går i dagen på många ställen. I sänkan söder om Finjasjön i västra delen av sektionen är jordlagren dock mäktigare och utgörs av sandig morän som överlagras av isälvssand.

I sektionens västra del finns en djup kaolinficka som sammanfaller med den deformationszon som enligt den lokala berggrundsdatabasen slutar strax söder om platsen. Kaolinets utbredning indikerar att deformationszonen fortsätter norrut till åtminstone Finsjasjöns strand. Även vid Tormestorp korsar sektionen flera deformationszoner. Sektionen korsar ytterligare fyra deformationszoner.

Sektion 5, Ö. Tormestorp–Hässleholm–Stoby

Sektionen sträcker sig från söder till norr med början öster om Tormestorp och slutar mellan Stoby och Ballingslöv.

Jordlagren utgörs i den södra delen av sektionen av sandig morän med liten mäktighet. Berggrunden går i dagen på många ställen. Den mellersta delen av sektionen ligger i ett lågområde. Där finns större jorddjup än i söder och jordlagren har en mer komplex uppbyggnad. Sektionen har dragits genom isälvssediment tillhörande Hässleholm–Röingeavlagringen. Längst i norr avslutas sektionen i isälvssediment tillhörande Ballingslövsåsen.

Sektionen korsar två deformationszoner i urberget som i berggrundsdatabasen klassats som spröda till plastiska. Tolkningen av det södra lineamentet är baserad på höjddata, medan det norra är baserat på flygmagnetisk information. Öster om sektionen löper ett parallellt längre lineament.

Det finns förhållandevis lite grunduppgifter om kaolin längs med den här sektionen. Men man kan anta att den kristallina berggrunden även här har varit påverkad av de jurassiska vittringsprocesserna.

GEOLOGISKA UTMANINGAR

I utredningsområdet Lund–Hässleholm finns flera geologiska företeelser som är specifika för området och som bör omnämnas i ett eget sammanhang. De saker vi tar upp här, spröda zoner-sprickmätningar och lervittring-kaolin är två aspekter som kan ha betydelse för byggnation i berg.

Spröda strukturer i urberget

Urberget och de urbergstäckande yngre sedimentära bergarterna i södra Sverige har påverkats av spröd deformation som i huvudsak är relaterad till extensionstektonik i Sorgenfrei–Tornqvist-zonen under paleozoikum och mesozoikum och kompressionstektonik och inversion i området under yngre krita (se avsnittet ”Den sedimentära berggrundens strukturella uppbyggnad”). Beroende på berggrundens långa utvecklingshistoria är det en utmaning att länka de spröda strukturerna till olika tektoniska händelser, speciellt eftersom några strukturer kan vara reaktiverade vid ett senare tillfälle. Några huvudriktningar av sprickor, sprickzoner och förkastningar kunde dock definieras i urberget och de överensstämmer ofta med geofysiska och topografiska lineament. Större, spröda deformationszoner som antas ha orsakat topografiska lineament är oftast eroderade och täckta av glaciala sediment. I terrängen är det därför sällan som de observeras direkt.

Metodik

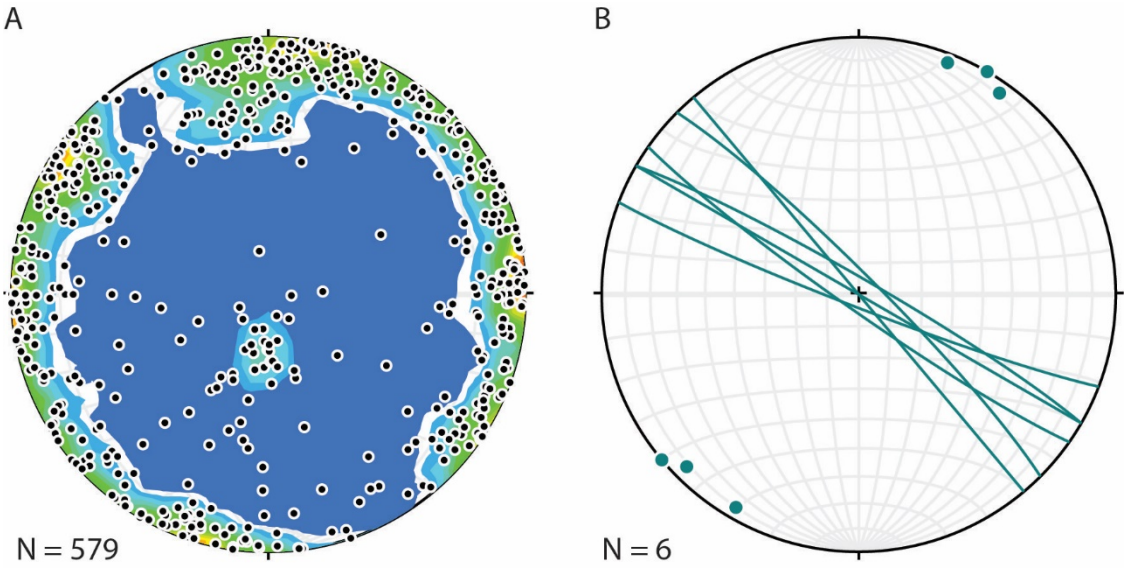
Insamling av sprickdata gjordes på blottade hällar, skärningar och stenbrott i ett glest mönster över utredningsområdet och dess omedelbara närhet. Orienteringen av spröda strukturer mättes antingen med en geologisk kompass eller med insamlingsapplikationen FieldMove Clino (installerad på en iPhone SE). Mätvärdena inkluderar den magnetiska deklinationen i området (ca + 4°Ö). Fotogrammetri användes i en bergtäkt mellan Norra Rörum och Höör för att underlätta sprickkarteringen med hjälp av 3D-modeller av täktslänterna. Insamlade data presenteras med hjälp av stereografiska projektioner (”stereonet”) och konturplottar. Informationen finns lagrad i SGUs hälldatabas.

