K 754

Beskrivning till

Jordartskarta över centrala Jämtlands län

Gustaf Peterson Becher, Robin Blomdin, Bradley Goodfellow, Jonas Ising, Henrik Mikko, Gunnel Ransed, Carl Regnéll, Colby Smith & Christian Öhrling



SGU Sveriges geologiska undersökning

ISSN 1652-8336
ISBN 978-91-89421-67-7

Omslagsbild: Skidspår följer ryggen på en rullstensås mellan Storulvån och Blåhammaren.

Fotograf: Gustaf Peterson Becher, SGU

Författare: Gustaf Peterson Becher, Robin Blomdin, Bradley Goodfellow, Jonas Ising, Henrik Mikko, Gunnel Ransed, Carl Regnéll, Colby Smith & Christian Öhrling

Granskad av: Mark D. Johnson, Göteborgs universitet

Ansvarig enhetschef: Anna Hedenström

Redaktör: Johan Sporrong

Utgivningsår: 2024

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

www.sgu.se

”Inget värmer som en kall pilsner”
Professor Jan Lundqvist
Grönland, 1986

INNEHÅLL

1 Sammanfattning 6
1.1 Summary 11
2 Introduktion, geologisk bakgrund och metodik 16
2.1 Inledning 16
2.2 Metodik och jordartsindelning 18
2.3 Kvartära bildningar 24
3 Beskrivning av jordarternas utbredning per delområde 31
3.1 Middagsfjället, 70 3 05 NV 33
3.2 Storlien 37
3.3 Storulvån, 70 3 05 SV 41
3.4 Sylarna, 69 3 55 NV 45
3.5 Skarsfjället 51
3.6 Duved, 70 3 05 NO 55
3.7 Vålådalen, 70 3 05 SO 58
3.8 Härjångsfjällen, 69 3 55 NV 61
3.9 Kall, 70 4 00 NV 64
3.10 Åre 68
3.11 Undersåker, 70 4 00 SV 77
3.12 Anarisfjällen, 69 4 50 NV 80
3.13 Flåsjön 84
3.14 Kaxås, 70 4 00 NO 87
3.15 Håckren 91
3.16 Oviksfjällen, 69 4 50 NO 94
3.17 Offerdal, 70 4 05 NV 100
3.18 Norderön 104
3.19 Myrviken, 69 4 55 NV 107
3.20 Östersund, inklusive Trångsviken 110
3.21 Fåker 115
3.22 Ismunden, 70 5 00 SV 119
3.23 Hammarstrand 122
3.24 Stugun, 70 5 00 SO 127
3.25 Gastsjö 132
3.26 Krångede 136
3.27 Håsjö, 69 5 55 NV 141
3.28 Sörbygden, 69 5 55 SV 146
3.29 Bispgården, inklusive Utanede 149

4 Jordarternas utbredning ur ett regionalgeologiskt perspektiv 153
4.1 Resultat och diskussion 153
4.1.1 Glaciala landformer 153
4.1.2 Deglaciationen inom kartområdet – från väst till öst 157
4.1.3 Stratigrafi 161
4.1.4 Ett kronologiskt ramverk för centrala Jämtlands glaciationshistoria 181
5 Tillämpade produkter utifrån insamlad geologisk information 187
5.1 Kornstorlek i morän 187
5.2 Jorddjupsmodell 190
5.3 Högsta kustlinjen 192
5.4 Förutsättning för skred i finkornig jord och morän 195
6 Referenser 197
7 Bilagor 205
7.1 Submoräna sorterade sediment 205
7.2 Dateringar av submoräna sorterade sediment 209

1 SAMMANFATTNING

Inledning

En jordartsgeologisk karta beskriver jordarters geografiska utbredning. Jordarterna i Sverige består till absolut övervägande del av material bildade under den geologiska perioden kvartär, ofta i samband med inlandsis och de varma perioderna däremellan. Dessa jordarter, och associerade landformer, utgör merparten av landskapet i Sverige och är därför också den mark där de flesta mänskliga aktiviteter äger rum. Genom att studera jordarternas bildningsmiljö och läge i landskapet är det möjligt att skapa en bild av jordarternas egenskaper och utbredning. Detta är viktigt vid till exempel, men inte begränsat till, ändamål som rör klimatanpassning, skredförutsättningar, samhällsplanering, skogs- och lantbruk, grundvattenfrågor och prospektering.

Trots att de första länstäckande kartläggningarna av geologi utfördes i Jämtland redan under sent 1800-tal och med en stor insats under 1960-talet har modern och digital jordartsinformation saknats, och saknas fortfarande i de nordliga delarna av länet. För att tillmötesgå efterfrågan på moderna och digitala jordartsunderlag har därför de centrala delarna, från Storlien i väst till Ragunda i öst, kartlagts av Sveriges geologiska undersökning (SGU) under åren 2020–2023. Detta jordartsunderlag, i form av kartor och databaser beskrivs, tolkas och analyseras i denna rapport.

Geologisk bakgrund

I Jämtland finns flera lokaler med jordarter från äldre nedisningar eller värmeperioder där emellan (se 4.1.3.1). På dessa platser har äldre sediment bevarats och kan ge indikationer om den geologiska utvecklingen. Baserat på tillgänglig litteratur och de data som samlats in under detta arbete kan vi tolka spår i jordlagren från i vart fall den näst senaste inlandsisen och värmeperioden där emellan (se 4.1.3.3). För drygt 50 000 år sedan drog en inlandsis sig tillbaka och iskanten rörde sig från sydost till nordväst och avsatte morän och isälvsmaterial. Nu blev Jämtland sannolikt helt isfritt, och sand, silt, ler samt organiska jordar avsattes. För ungefär 30 000 år sedan växer inlandsisen sig stor, från fjällen och mot sydost, tills den når maxutbredning under senaste nedisningen nere i Tyskland och Polen i söder. Klimatet blir varmare, inlandsisen börjar smälta och iskanten rör sig genom södra Sverige norrut. I Jämtland smälter i stället inlandsisen med en iskant som rör sig österut från Norge. Fjällen är alltså de första delarna av Jämtland som blev isfritt efter senaste nedisningen för ungefär 10 500 år sedan (se 4.1.2). Mellan fjällen och inlandsisen bildas issjöar, dämda mellan is och topografi. Issjöarna växer sig större, silt avsätts i sjöarna, och bildar som störst den centraljämtska issjön (se 4.1.2). För ungefär 10 000 år sedan blir inlandsisen så liten att issjöarna rinner ut i nuvarande Östersjön, den så kallade Ancylussjön, och för ungefär 9 800 år sedan var inlandsisen helt borta från Jämtland.

Jordarterna i Jämtland

I rapporten beskrivs de olika jordarterna, dess egenskaper och utbredning i detalj per delområde. Nedan beskrivs de vanligaste jordarternas utbredning och egenskaper i tre kategorier: morän, isälvssediment samt issjö- och sjösediment.

Morän

Morän är en jordart bildad eller avsatt direkt av en inlandsis. Den uppvisar generellt en stor variation och utgörs ofta av en blandning mellan flertalet kornstorlekar i olika proportioner,

från finkornig till grovkornig. Moränens egenskaper är direkt kopplad till dess kornstorleks-sammansättning, vilken i sin tur beror på berggrundstyp och inlandsisens processer. Berggrunden har en stor diversitet i Jämtland, med fjällbergarter i väster och urberg i öster, men också en invecklad glaciationshistoria med flera olika inlandsisar. I ett regionalt perspektiv är dock berggrundens sammansättning sannolikt den viktigaste parametern.

I väst, och i de centrala delarna, där metasedimentära fjällbergarter dominerar, bildas generellt moräner med finkornigt innehåll (sandig-siltig morän, lerig morän eller moränlera), ibland i princip lera. I öst däremot, där urberg dominerar, blir moränerna generellt grovkornigare (sandig eller grusig morän). Detta syns tydligt på moränytan eller i de allra översta delarna av jordlagren, där de västliga delarna uppvisar en närmast blockfri yta och i öster en tydlig blockighet av urbergsblock.

Moränen varierar också på djupet, vilket kopplar till skiftande isrörelseriktningar under den senaste och tidigare nedisningar. I de västra delarna, speciellt kring och i Åredalen förekommer ställvis en kompakt finkornig morän. Sannolikt är denna morän bildad av en tidigare isrörelse från väst mot öst som brutit loss och förflyttat lättvittrat berg i området kring Storlien. Möjligen kan denna kompakta morän utgöra ett tätskikt under den övre sandig-siltiga moränen vilket leder till att vatten kan hållas i jorden och kan på så vis öka förutsättningarna för slamströmmar och skred. Slamströmmar är naturliga och aktiva processer men påverkas stort av både förändrade nederbördsmönster och mänsklig påverkan i landskapet. Spår i landskapet av skred finns ställvis i dessa västliga områden som har finkornigare moräner (se 5.4). Intressant är att på i vart fall tre platser är det möjligt att genom utredning av åldersförhållanden, kopplat till deglaciationshistorien, kan en ålder sättas när dessa skred var aktiva, vilken antyder att dessa bildats snart efter deglaciationen för drygt 10 000 år sedan (se 3.10.1.1 & 3.14.1.1).