Resultat

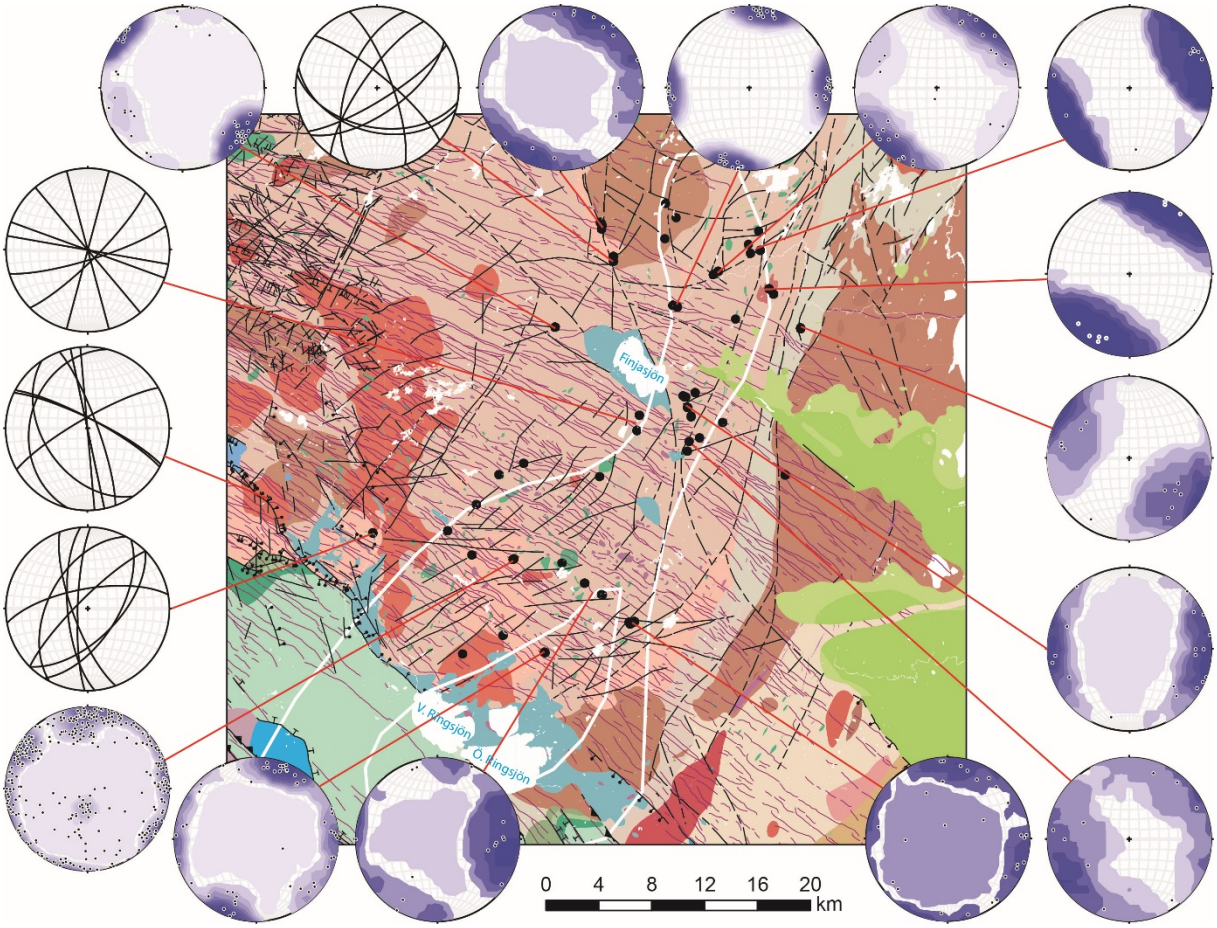
Den stereografiska projektionen i figur 26A visar att sprickor i undersökningsområdet stryker i princip i alla möjliga riktningar. Det kan konstateras att merparten av sprickorna stupar brant till medelbrant. Flackt stupande sprickor är relaterade till den gamla relativt flackt liggande sveko-norvegiska gnejsigheten (se avsnittet ”Geologisk översikt av det kristallina berget” ovan) och förekommer i princip överallt. Dessa sprickor har därför inte alltid inkluderats i mätningarna. En konturplott av alla poler-till-sprickor (fig. 26A) visar att det finns minst fyra dominerande brant stupande sprickgrupper: (1) nordvästlig–sydostlig till västnordvästlig–ostsydostlig, (2) nord–syd, (3) nordostlig–sydvästlig och (4) ost–väst till västnordvästlig–ostsydostlig. De permiska diabaserna som observerades i fält stryker nordväst–sydost till västnordväst–ostsydost (fig. 26B) och är huvudsakligen vertikala. Geologiska kartan i figur 27 visar lokalerna där spröda strukturer mättes.

Karakterisering av sprickor i olika riktningar

Nordvästligt–sydostligt till västnordvästligt–ostsydostligt strykande, brant stupande sprickor förekommer i princip på alla undersökta lokaler. De antas vara relaterade till den nordvästligt–sydostligt orienterade Sorgenfrei–Tornqvistzonen och de permiska diabasgångarna (fig. 26B, se även fig. 21). Till exempel norr om Finjasjön förekommer konjugerade sprickset (fig. 28A) som troligtvis bildades i sammanhang med Sorgenfrei–Tornqvistzon-tektoniken. De olika sprickornas avstånd från varandra är mellan några decimeter till meter. Glidrepor på kloritbelagda, konjugerade, nordvästligt–sydostligt strykande sprickytor har observerats i Norra Rörums täkt (fig. 28B). De indikerar normal rörelse på båda sprickytorna och kopplas därmed till extension i nordostlig–sydvästlig riktning.



Figur 26. Stereografisk projektion (”equal area”) av orientering av **A.** alla mätta sprickriktningar och av **B.** kontaktytorna mellan observerade permiska diabaser och sidoberget.



Figur 27. Stereografiska projektioner (”equal area”) av sprickorienteringar i undersökningsområdet. Svarta prickar på kartan visar lokaler med sprickdata. Prickar på stereonät är poler-till-sprickor. Svarta linjer på stereonät är storcirklar till sprick-grupper. Konturerna på stereonät visar koncentrationer av poler. För teckenförklaring, se figur 11 och figur 14.