Förflyttar vi oss till Storsjöområdet förekommer ytterligare en finkornig morän under en övre sandig-siltig morän. Denna underliggande morän är mycket finkornig (moränlera) och närmast helt svart i färgen och sannolikt starkt präglad av de underliggande skifferbergarterna. Också i de ostligaste delarna förekommer mer sporadiskt en underliggande finkornig morän, sannolikt bildad av en äldre isrörelse från väster, över de finkorniga bergarterna kring Storsjön, och österut.

Moränen överlagrar också ställvis andra jordarter, såsom sand, grus, silt och lera. Dessa submoräna sediment ligger alltså ”gömda” och skulle kunna utgöra hinder vid olika typer av konstruktioner. Submoräna sediment, sannolikt avsatta under en varmperiod före den senaste nedisningen kan också ge indikationer om den glaciala historien. Moränens sammansättning, åldersställning och bildning diskuteras i respektive delområde samt i del 5.1.

Torv förekommer i alla delar av kartläggningsområdet. Utbredningen som används som en del i detta kartläggningsarbete är baserat på Naturvårdsverkets produkt Nationella Marktäckedata. I stora delar av speciellt moränområden täcks ytan av tunna eller osammanhängande lager av torv. I vissa områden där det är speciellt tydligt att torv förekommer i tunna skikt har detta markerats i kartorna, men ofta kan moränområden antas vara täckta av tunna lager av torv.

Isälvsmaterial

Isälvsmaterial är en jordart som avsatts av inlandsisens smältvatten, i tunnlar under isen eller i nära anslutning till iskanten. Jordarten består av sorterad sand, grus eller block och är i princip fri från finmaterial såsom lera och silt, även om skikt av finkorniga sediment kan förekomma. I och med att partiklarna färdats i kraftiga vattenflöden är de ofta rundade och släta. Isälvsmaterialets egenskaper är också beroende på vilken bergart de bildats av. I de fall när partiklarna bildats från urberg eller motståndskraftiga metasedimentära bergarter är isälvsmaterialet ofta väl sorterat. Detta skiljer sig markant från isälvsmaterial kring till exempel

Storsjöbassängens skifferbergarter där den lokala berggrundens egenskaper gör att partiklarna vittrat sönder och i stället uppvisar en kantig och ibland finkornig komponent.

Det sediment som avsatts i istunnlar bildar slingrande ryggar i landskapet, rullstensåsar, vilka har en riktning som i stora drag överensstämmer med den övergripande isrörelseriktningen under tiden för bildandet. I och med att rullstensåsarna sammanfaller med isrörelsen har rullstensåsar bildats i flertalet olika riktningar, kopplade till olika stadier under inlandsisen utveckling. Mer om rullstensåsarnas olika riktningar, utbredning och möjliga åldersställning beskrivs i ”Beskrivning till geomorfologiska kartan Jämtlands län” (Blomdin m.fl. 2021).

Generellt är utbredningen av isälvsmaterial större i de östra områdena. En övervägande del av isälvsmaterialet har avsatts i dalgångar, även om en del åsryggar ställvis också förekommer i höjdområden. Till skillnad från de sediment som avsatts under inlandsisen och bildar åsryggar har de sediment som avsatts vid iskanten bildat flackare avlagringar såsom deltan och sandur vilka ofta utgör en indikation på inlandsisens läge vid en given tidpunkt.

Isälvsmaterial, inte minst rullstensåsar, med stor utbredning har förutsättningar att hålla grundvatten. Förutom det grova materialet som kan hålla lättillgängligt grundvatten är dess position i landskapet också en viktig förutsättning för dess potential som grundvattenmagasin.

Issjö- och sjösediment

Issjö- och sjösediment är en jordart som består av sediment avsatta i mer eller mindre stillastående vatten. Dessa har ofta kornstorlek lera, silt och finsand. I Jämtland härrör dessa från två olika miljöer: sediment avsatta i issjöar framför inlandsisen och sediment avsatta vid högsta kustlinjen, i vikar i Östersjöbassängen, den dåvarande Ancylussjön. Issjö- och sjösedimenten är ofta varviga, där inlandsisens säsongsvariationer kan ses i variationer i kornstorlek. Detta betyder att dessa avlagringar ofta består av två olika kornstorlekar som varvas i lagerföljden.

Issjöarnas utbredning i samband med inlandsisens tillbakadragande beskrivs i del 4.1.2 och ger förutsättningarna för issjösedimentens avsättningar. Sedimenten har ansamlats på de djupare och lugnare sjöbottnarna vilket leder till att mäktiga avlagringar förekommer i mitten av dalgångar. På de lägre liggande dalsidorna är issjösedimenten ofta tunna eller osammanhängande. Förutom betydande utbredning av issjösediment i de allra västligaste delarna av kartområdet, kring Storlien, är avsättningarna generellt mindre mäktiga i väster och ökar i mäktighet österut. Ofta utgör dessa sediment endast tunna eller osammanhängande lager. Utbredningen av issjöar inom kartområdet var stor och den betydligt mer begränsade utbredningen av issjösedimenten behöver sannolikt förklaras av inlandsisens dynamik under avsmältningen, kopplat till smältvattnets vägar och kraft samt tillgången till sediment. I de östra delarna av kartläggningsområdet är finkorniga vattenavsatta sediment generellt mäktigare. Dessa avsattes till skillnad från de övriga delarna vid den högsta kustlinjen vid dåvarande Ancylussjön. Dessa sjösediment utgör dalfyllnad och kan täcka stora delar av lägre liggande områden.

Finkorniga sediment, såsom issjö- och sjösediment, är generellt mer erosions- och skredkänsliga än grövre jordarter. I områden med branta sluttningar kan dessa jordarter därför ge förutsättningar för skred.

Kornstorlek i morän

Morän innehåller ofta flera olika kornstorlekar, från lera till block, och är kopplat till berggrunden samt de aktiva processerna under inlandsisen vid avsättning. För att få en bild av variationerna i moränens kornstorlekssammansättning har kornstorleksanalyser utförts, under detta och tidigare arbeten i området av SGU. Dessa analyser tillsammans med observationer i fält gör det möjligt att få en generell bild av variationen i moränens kornstorlek i Jämtlands län.

Det är tydligt att moränens kornstorleksvariation överensstämmer med variationer i den underliggande berggrunden, speciellt i regional skala. Detta betyder att moränen är som finkornigast, ofta lerig, kring Storsjön. I väster är moränen något grovkornigare, ofta siltig. I öster däremot är moränen sandig och ställvis också grusig. I den finkorniga moränen kring Storsjön överlagrar finkorniga bergarter, såsom gråvacka och skiffer. I fjällkedjan är moränen något grovkornigare vilket också kopplar till berggrundens egenskaper. I dessa delar är bergarterna mer omvandlade, metamorfoserade, vilket leder till en grövre sammansättning i moränen. Ställvis förekommer också intrusioner av kristallina bergarter. I de östra delarna av länet består berggrunden av kristallint berg, såsom graniter och pegmatiter. Dessa bergarter medför generellt en betydligt grövre, sandig och ibland grusig moränsammansättning.

I en mer lokal skala påverkar inlandsisens egenskaper vid avsättningen av moränen, vilket till viss del går att utröna genom att studera moränens former i markytan. Moränytor med kulliga former, till exempel ribbmorän, innehåller ofta en grovkornigare sammansättning och ställvis förekommer också sorterade sediment i moränen. Däremot plana moränytor, med till exempel drumliner, består ofta av en finkornigare morän.

Mer information om kornstorleksvariationer i moränen i Jämtland kan läsas om i beskrivningen till respektive delområde samt i del 5.1.

Förutsättning för skred i finkornig jord och morän

SGU:s produkt ”Förutsättningar för skred i finkornig jordart” är avsedd för användning endast i områden med finkorniga sorterade jordarter (främst lera och silt). Således ger den inte någon information om förutsättningar för skred i områden med morän (vilka beroende på kornstorlekssammansättningen kan ha egenskaper som är potentiellt skredkänsliga). Detta gäller framför allt områden i fjällnära miljö där sluttningar är branta och moränens kornstorlek ställvis är finkornig.

I kartområdet har därför en modifierad modellering som också innefattar morän utförts. Detta är möjligt eftersom variationen i moränens kornstorlek också analyserats. Modelleringen baseras på topografin, jordarterna och olika kritiska vinklar i lera och silt samt i olika moräntyper. Modelleringen och resultaten beskrivs i mer detalj i del 5.4.

Modellen visar två områden som avviker med hänsyn till förutsättningar för skred. I öster är detta längs Indalsälvens dalgång, mellan Gesundens östra del och Utanede. Här beror utfallet sannolikt på förutsättningar för skred i finkorniga sorterade jordarter, såsom den silt som avsatts under högsta kustlinjen. I väster utmärker sig Åredalen. I Åredalen är det troligen i stället förutsättningar för skred i morän som ger utslag i modellen. Om än i mindre skala syns samma mönster vid Bydalen och Ljungdalen. Utöver detta är det tydligt att fjällområdena uppvisar förutsättningar för skred, såsom Helags och Sylarna, vilket beror på de mycket branta sluttningarna.

Jordarternas mäktighet

Jordarternas mäktighet, eller jorddjup, varierar beroende på jordart och topografiskt läge. Genom att interpolera information om jorddjup och jordart är det möjligt att skapa en modell. En sådan jorddjupsmodell ger en översiktlig bild av jordtäckets mäktighet. Mer detaljerad information om denna modell beskrivs i del 5.2.

Det finns generella skillnader i jorddjup mellan områden med olika jordarter i ytan. Exempelvis har områden med sorterade sediment, såsom issjö- och sjösediment samt isälvsmaterial, i ytan större genomsnittliga jorddjup än områden med morän i ytan. Områden med sorterade sediment har ofta mäktigheter på 10-tals meter även om dessa så klart avtar gradvis

mot närliggande jordarter. Morän har generellt mäktigheter på mindre än 10 m, ofta kring 5 m. Ställvis underlagras morän inom kartområdet av sorterade sediment från tidigare nedisningar vilket behöver beaktas.

Mäktiga jorddjup, på mer än 40 m mäktighet, inom de kartlagda områdena finns vid Ånn, Sta och Duved i väster och Frösön samt Brunflo i de mellersta delarna. Det största jorddjupet inom området ligger centralt i Åre by. En ytterligare plats inom de kartlagda områdena som uppvisar mycket stora jorddjup är Tjärnviksdalen, söder om Krångede. Baserat på geofysiska mätningar uppskattas jorddjupet här till 48 m.

Högsta kustlinjen

När inlandsisen drog sig tillbaka i kartområdets östra delar täcktes de lägre liggande delarna av vatten. I Jämtlands län representerar högsta kustlinjen den högsta höjden över dagens havsnivå som Östersjöns vatten svämmade över i samband med deglaciationen, i den så kallade Ancylussjön. Högsta kustlinjen bildades ofta i direkt anslutning till att inlandsisen dragit sig tillbaka från en viss plats. Detta betyder att dagens kustläge på Jämtlands läns breddgrader är upp till 15 mil längre österut än för cirka 10 000 år sedan. Ancylussjön nådde längst in i älvdalarna, såsom Ljungan, Gimån, Indalsälven, Faxälven, Fjällsjöälven och Ångermanälven. Genom ny kartläggning av högsta kustlinjen inom kartområdet har en uppdaterad modell av högsta kustlinjen skapats vilken beskrivs i mer detalj i del 5.3.

Den högsta kartlagda nivån av högsta kustlinjen i Jämtland är däremot 254 m ö.h., vid Ljungå, sydost om Sörbygden. Utifrån den modell som presenteras nedan är den högsta nivån av högsta kustlinjen 259 m ö.h., utmed Indalsälven, vid Kvarnbacken söder om Bispgården.

I de områden som legat under högsta kustlinjen finns sediment som avsatts i, eller eroderats av, vatten i landskapet. Till exempel deltan uppbyggda i vattensamlingar, strandhak och vallar. Läget av högsta kustlinjen syns också i jordartskartorna och utbredningen av finkorniga sediment. I många dalgångar under högsta kustlinjen förekommer därför ler- och siltjordar som avsatts då dessa områden låg under vatten. Eftersom landhöjningen lett till minskande vattendjup har dessutom jordarterna i kustområdena successivt påverkats av vågor och strömmar, allteftersom landet stigit ur havet. Ovanför högsta kustlinjen har vågor och strömmar däremot inte kunnat påverka jordarna.

1.1 SUMMARY

Introduction

A Quaternary deposits map describes the geographical distribution of sediment types formed during the Quaternary period, the last 2.58 million years. The sediments in Sweden are predominantly unlithified and consist of materials formed during the younger part of the Quaternary period, often in connection with the ice age and the warm times within. These sediments, along with associated landforms, make up most of the Swedish landscape and thus are where most human activities take place. Therefore, understanding the properties and distribution of Quaternary sediments is useful when working with climate adaptation, landslide risk assessment, urban planning, forestry and agriculture, groundwater quality and prospecting, as well as mineral exploration.

Despite the first comprehensive geological surveys being conducted in Jämtland in the late 19th century, and extensive efforts in the 1960s, modern and digital Quaternary deposit information has been lacking, particularly in the northern parts of the county. To meet the demand for modern and digital Quaternary deposit data, the central parts of Jämtland, from Storlien in the west to Ragunda in the east, were mapped by the Geological Survey of Sweden (SGU) between 2020 and 2023. This report describes, analyses, and interprets the resulting data, including maps and databases.

Geological Background

Jämtland contains several locations with sediment from earlier glaciations or the warm periods in between (see 4.1.3.3). These preserved older sediments provide insights into the region's geological history. Based on available literature and the data collected during this work, traces from at least the penultimate ice-sheet and the warm period thereafter can be interpreted. Around 50,000 years ago, an ice sheet retreated across Jämtland, and the ice margin moved from southeast to northwest, depositing till and glaciofluvial material (see 4.1.3.3). Jämtland likely became ice-free at this time, and organic sediments, sand, clay, and silt were deposited. About 30,000 years ago, the ice sheet expanded again from the mountains towards the southeast, reaching its maximum extent in Germany and Poland. As the climate warmed, the ice sheet began to melt, with the ice margin moving northward through southern Sweden. In Jämtland, however, the first part of the county to be deglaciated was the mountain, around 10,500 years ago, as the ice-sheet center was in the eastern part of Jämtland at this time. (see 4.1.2). Glacial lakes formed during deglaciation as meltwater was dammed between the mountains in the west and the ice sheet in the east. These lakes grew, and silt was deposited, forming the Central Jämtland glacial lake (see 4.1.2). Around 10,000 years ago, the ice sheet became small enough that the glacial lakes drained into what is now the Baltic Sea, the so-called Ancylus Lake, and by approximately 9,800 years ago, the ice sheet was completely gone from Jämtland.

Quaternary deposits in Jämtland

The map description details the various types of Quaternary deposits, their properties, and their distribution by sub-region. Below is a summary of the distribution and characteristics of the most common deposits in three categories: till, glaciofluvial sediments, and glaciolacustrine and lacustrine sediments.

Till

Till is formed or deposited directly by a glacier. It can exhibit a wide variation of properties and often consists of a mixture of multiple grain sizes in varying proportions, from fine-grained to coarse-grained. The properties of till are directly related to its grain size composition, which in turn depends on bedrock type and glacial processes. The bedrock in Jämtland is highly diverse, with metasedimentary rocks in the west and crystalline rocks in the east, as well as a complex glaciation history involving multiple ice sheets. However, with regard to the grainsize distribution of till, the bedrock composition is likely the most important factor on a regional scale.

In the west and central parts of Jämtland, where metasedimentary rocks dominate, the till tends to be fine-grained (sandy-silty till, clayey till, or clay-rich till), sometimes almost entirely clay. In contrast, in the east, where crystalline rocks dominate, the till is generally coarser-grained (sandy or gravelly till). This is evident in the till surface, where the western areas show an almost boulder-free surface, while in the eastern areas crystalline boulders are common at the surface.

Till also varies with depth, reflecting changes in ice movement during the last and previous glaciations. In western parts of Jämtland, especially in the Åre region, there is occasionally a compact fine-grained till. This till is likely formed by an earlier ice movement from west to east, which broke off and transported easily weathered rock in the area around Storlien. This compact till may form an impermeable layer below the upper sandy-silty till leading ot the retention of water in the upper sediment and increase the risk of debris flows and landslides. Debris flows are natural and active processes but are greatly influenced by changing precipitation patterns and human-made structures. Traces of landslides can be found in these western areas with finer-grained tills (see 5.4). Interestingly, in at least three locations, it is possible to determine the age of these landslides by investigating age relationships linked to deglaciation history, suggesting they formed shortly after deglaciation about 10,000 years ago (see 3.10.1.1 & 3.14.1.1).