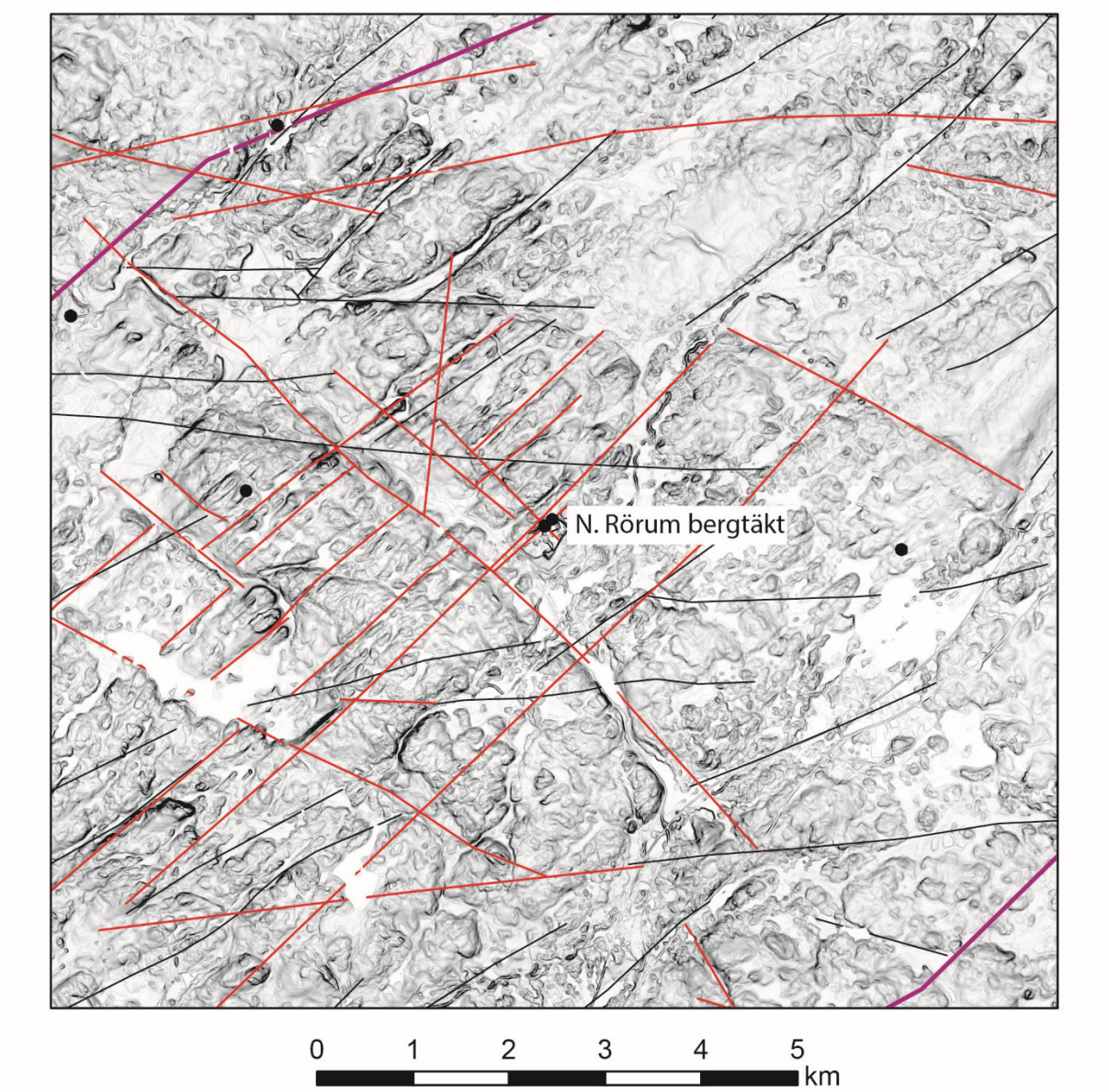
Figur 28. A. Häll nordnordväst om Hässleholm. Hällkanten är parallell till den långa markanta förkastningszon som sträcker sig från söder om Finjasjön till norr om Hårsjön. Här domineras sprickmönstret av nordvästligt–sydostligt strykande, brant mot nordostligt och sydvästligt stupande, konjugerade spricksystem som bildades i ett nordostligt–sydvästligt riktat spänningsfält. Sprickavståndet är här mellan decimeter till meter. (SGL181018, N6232909/E416443). **B.** Norra Rörums bergtäkt. Konjugerade sprickor med glidrepor som indikerar normal rörelse och extension lodrätt till sprickytorna. Sprickorna är belagda med klorit. (SGL181028, N6207407/E409842). Foton: Susanne Grigull.

Nord–sydligt strykande, brant stupande spröda strukturer förekommer allmänt i urberget. Dessa strukturer kan vara enkla extensionssprickor som stupar subvertikalt som t.ex. i norra Hässleholm, men kan även vara decimeterbreda spröda förkastningar t.ex. i bergplinten vid Tormestorp söder om Hässleholm (fig. 29).

Figur 29. Brant mot väster stupande förkastning. Rörelseriktningen på förkastningen kunde inte bestämmas men antas vara normal eftersom de vertikala associerade sprickorna verkar ha bildats som extensionssprickor vilket skulle betyda att den största huvudspänningen måste ha varit vertikal. (SGL181006, N6218911/E423064). Foto: Susanne Grigull.

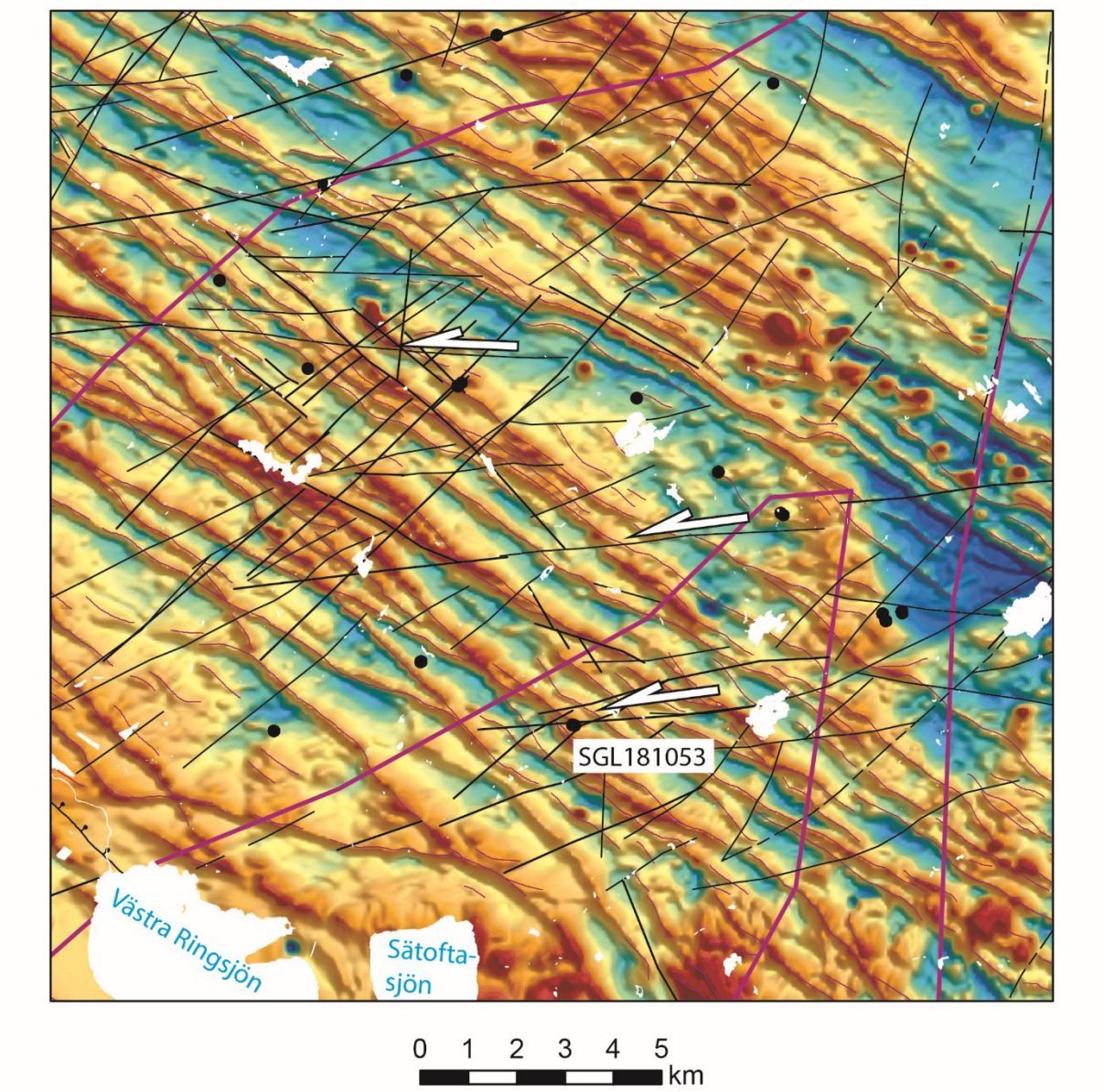
Nordostligt–sydvästligt riktade topografiska lineament kan framför allt ses i västra delen av undersökningsområdet (fig. 30). Här har lineamenten förstärkts genom att de ligger parallellt isrörelseriktningen. Dessa lineament orsakas av spröda förkastningar som t.ex. kan observeras i Norra Rörums bergtäkt. Här finns flera deformationszoner som är 1 till 2 m breda och som stupar brant mot nordväst (fig. 31A). Dessa deformationszoner förekommer med avstånd på 20 till 30 m från varandra. Parallellt strykande, men i motsatt riktning stupande sprickor, som ibland är belagda med epidot och klorit, förekommer också (fig. 31B). Det verkar som om dessa sprickor stoppar mot de nordostligt–sydvästligt strykande sprickzonerna, men det är ändå oklart om de är relaterade. Åldern på de breda sprickzonerna kunde inte bestämmas. Det kan inte uteslutas att de är äldre än Sorgenfrei–Tornqvistzonen och kan ha formats i samband med den äldre svekonorvegiska deformationen.

På den magnetiska anomalikartan visar det sig att de permiska diabasgångarna är sinistralt förskjutna längs vissa ost–västligt strykande lineament (fig. 32). Under fältundersökningen observerades det bara en spricka som hade orienteringen 110/85 där horisontella glidrepor i stryknings-riktningen 110 grader indikerade sinistral rörelse (SGL181053, N6200382/E412231). Ost–västligt strykande strukturer förekommer dock på de flesta lokaler som undersökts, men de uppvisar inte alltid rörelseindikationer.



Figur 30. Nordostligt–sydvästligt strykande lineament (röda linjer) som syns tydligt i höjddata i den västra delen av undersökningsområdet. Dessa lineament representerar brant mot nordväst stupande spröda deformationszoner (se fig. 31A). Svarta linjer är deformationszoner som även är tolkade från geofysiska mätningar (fig. 14 och 16). Bakgrunden visar sluttningen baserad på den digitala höjdmodellen (Lantmäteriet).

Figur 31. Norra Rörums bergtäkt. **A.** Mer än meterbred spröd deformationszon som stupar brant (70 till 80°) mot sydost. Dessa deformationszoner anses vara orsaken till de nordost–sydvästligt strykande lineament som finns i den geologiska kartan (fig. 27). **B.** Nordväst–sydostligt strykande, åt sydväst stupande (025/65) epidot- och kloritbelagd spricka. Nordväst–sydostligt strykande, konjugerade sprickor skär genom denna spricka. Möjligtvis betyder det att de nordväst–sydostligt strykande sprickorna är yngre än de som stryker nordost–sydväst. Fotona är tagna i rätt vinkel till varandra. (SGL181028, N6207407/E409842). Foton: Susanne Grigull.



Figur 32. Magnetisk anomalikarta över en central del av utredningsområdet. Tunna violetta linjer återspeglar diabaser, svarta lineament visar spröda strukturer. Några ost–västligt orienterade spröda zoner förskjuter de permiska diabaserna sinistralt. Vid lokalen SGL181053 observerades en spricka med horisontella glidrepor som indikerar sinistral rörelse längs sprickan. Tjockare violett linje visar utredningsområdets begränsning.

Kaolin

I Skånes berggrund och framför allt i urberget finns många exempel på en omfattande djupvittring. Vittringen skedde till en stor del på grund av ett varmt och fuktigt klimat under yngsta rät till äldsta krita. Vittringen leder till bildning av olika lermineral, främst kaolin. Lokal förekomst av kaolin och kaolinvittrat urberg uppträder vid många borrningar i centrala Skåne. I några fall har också brytning förekommit. I delar av utredningsområdet utförde SGU på uppdrag av Nämnden för Statens Gruvegendom (NSG) under 1980-talet omfattande kaolinprospektering med borrningar, bl.a. kring Hallaröd och N. Mellby–Häglinge. I dessa områden finns relativt god kännedom om kaolinets utbredning.

Speciellt uppsprucken och krossad berggrund i anslutning till deformationszoner och sprickzoner har utsatts för kaolinvittring och man kan följa den ytliga vittringen neråt i berget längs zonerna (fig. 33). En av de slutsatser man drog under kaolinprospekteringen var att det var i de röda

granitiska gnejserna som man ofta kunde finna den djupaste och mest omfattade kaolinvittringen. Noterbart är att den kraftigaste lervittringen av urberget även tycks vara knuten till den vulkanrika centrala delen av Skåne, dvs. inom området med frekvent förekomst av jurassisk basalt och basalttuff (t.ex. i Häglinge–Gunnarpsområdet). Frekvent vulkanism höjer den geotermiska gradienten vilket gynnar vittringsförloppen.