Moving to the Storsjö area, another fine-grained till is found beneath an upper sandy-silty till. This underlying till is very fine-grained (clayey till) and almost entirely black, likely due to the underlying shale bedrock. For this reason, this till is often called "local shale till". In the easternmost parts, a similar fine-grained till is found sporadically beneath an upper layer, likely formed by an earlier ice movement from the west, over the fine-grained rocks around Storsjön, and eastward.

Till also occasionally overlies other sediments, such as sand, gravel, silt, and clay. These sub-till sediments are "hidden" and could pose challenges for various types of construction. Sub-till sediments, likely deposited during a warm period before the last glaciation, can also provide clues about glacial history. The composition, age, and formation of till are discussed in each sub-region as well as in section 5.1.

Peat occurs in all parts of the mapping area. The distribution used in this mapping work is based on the Swedish Environmental Protection Agency's National Land Cover Data. In large parts of the till areas, the surface is covered by thin or discontinuous layers of peat. In some areas where peat is particularly prominent in thin layers, this has been marked on the maps, but often till can be assumed to be covered by thin layers of peat.

Glaciofluvial Material

Glaciofluvial material is sediment deposited by meltwater from a glacier, either in tunnels beneath the ice or in close proximity to the ice margin. The sediment consists of sorted sand, gravel, or boulders and is essentially free of fine material such as clay and silt, although layers

of fine-grained sediments may occur. Because the particles have been transported by flowing water, they are often rounded and smooth. The properties of glaciofluvial material also depend on the bedrock from which it was formed. In cases where the particles were formed from crystalline or resistant metasedimentary rocks, the glaciofluvial material is often well-sorted. This differs markedly from glaciofluvial material around the Storsjö Basin's shale rocks, where the local bedrock properties cause the particles to break down and instead exhibit an angular and sometimes fine-grained component.

The sediment deposited in tunnels beneath the ice forms sinuous ridges in the landscape, known as eskers, which generally align with the overall ice movement direction during their formation. In Jämtland, eskers have formed in several different directions, linked to various stages of ice sheet development. More about the different directions, distribution, and possible ages of the eskers are described in the description of the geomorphological map of Jämtland county (Blomdin et al. 2021).

In general, the distribution of glaciofluvial material is greater in the eastern areas. A significant portion of the glaciofluvial material has been deposited in valleys, although some esker ridges also occur in upland areas. Unlike the sediments deposited beneath the glacier, which form esker ridges, the sediments deposited at the ice margin form flatter deposits such as deltas and sandurs, which often indicate the location of the ice margin at a given time.

Glaciofluvial material, especially large eskers, has the potential to hold groundwater resources due to both the coarse grainsizes and its position in the landscape.

Glaciolacustrine and Lacustrine Sediments

Glaciolacustrine and lacustrine sediments are deposited in standing water. These sediments are often fine-grained, consisting of clay, silt, and fine sand. In Jämtland, they originate from two different environments: sediments deposited in glacial lakes in front of the ice sheet and sediments deposited at the highest coastline, in fjords within the Baltic Sea basin, which was then the Ancylus Lake. Glaciolacustrine sediments are often varved, where the seasonal variations of the ice sheet can be seen in variations in grain size, for example silt being deposited in the summer and clay in the winter. This leads to one year being represented by a varve couplet.

The distribution of glacial lakes in connection with the retreat of the ice sheet is described in section 4.1.2 and provides the conditions for the deposition of glaciolacustrine sediments. The sediments have accumulated in the deeper and calmer lake bottoms, leading to thick deposits in the middle of valleys. On the lower valley sides, the glaciolacustrine sediments are often thin or discontinuous. Except for the significant distribution of glaciolacustrine sediments in the far western parts of the mapped area, around Storlien, the deposits are generally less thick in the west and increase in thickness towards the east. Often these sediments form only thin or discontinuous layers. The extensive distribution of glacial lakes within the mapped area suggests that the limited distribution of glaciolacustrine sediments likely needs to be explained by the dynamics of the ice sheet rather than the extent of the glacial lakes. In the eastern parts of the mapped area, fine-grained water-deposited sediments are generally thicker. Unlike in the western parts, these were deposited at the highest coastline of the Ancylus Lake. These lacustrine sediments fill valleys and can cover large parts of lower-lying areas.

Fine-grained sediments, such as glaciolacustrine sediments, are generally more prone to erosion and landslides than coarser sediments. In areas with steep slopes, these sediments can therefore provide conditions that are conducive to landslides.

Grain Size in Till

Till often contains various grain sizes, from clay to boulders, and is related to the bedrock and the active processes under the ice sheet during deposition. To gain an understanding of the variations in the grain size composition of the till, grain size analyses have been conducted, both during this work and in previous studies by SGU in the area. These analyses, together with field observations, provide a general picture of the variation in till grain size in Jämtland County.

The variation in till grain size corresponds with variations in the underlying bedrock, especially on a regional scale. This means that the tills are finest-grained, often clayey, around Lake Storsjön. In the west, the tills are somewhat coarser, often silty. In the east, however, the tills are sandy and occasionally gravelly. In the fine-grained tills around Lake Storsjön, fine-grained rocks, such as greywacke and shale, predominate. In the mountain range, the till is somewhat coarser, which is also linked to the characteristics of the bedrock. In these areas, the rocks are more transformed, and metamorphosed, leading to a coarser composition in the till. Occasionally, there are also intrusions of crystalline rocks. In the eastern parts of the county, the bedrock consists of crystalline rock, such as granite and pegmatite. These rocks generally result in a significantly coarser, sandy, and sometimes gravelly till composition.

On a more local scale, the properties of the ice sheet during the deposition of till also influence the composition, which can be partly discerned by studying the shapes of till surfaces. Till surfaces with hilly forms, such as ribbed moraine, often contain a coarser composition and occasionally sorted sediments within the till. On the other hand, flat till surfaces, such as drumlins, often consist of finer-grained till.

More information on the grain size variations in till in Jämtland can be found in the description of each sub-area and section 5.1.

Conditions for Landslides in Fine-Grained Sediments and Till

SGU's product "Conditions for landslides in fine-grained soil" (*swe.* "Förutsättningar för skred i finkornig jordart") is intended for use only in areas with fine-grained sorted material (mainly clay and silt). Therefore, it does not provide information on landslide conditions in areas with till (which, depending on the grain size composition, can have properties that are potentially susceptible to landslides). This is especially relevant in areas near the mountains, where slopes are steep and the till can be fine-grained.

In the mapped area, a modified model that also includes till has been developed. This is possible because the variation in till grain size has also been analyzed. The modeling is based on the topography, sediment types, and various critical angles in clay and silt, as well as in different types of till. The modeling and results are described in more detail in section 5.4.

The model shows two areas that stand out in terms of landslide conditions. In the east, this is along the Indalsälven valley, between the eastern part of Gesunden and Utanede. Here, the outcome is likely due to conditions for landslides in fine-grained sorted sediments, such as the silt deposited under the highest coastline. In the west, the Åre area stands out. In the Here, it is likely the conditions for landslides in till that influence the model's results. Although on a smaller scale, the same pattern is seen in Bydalen and Ljungdalen. Additionally, the mountainous areas show conditions for landslides, such as Helags and Sylarna, due to the very steep slopes.

Thickness of Quaternary Deposits

The thickness of Quaternary deposits, or depth-to-bedrock, varies depending on the type of sediment and topographic location. By interpolating information about depth and Quaternary deposits, it is possible to create a model of the thickness of the sediment layers. Such a depth model provides an overview of the thickness of the Quaternary deposits cover. More detailed information about this model is described in section 5.2.

There are general differences in depth between areas with different types of sediment. For example, areas with sorted sediments, such as glaciolacustrine sediments, and glaciofluvial material, on the surface have greater average depths than areas with till on the surface. Areas with sorted sediments often have thicknesses of tens of meters, although these gradually decrease towards adjacent units. Till generally has thicknesses of less than 10 meters, often around 5 meters. In some places within the mapped area, till is underlain by sorted sediments from previous glaciations, which needs to be considered.

Significant depths, with thicknesses of more than 40 meters, within the mapped areas are found at Ånn, Sta, and Duved in the west and Frösön and Brunflo in the central parts. The greatest depth within the area is located centrally in Åre village. Another place within the mapped areas that show very large depths is Tjärnviksdalen, south of Krångede. Based on geophysical measurements, the depth here is estimated to be 48 meters.

The Highest Coastline

As the ice sheet retreated from the eastern parts of the mapped area, the lower-lying parts were covered by water. In Jämtland County, the highest coastline represents the highest elevation above today's sea level that the waters of the Baltic Sea reached during deglaciation, in what is known as the Ancylus Lake. The highest coastline was often formed shortly after the ice sheet had retreated from a specific location. This means that the current coastline at Jämtland County's latitude is up to 150 kilometers further east than it was about 10,000 years ago. The Ancylus Lake extended far into river valleys, such as Ljungan, Gimån, Indalsälven, Faxälven, Fjällsjöälven, and Ångermanälven. Through the new mapping of the highest coastline within the mapped area, an updated model of the highest coastline has been created, which is described in more detail in section 5.3.

The highest recorded level of the highest coastline in Jämtland is 254 meters above sea level, at Ljungå, southeast of Sörbygden. According to the model presented below, the highest level of the highest coastline is 259 meters above sea level, along the Indalsälven, at Kvarnbacken, south of Bispgården.

In the areas that lay below the highest coastline, sorted sediments were deposited on the seafloor. The location of the highest coastline is visible on Quaternary deposit maps and in the distribution of fine-grained sediments. In many valleys below the highest coastline, clay, and silt were deposited when these areas were underwater. As land uplift led to decreasing water depths, the landscape in coastal areas was also gradually affected by waves and currents, forming shorelines and wave-washed slopes, as the land rose above the waters in the Baltic basin. Above the highest coastline, however, waves and currents have not been able to affect the landscape.

2 INTRODUKTION, GEOLOGISK BAKGRUND OCH METODIK

2.1 Inledning

Jordartskartor är en viktig produkt för att visa markens egenskaper. De används som de är eller som grundinformation till andra tematiska kartor eller modeller som i sin tur behövs för att planera ett hållbart samhällsbyggande.

Delar av Jämtlands län, såsom fjällområdena och Indalsälvens dalgång i länets östra delar pekas ut som riskområden för ras, skred och översvämning (SGI och MSB 2021). Som underlag för att bedöma och bemöta dessa risker krävs bland annat jordartskartor som underlag. I de områden som berörs av en förhöjd risk för ras, skred och översvämning är det därför viktigt att jordartskartor finns tillgängliga med ändamålsenlig kvalitet. Vidare är jordarternas egenskaper i allmänhet och isälvsavlagringars kornstorlek, mäktighet och utbredning i synnerhet är en viktig faktor för att kartlägga potentiella grundvattenmagasin.

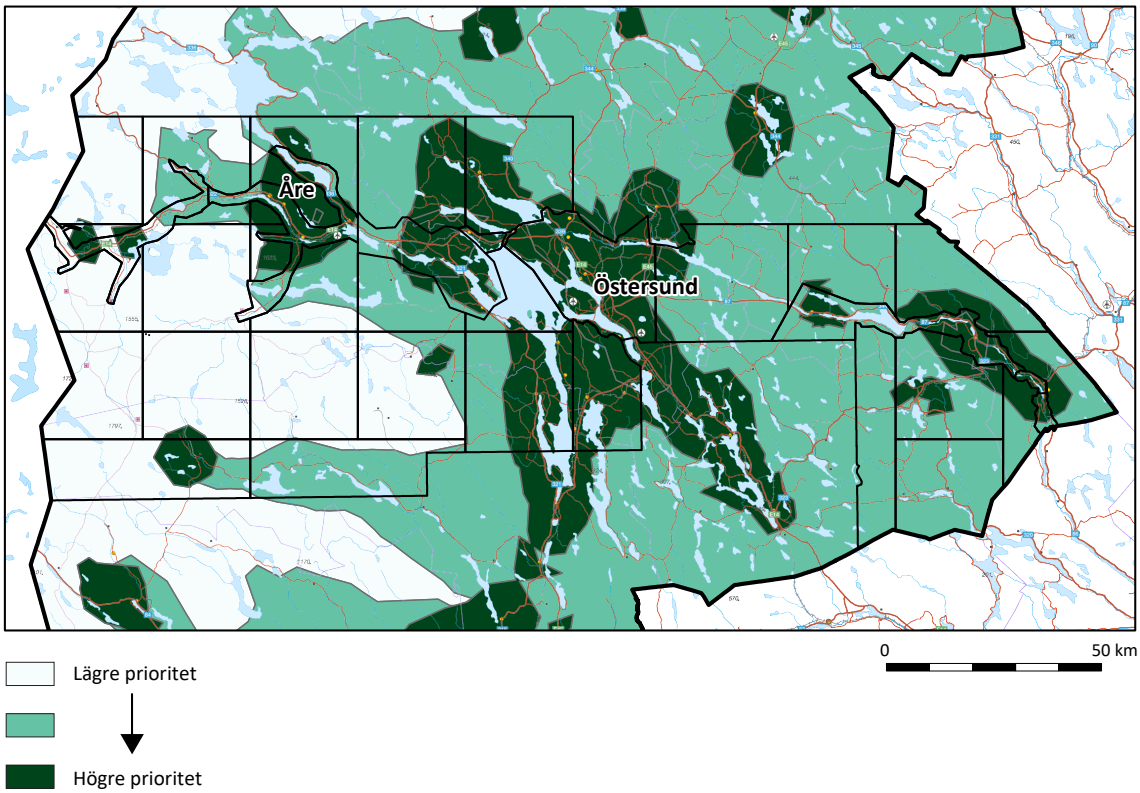
De areella näringarna är viktiga i Jämtlands län. Enligt Boverkets definition räknas till areella näringar oftast näringar som använder olika biologiska resurser på land och i vatten. Skogsbruk, turism (naturturism) och rennäring är typexempel. Som exempel, Jämtlands län är ett av Sveriges viktigaste turismområden och turism utgör en betydande del av arbetsmarknaden i de sydvästra delarna av länet (Jonsson & Pettersson 2020). Utöver detta finns en stor skogsnäring, likt övriga nordliga län (Jonsson & Pettersson 2020). I Jämtlands län finns också rennäring, vilken sysselsätter närmare 400 personer (Sametinget 2020).

Jämtlands län är en nettoexportör av elenergi. Vattenkraften står för en stor del av elproduktionen och flera stora kraftdammar finns utmed Indalsälven vilka producerar kring 15 % av Sveriges vattenkraft (Energimyndigheten 2021). Elenergin produceras och överförs genom stora konstruktioner där de geologiska förutsättningarna är viktiga för att skapa en hållbar infrastruktur. Vidare är Jämtlands län, tillsammans med övriga nordliga län, stor producent av vindkraft och står för 12 % av Sveriges vindkraftsproduktion (Energimyndigheten 2022). För en hållbar utveckling och utbyggnad av vindkraft är de geologiska förutsättningarna en av grundbultarna.

Utöver detta finns områden i Jämtlands län som är utpekade som riksintressen för värdefulla mineral, och det finns flera aktiva undersökningstillstånd för metaller och industrimineral. Sveriges geologiska undersökning (SGU) har som uppgift att skapa goda förutsättningar för ett hållbart nyttjande av landets mineralresurser. Förutom att en fördjupad geologisk förståelse av inlandsisens dynamik, ett här kallat geologiskt ramverk, ger information som är viktig för prospekteringsarbete så krävs också jordartsgeologisk information för att kunna bedöma eventuella effekter av till exempel gruvdriftens påverkan på grundvatten. Jordartskartor är en viktig grundinformation för all samhällsplanering, även för den infrastruktur som behövs för att planera till exempel energiförsörjning och transporter till och från en eventuell gruva.

Det är därför av stor vikt att en kartläggning av Jämtlands läns jordarter är areellt heltäckande och inte endast följer områden med infrastruktur eller bebyggelse.

Den första geologiska kartläggningen i Jämtlands län utfördes under slutet på 1800-talet (Högbom 1894). Studierna som utfördes i samband med det arbetet formulerade flera av de frågeställningar kring Jämtlands läns geologi som fortfarande är aktuella. I Jämtlands län utförde SGU senare en banbrytande kartläggning av jordarterna under 1950 och 60-talet (Lundqvist, J. 1969a), den så kallade länskarteringen, vilken på många sätt satt standarden för hur kartläggning utförs i Sverige. Under de 60-talet år som gått sedan kartläggningen har samhällets behov förändrats och kartmaterialet var inte framtaget för att kunna användas inom till exempel kommunernas eller länsstyrelsens geografiska informationssystem. Den geologiska kunskapsbas som skapades under arbetet med länskarteringen är till stor del fort-



Figur 1. GIS-analys visar hur SGU valt att fokusera kartläggningsarbetet. Det svarta rutmönstret visar respektive delområde för jordartskartläggningen.

farande aktuell. Denna beskrivning kan ses som ett komplement till Jan Lundqvists kartbladsbeskrivning i första hand men också till Arvid Högboms kartläggning.