I Centralskåne påträffas kaolin oftast bevarad under sedimentär berggrund motsvarande Höörsandstenen. Utanför områden med deformations- och sprickzoner eller täckberggrund av juraberggrund är förekomsten av kaolin begränsad på grund av att merparten av kaolinet i Centralskåne borteroderades tillsammans med den jurassiska täckberggrunden under yngre krita. Man kan även tänka sig att grunda täcken av leromvandlat berg blivit borteroderat genom glacial erosion under istiderna. I några fall kan man se att kaolin blivit omlagrat till sedimentära förekomster.

Figur 33. A. Lervittrad granitisk gnejs, Röstånga (DLL181044, SWEREF M 6207571/393570). Foto: Lena Lundqvist.
B. Lervittring i sprickrik granitisk gnejs, Bellinga stenbrott. Foto: Jonas Ising.

REFERENSER

BGS Groundhog® Desktop Copyright © BGS/NERC (ver. 1.10.0; 2018)

Bergelin, I., 2009: Jurassic volcanism in Skåne, southern Sweden, and its relation to coeval regional and global events, *GFF, 131:1-2,* 165–175.

Bergström, J., 1984: Strike-slip faulting and Cambrian biogeography around the Tornquist Zone. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 106,* 382–383.

Brotzen, F., 1942: Grundvattnet i kritlagren vid Landskrona och dess utnyttjande genom djupborrning, *Teknisk Tidskrift 8,* 61–67.

Daniel, E., 1999a: Beskrivning till jordartskartan 2D Tomelilla NV. *Sveriges geologiska undersökning Ae 123*, 89 s.

Daniel, E., 1999b: Beskrivning till jordartskartan 3D Kristianstad NO. *Sveriges geologiska undersökning Ae 134*, 94 s.

Erdmann, E., 1911–15: De skånska stenkolsfälten och dess tillgodogörande + Atlas till de skånska stenkolsfälten. *Sveriges geologiska undersökning Ca 6,* 548 s + 16 tavlor.

Erlström, M., 2002: Konceptuell geologisk modell av Romeleåsens förkastningszon mellan Lund och Dalby. *Sveriges geologiska undersökning rapport Dnr: 08–1193/2001,* 32 s.

Erlström, M., 2009: Tectonic evolution and geological framework of Scania. *SGU-rapport 2009:10,* Sveriges geologiska undersökning, 36 s.

Erlström, M. & Sivhed, U., 2001: Intra-cratonal dextral transtension and inversion of the southern Kattegat on the on the southwest margin of Baltica – Seismostratigraphy and structural development. *Sveriges geologiska undersökning C 832,* 1–33.

Erlström, M. Deeks, N. Sivhed, U. & Thomas, S., 1997: Structure and evolution of the Tornquist Zone and adjacent sedimentary basins in Scania and the southern Baltic Sea area. *Tectonophysics 271,* 191–215.

Erlström, M., Sivhed, U., Wikman, H. & Kornfält, K.-A., 2004: Beskrivning till berggrundskartorna 2D Tomelilla NV, NO, SV, SO, 2E Simrishamn NV, SV, 1D Ystad NV, NO och 1E Örnahusen NV. *Sveriges geologiska undersökning Af 212–214*, 1–141.

Irvine, T.N. & Baragar,W. R. A., 1971: A guide to the chemical classification of the common rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences 8,* 523–548.

Japsen, P., Green, P.F., Bonow, J.M. & Erlström, M., 2015: Episodic burial and exhumation of the southern Baltic Shield: Epeirogenic uplifts during and after break-up of Pangaea. *Gondwana Research, 35,* 357–377.

Kornfält, K.-A., Bergström, J., Carserud, L., Henkel, H. & Sundquist, B., 1978: Beskrivning till berggrundskartan och flygmagnetiska kartan Kristianstad SO. S*veriges geologiska undersökning Af 121*, 1–120.

Lagerlund, E., 1987: An alternative Weichselian glaciation model, with special reference to the glacial history of Skåne, South Sweden. *Boreas 16*, 433–459.

Meissner, R., Saowiak, S. & Thomas, S.A., 1994: Eats Avalonia, the third partner in the Caledonian collisions: evidence from deep seismic reflection data. *Geologische Rundschau 83,* 186–196.

Mehlqvist, K., Steemans, P. & Vajda, V., 2015: First evidence of Devonian strata in Sweden – a palynological investigation of Övedskloster drillcores 1 and 2, Skåne, Sweden. *Review of Paleobotany and Palynology 221,* 144–159.

Norling, E. & Bergström, J., 1987: Mesozoic and Cenozoic tectonic evolution of Scania, southern Sweden. *Tectonophysics 137,* 7–19.

Ringberg, B., 1984: Beskrivning till jordartskartan Helsingborg SO. *Sveriges geologiska undersökning Ae 51,* 174 s.