De geologiska undersökningarna som utförts under denna studie har använt mycket av de observationer och analyser som utförts under tidigare kartläggningar och som har varit tillgängliga i SGU:s arkiv. Detta gäller speciellt fältkartor och jordartsanalyser från länskarteringen (Lundqvist, J. 1969a). I mångt och mycket kan dessa nya jordartskartor över Jämtlands län ses som en uppdatering av den tidigare länskartan (Lundqvist, J. 1969a).

Den jordartsgeologiska kartläggningens upplägg är baserat på en prioritetsanalys som till stor del är baserad på bebyggelse och infrastruktur. Denna prioritering syns i figur 1 och det är tydligt att Åredalen, Storsjöbygden och Indalsälvens dalgång faller ut som högt prioriterade områden.

I de södra delarna av Jämtlands län finns redan kartor i skala 1:100 000 från början av 2000-talet, så kallade regionalkartor, och dessa har ansetts vara av tillräckligt god kvalitet. De områden som föll ut i prioriteringsanalysen, och ligger norr om det regionalkartlagda området, har därför prioriterats. För att också möta behoven från de areella näringarna har kartläggningen utförts areellt heltäckande, från riksgränsen i väst till länsgränsen i öst och upp till en västöstlig linje som löper genom Kall-Rör, Landön och strax söder om Hammerdal.

2.1.1 Läsanvisning

Rapporten består av fem delar. Först en sammanfattning som kortfattat går igenom de övriga delarna. I del två beskrivs varför och på vilka grunder SGU har valt att kartlägga i Jämtland samt en beskrivning av den metodik som använts. I del två ingår också en beskrivning av de olika typer av jordarterna som har kartlagts inom projektet. Del två vänder sig till de personer

som är intresserade av att förstå hur jordartskartan har tagits fram och vad den egentligen visar. Del tre däremot vänder sig till de användare som vill ha konkret information om jordarternas utbredning i respektive delområde. Här beskrivs kortfattat, förutom jordarternas utbredning, också egenskaper och jordlagerföljder inom området. Ofta beskrivs här olika landformer vilka endast sällan är noterade på jordartskartorna och därför hänvisas läsaren till ”Beskrivning till geomorfologiska kartan Jämtlands län” (Blomdin m.fl. 2021) samt tillhörande kartvisningstjänst. Vidare rekommenderas läsaren ha SGU:s kartvisningstjänst för jordartskartor eller Lantmäteriets motsvarighet för topografiska kartor tillhands. Den fjärde delen av rapporten tar ett mer övergripande, regionalgeologiskt, grepp om jordarterna inom kartområdet och till viss del också resterande delar av Jämtlands län. Här beskrivs tolkningen av de landformer och jordlagerföljder som beskrivits under kartläggningen. En beskrivning av glaciationshistoria och stratigrafisk information leder fram till ett ramverk för jordarterna i Jämtlands län. Denna del vänder sig till de som vill ha en ökad förståelse för jordartsgeologin i kartområdet som helhet samt de geologiska förutsättningar som finns. I den sista delen beskrivs kortfattat fyra olika resultat i form av en översiktlig karta över kornstorlek i morän, en uppdaterad jorddjupsmodell, en ny version av högsta kustlinjens läge i regionen samt en modell och diskussion kring förutsättningar för skred i både finkorniga jordarter och morän.

2.2 Metodik och jordartsindelning

2.2.1 Metodik

Innan kartläggning påbörjas sammanställs den geologiska information som finns över området. Ett urval av information från externa källor, i första hand vetenskapliga artiklar som berör jordartsgeologin i området, tidigare jordartsgeologiska kartläggningar, geotekniska utredningar och grundvattenutredningar ställs samman och används som underlag. Fältarbetet har utförts mestadels längs vägnätet, och endast i undantagsfall har kartläggning till fots utförts. Befintliga jordskärningar som passeras dokumenteras i fält. Kompletterande schaktningar och borrningar har utförts i mycket begränsad omfattning. För ytterligare information om SGU:s kartläggningsmetodik rekommenderas ”Handledning för jordartsgeologiska kartor och databaser över Sverige” (Karlsson, Sohlenius & Peterson Becher 2021).

2.2.1.1 Kartunderlag

Det primära kartunderlaget för kartläggningen i Jämtlands län är LiDAR-data i form av de höjdmodeller som tillhandahålls av Lantmäteriet. Höjdmodeller baserade på LiDAR ger en mycket god möjlighet att studera landskapet, ofta i en detalj som är långt mer detaljerade än tidigare underlag (Johnson, Fredin, Ojala & Peterson 2015). Höjdmodellerna som använts har en upplösning på 2×2 m i planet och 0,2 m i höjdled (Lantmäteriet 2020). Förutom höjdmodellen som sådan har också olika topografiska derivat använts; terrängskuggningar med olika instrålningsvinklar (45°, 310° och 270°) samt sluttningskartor. Anledningen till detta är att i största möjliga mån undvika en ojämn kartläggningskvalitet kopplat till att landformer längs belysningsriktningen ofta är svårare att se än landformer tvärs belysningsriktningen. Ortofoton (infraröda och färg) har ställvis använts som komplement till LiDAR-höjdmodellen. Ortofoton är speciellt viktiga vid tolkning av områden över trädgränsen, berghällar eller förekomster av till exempel torv och bleke.

2.2.1.2 Kartläggning

Stora delar av framtagandet av jordartskartorna i Jämtlands län består av tolkning av ovan nämnda underlag. Detta betyder att det stora flertalet av de kartlagda ytorna är baserade mest på geomorfologiska antaganden och med relativt få direkta observationer. I jämförelse med

SGU:s andra jordartskartor särskiljer sig denna kartläggning särskilt vad gäller den höga andelen fjärranalys kontra fältarbete, vilket är viktigt att notera i samband med användning av materialet i vidare analyser.

För många av de landformer som finns i de lösa jordlagren är det möjligt att anta en bildningsmiljö eller bildningsprocess. Detta tillsammans med vetskapen om att en viss typ av landform består av en viss jordart gör det möjligt att utifrån tolkning av landskapet skapa kartor över jordarter. Till exempel är rullstensåsar en tydlig landform som enkelt kan urskiljas under kartläggningen. Rullstensåsen bildas i tunnlar under inlandsisen där grus och sten avsätts i slingrande former (se omslagsbild). Det går därför att med stor säkerhet anta att en rullstensås innehåller en blandning av relativt grova sorterade sediment. Detsamma gäller till exempel delta-former, bildade när älvar runnit ut i en isdämd sjö och avsatt sand och grus. Landformer som bildats direkt av inlandsisen består ofta av morän, en blandning av allt från lera till sten. När dessa typer av landformer, såsom ändmoräner eller ribbmoräner finns är det enkelt att anta att dessa områden består av jordarten morän. Vidare kan också böljande ytor ofta urskiljas som morän. Berg i dagen urskiljs ofta som områden med en avvikande struktur som sällan stämmer överens med de landformer som bildats av och efter inlandsisen, till exempel bergrundsstrukturer (sprickor med mera) kontra drumliniserad morän.

För att ytterligare effektivisera arbete har torvområden hämtats från Nationella marktäckedata (Naturvårdsverket 2019). Områden som enligt Nationella marktäckedata kartlagts som ”Öppen våtmark” eller ”Skog på öppen våtmark” har slagits samman för att generera områden med torv på jordartskartan. Variationen i Nationella marktäckedatas träffsäkerhet har gjort det nödvändigt att ställvis justera det ”torvskikt” som tagits fram.