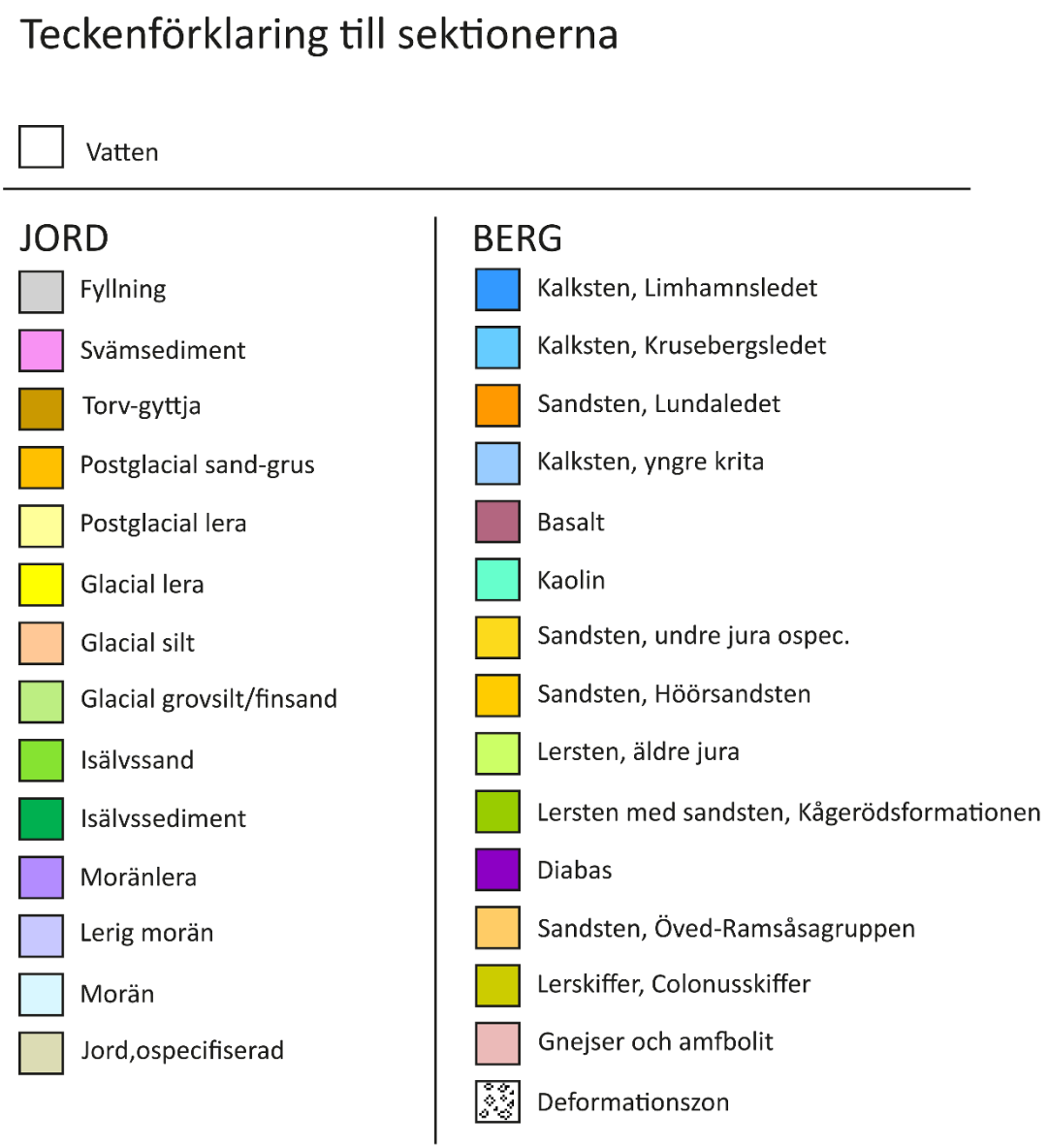
Ringberg, B., 1986: Beskrivning till jordartskartan Kristianstad SV. *Sveriges geologiska undersökning Ae 78,* 69 s.

Ringberg, B., 1987: Beskrivning till jordartskartan Malmö NO. *Sveriges geologiska undersökning Ae 85,* 147 s.

Ringberg, B., 1991: Beskrivning till jordartskartan Kristianstad SO. *Sveriges geologiska undersökning Ae 88,* 76 s.
Ringberg, B., 1992: Beskrivning till jordartskartan Kristianstad NV. *Sveriges geologiska undersökning Ae 111*, 55 s.
SGU, 1947: Agrogeologiska kartbladet Hardeberga, Ad 1. Skala 1:20 000.
SGU, 1948: Agrogeologiska kartbladet Lund, Ad 2. Skala 1:20 000.
SGU, 1951: Agrogeologiska kartbladet Revinge, Ad 4. Skala 1:20 000.
SGU, 1952: Agrogeologiska kartbladet Örtofta, Ad 5. Skala 1:20 000.
SGU, 1955a: Agrogeologiska kartbladet Kävlinge, Ad 6. Skala 1:20 000.
SGU, 1955b: Agrogeologiska kartbladet Trollenäs, Ad 8. Skala 1:20 000.
SGU, 1956: Agrogeologiska kartbladet Bosjökloster, Ad 9. Skala 1:20 000.
Sivhed, U., 1991: A pre-Quaternary, post-Palaeozoic erosional channel deformed by strike-slip faulting, Scania, southern Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 113,* 139–143.
Sivhed, U., Wikman, H. & Erlström, M., 1999: Beskrivning till Berggrundskartorna 1C Trelleborg NV och NO samt 2C Malmö SV, SO, NV och NO. *Sveriges geologiska undersökning Af 191, 192, 193, 194, 196, 198*, 1–143.
Streckeisen, A., 1976: To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Revue 12,* 1–33.
Thomas, S.A., Sivhed, U., Erlström, M. & Seifert, M., 1993: Seismostratigraphy and structural framework of the SW Baltic Sea. *Terra Nova 5,* 364–374.
Troedsson, G., 1947: De kolförande bildningarna vid Stabbarp. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 69,* 273–292.
Vejbæk, O.V., 1997: Dybe strukturer i danske sedimentære bassiner. *Geologisk Tidsskrift 4,* 1–31.
Wikman, H., Bergström, J. & Lidmar-Bergström, K., 1983: Beskrivning till berggrundskartan Kristianstad NO. *Sveriges geologiska undersökning Af 127*, 1–165.
Wikman, H., Bergström, J., Sivhed, U., 1993: Beskrivning till berggrundskarta Helsingborg SO. *Sveriges geologiska undersökning Af 180*, 22–28.
Wikman, H. & Sivhed U., 1993a: Beskrivning till berggrundskartan Kristianstad SV. *Sveriges geologiska undersökning Af 155,* 1–106.
Wikman, H. & Sivhed U., 1993b: Beskrivning till berggrundskartan Kristianstad NV. *Sveriges geologiska undersökning Af 181,* 1–67.

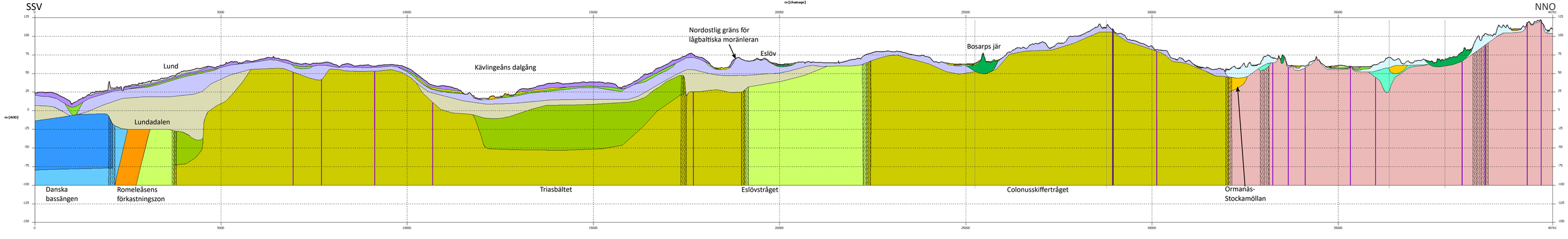
BILAGA 1. GEOLOGISKA SEKTIONER

Kartor över sektionernas lägen på jordarts- respektive berggrundskartan finns på figur 24 och 25.

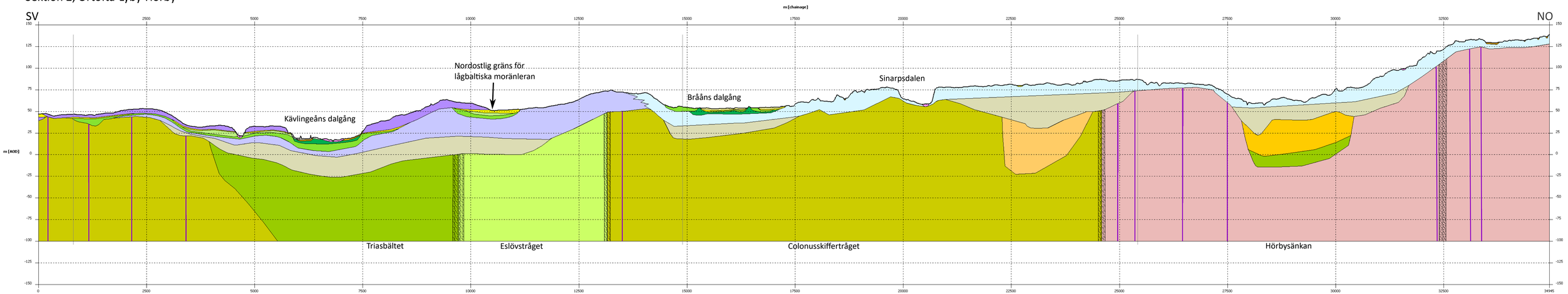


Teckenförklaring till sektionerna. För information om åldern på de olika enheterna, se figur 12.

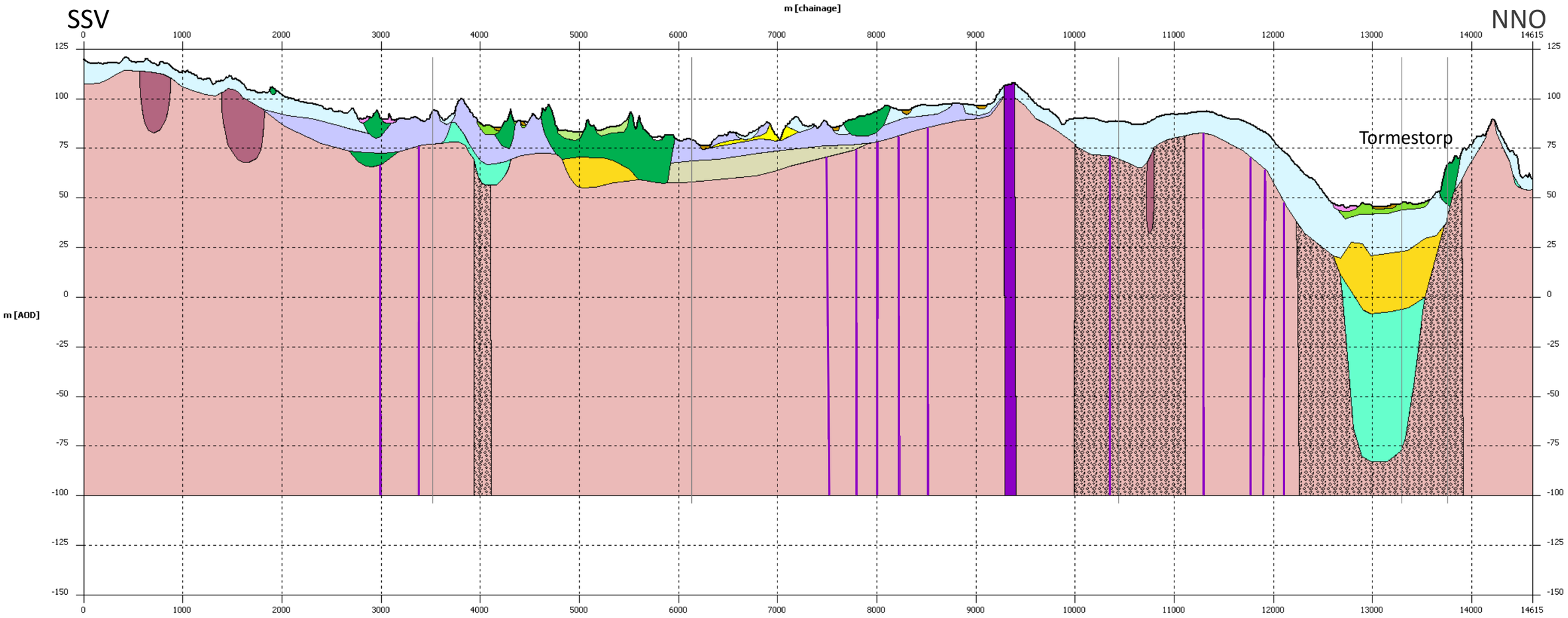
Sektion 1, Lund-Örtofta-Eslöv-Stockamöllan