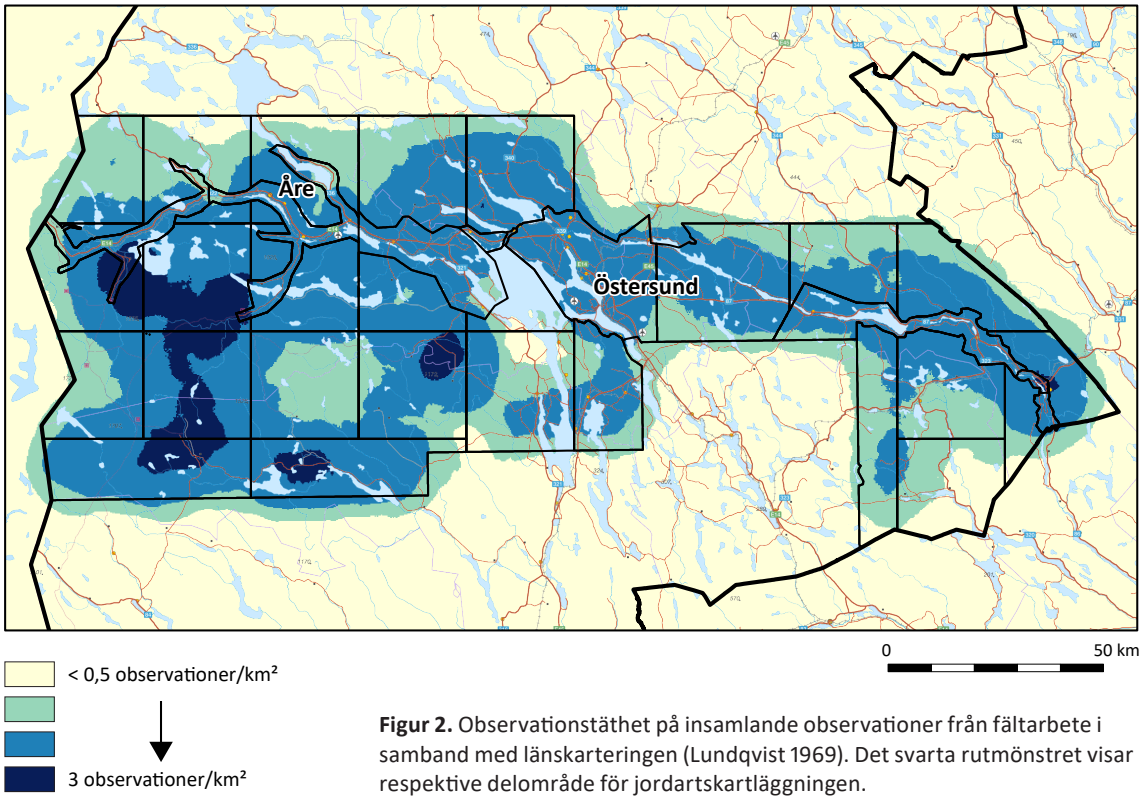
Ett underlag som varit grundläggande är de observationer som gjordes under kartläggningen och som ledde till länskartan (Lundqvist, J. 1969a). Dessa observationer gjordes i fält på liknande sätt som under nuvarande fältarbeten. Dock var underlaget den så kallade generalstabskartan och således finns en stor osäkerhet i observationens läge (upp emot 1 km) men en observation av en viss jordart i ett område kan stärka tolkningen. Observationerna från länskarteringen är väl spridda över kartläggningsområdet och uppgår till uppemot 3 observationer per kvadratkilometer (fig. 2).

Tillgången till detaljerade höjdmodeller och fältobservationer från tidigare kartläggningsarbete gör det möjligt att framställa en jordartskarta med relativt god kvalitet redan innan fältarbetet. Fältarbetet blir i första hand prioriterat på att besöka platser där tolkningen varit osäker eller där inga observationer finns att tillgå.

Fältarbetet har utförts genom kartläggning längs vägnätet. Information om jordart, berghällar, isräfflor, lagerföljder med mera noteras (fig. 3). Oftast görs bestämningen av jordart i fält men i vissa fall tas prover för vidare analys i laboratorium. I samband med denna kartläggning har drygt 150 prov analyserats för kornstorlek. Fältarbetet har bedrivits genom undersökning av jordart på en halv meters djup med hjälp av sticksond, enklare handborr och spade. Olika jordartsytor avgränsas från varandra med hjälp av LiDAR-underlag i form av den Nationella höjdmodellen (Lantmäteriet 2020). I vissa fall avgränsas även utbredningen av jordlager som är tunnare än en halvmeter.

Utöver detta har skärningar studerats där jordarternas fördelning på djupet noterats. Studier av skärningar är viktigt för att förstå jordarternas bildningshistoria, vilket är speciellt viktigt i områden med komplicerad geologi och områden som är relativt lite studerade. Vidare har också borrningar utförts, antingen med Ryssborr eller maskindriven handburen borrutrustning.

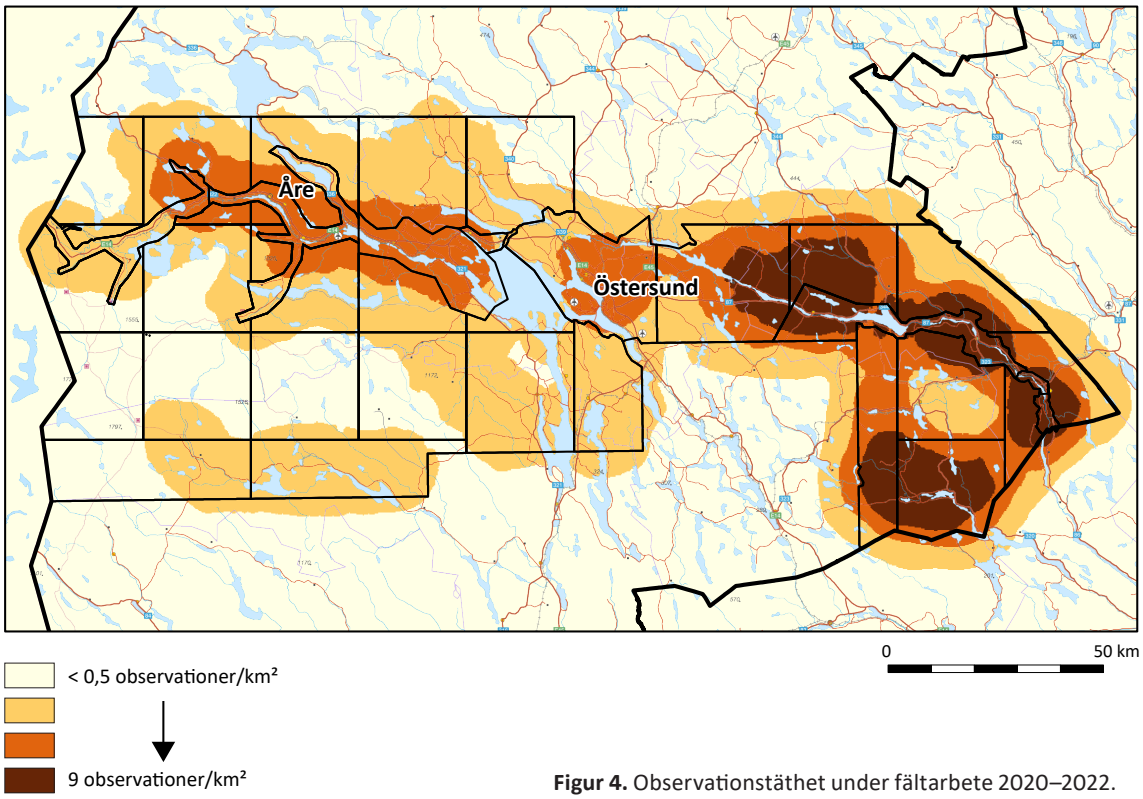
Under fältarbetet har ett stort antal vägar körts och ställvis har platser besökts utanför vägnätet. Observationstätheten varierar från i princip obefintlig i området kring Sylarna, Lundörrs- och Anarisfjällen till upp emot tio observationer per kvadratkilometer i mer centrala områden (fig. 4).



Figur 2. Observationstäthet på insamlande observationer från fältarbete i samband med länskarteringen (Lundqvist 1969). Det svarta rutmönstret visar respektive delområde för jordartskartläggningen.



Figur 3. Studier av jordarter i skärning längs vägnätet. Foto: Carl Regnéll.



Figur 4. Observationstäthet under fältarbete 2020–2022.

2.2.1.3 Dateringar

I samband med studier av skärningar och borrningar har prov tagits för datering med kol-14-metoden och OSL (eng. *Optically stimulated luminescence*).

Med hjälp av kol-14-metoden är det möjligt att sätta en ålder på organiskt material som återfinns i jordlagren. Analyserna har utförts av Ångströmlaboratoriet i Uppsala och kalibrering har utförts med OxCal (Reimer m.fl. 2020). Kol-14-metoden är användbar för att datera material som är yngre än 50 000 år, vilket är utmärkt för den senaste glaciationen, men om studier av äldre sediment görs behövs en annan metod.

Med OSL-metoden (samt den tidigare versionen TL, eng. *Thermoluminescence*) är det möjligt att datera när sedimentet avsattes, såsom sanden, och inte organiskt material som med kol-14-metoden. OSL-metoden bygger på att elektroner fångas i kristallstrukturen i kvarts och fältspat genom joniserad strålning från omkringliggande material. När materialet utsätts för ljus släpps elektronerna som fastnat. Antagandet bygger på att när sedimentet avsätts så utsätts det för solljus och således är det ”nollställt” när det avsätts. Sedimentet blir täckt av yngre sedimentation och elektroner börjar fångas i kristallstrukturen. Genom att provta det geologiska materialet utan att utsätta det för solljus är det möjligt att mäta mängden elektroner som lämnar genom artificiell belysning. Genom att mäta det omgivande sedimentets förmåga att producera joniserad strålning är det möjligt att omvandla mängden elektroner som släppts fria till en ålder sedan materialet begravdes under andra sediment. Analyserna har utförts av Lund Luminescense Laboratory vid geologiska institutionen på Lunds universitet.