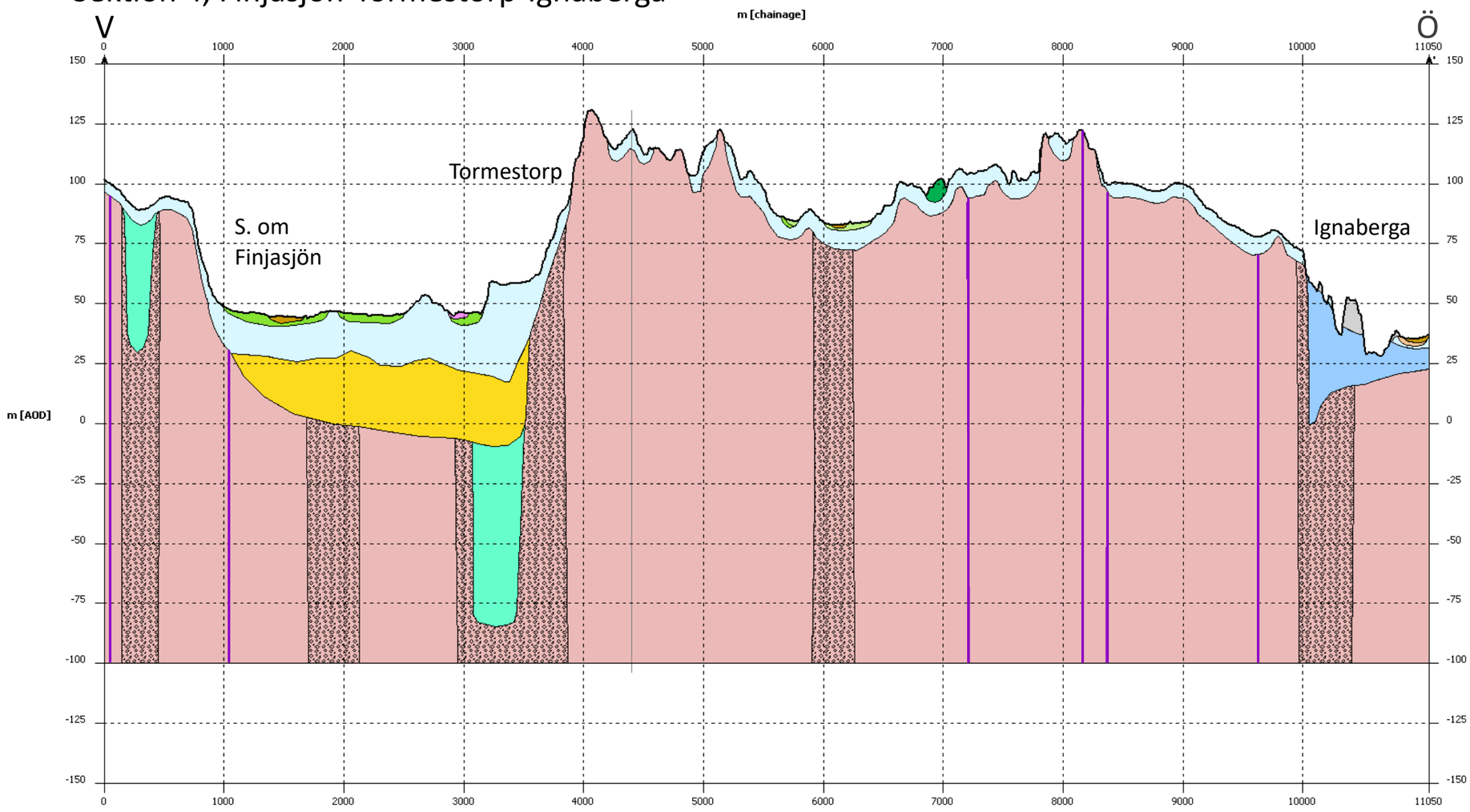
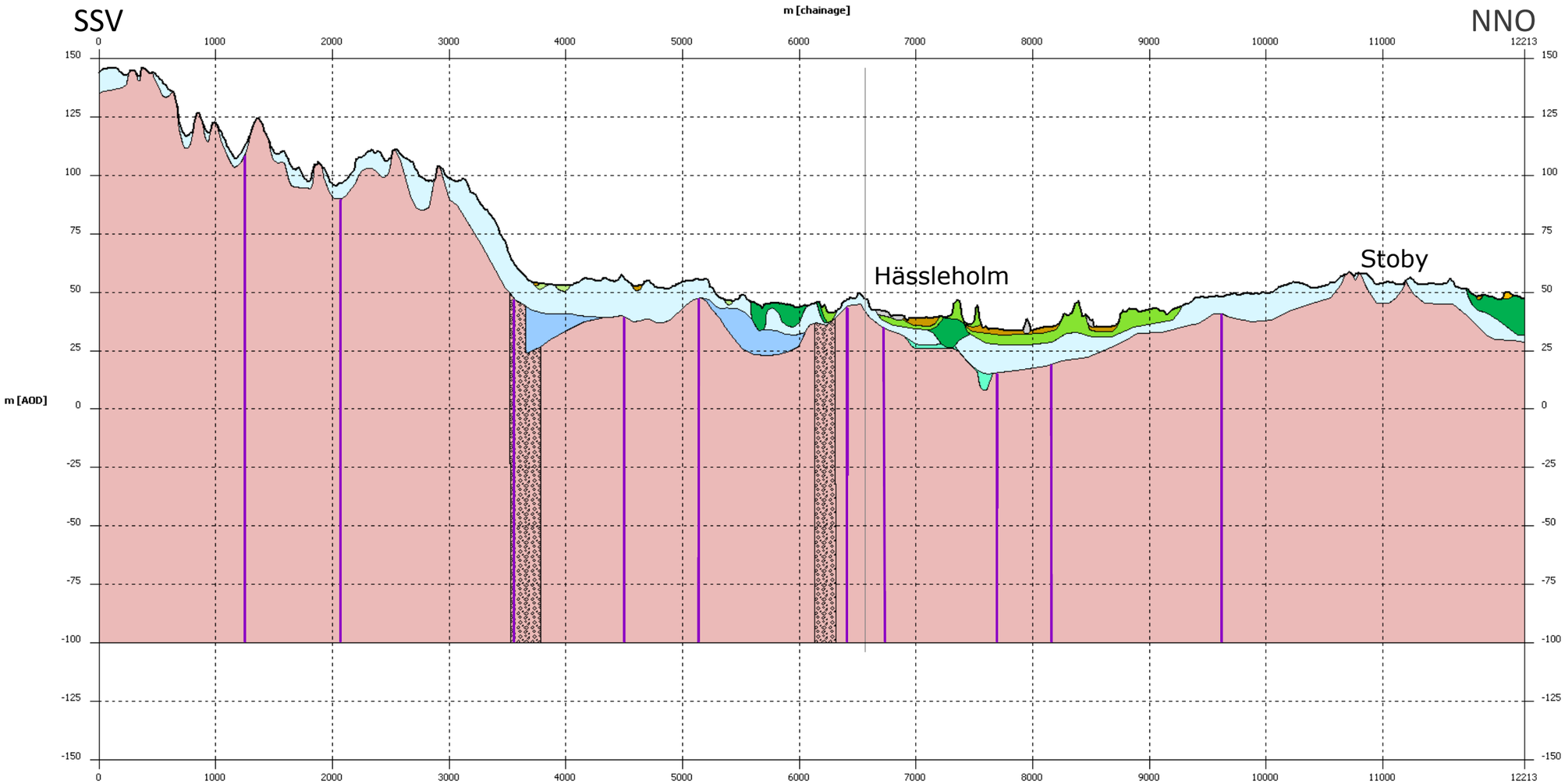
Sektion 2, Örtofta-Lyby-Hörby



Sektion 3, Sösdala-Tormestorp



Sektion 4, Finjasjön-Tormestorp-Ignaberga



Sektion 5, Ö. Tormestorp-Hässleholm-Stoby