2.2.1.4 Digitalisering av analog information

Äldre analog information har också samlats in som en del av projektet och införlivats i SGU:s databaser. Digitaliseringen gäller i första hand information om sedimenttyp, kornstorlek och isräfflor som samlats in under framtagandet av länskartan (Lundqvist, J. 1969a). Arbetet med att läsa dagböcker och fältkartor samt digitalisering av informationen har utförts av Christina Nysten. Totalt har ungefär 2 200 isräfflor digitaliserats vilket ger en betydligt mer detaljerad bild av inlandsisens rörelse då det tidigare fanns relativt få räfflor tillgängliga i moderna databaser. Likaså har nästan 450 kornstorleksanalyser från J. Lundqvists (1969a) arbete lagrats in i SGU:s databaser vilket flerfalt ökat andelen tillgänglig information, något som är speciellt viktigt i ett område som detta med stor variation i egenskaper hos moränen. Digitaliseringen har utförts över hela Jämtlands län (fig. 5).

2.2.2 Datalagring

I texten anges från fält insamlad information med ett ID-nummer enligt formatet: GELOG-KOD + ÅR + OBSERVATIONSTYP + LÖPNUMMER, till exempel STL 79 2001 för geolog Sten Lindemans första insamlade lagerföljd 1979. Observationstyp ges ett nummer enligt följande: 1 = Observation, 2 = Lagerföljd, 3 = Isräffla, 4 = Fotografi och 5 = Prov. Dessa koder gör det enkelt att återfinna till exempel lagerföljder, prover eller isräfflor i SGU:s databaser och därför anges detta ID-nummer i de fall som det är lämpligt. Information om kornstorlek hänvisas i stället till ett femsiffrigt nummer i SGU:s kornstorleksdatabas.

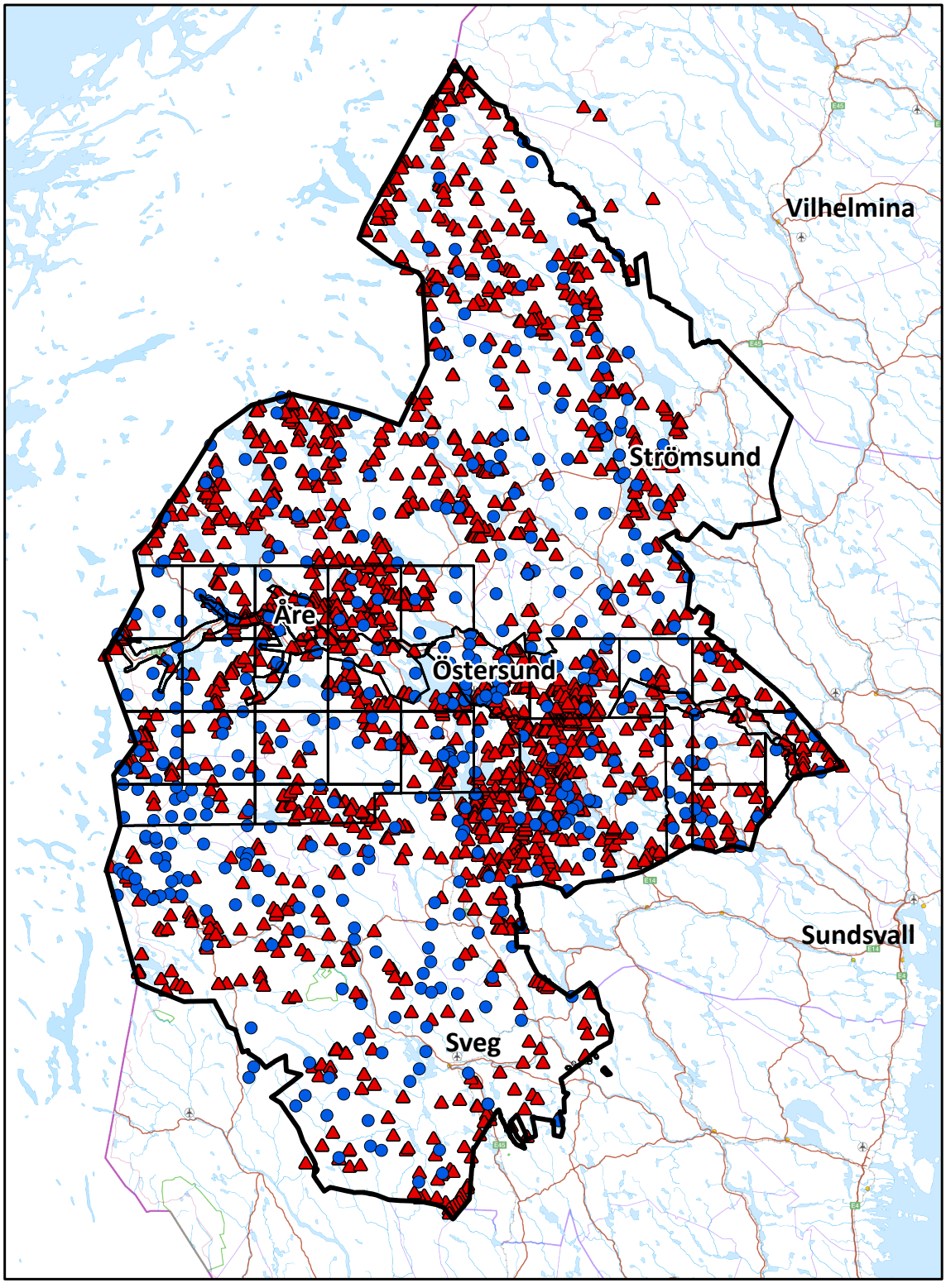
2.2.3 Generalisering och kvalitet

Eftersom kartbilden huvudsakligen bygger på tolkning av höjddata finns det en betydande osäkerhet i slutprodukten, både gällande jordarter och ytavgränsningar. Avgränsningar mellan olika typer av finkorniga sediment är exempelvis svåra eller omöjliga att identifiera med hjälp av höjddata. Kartans tillförlitlighet är störst i vägtäta områden, där de flesta fältkontrollerna gjorts (fig. 2).

En del antaganden har använts för bestämning av kornstorlek när fältinformation inte funnits tillgänglig, till exempel i fjällområden eller stora väglösa skogsområden. Rullstensåsar har antagits innehålla en stor variation av kornstorlekar, och klassificerats att bestå av allt från sand till block. Om avlagringar med sorterade sediment har varit plana ytor, såsom deltan, har den antagits bestå av mestadels sand. Ytor med älvfåror i, såsom sandurplan, har antagits bestå av grus. Släta moränytor med ställvis ravinbildningar i har antagits vara lerig morän eller moränlera.

Den geologiska bilden är generaliserad för att passa skala 1:50 000–1:100 000, och när det gäller kartläggningen i Jämtlands län ofta i den nedre delen av spannet, alltså närmare 1:100 000. Generellt sett kan vissa jordartsgränser definieras med hög geografisk noggrannhet med hjälp av detaljerade höjdmodeller eller i fält. Exempelvis är gränsen mellan vattenavsatta sediment och morän eller hällmark oftast tydligt topografiskt markerade och kan avgränsas med stor noggrannhet. Andra geologiska gränser är ofta diffusa och utgörs av övergångszoner i terrängen, speciellt mellan olika sorterade sediment. Kartans gränser kan därför ge intryck av en noggrannhet som varken har täckning i kartläggningsmetodens noggrannhet eller den geologiska gränsens verkliga karaktär. Lägesfelen i avgränsningarna kan uppgå till upp emot 200 m. För att förbättra läsbarheten i kartan kan ställvis vissa små ytor uteslutas, förstoras eller slås samman till en större yta. En flikig jordartsgräns kan till exempel jämnas ut. Inom områden med växlande jordarter redovisas som regel den jordart som dominerar.

Det är därför viktigt att påpeka kartbildens översiktliga karaktär. För många användningsområden, till exempel vid detaljerad planläggning av anläggningsarbeten och vid olika riskbedömningar, krävs därför en mer detaljerad information.



Digitaliserade data från Länskarteringen

- Kornstorleksanalyser (n=448)
- Isräfflor (n=2205)

Figur 5. Digitaliserad information från länskarteringen (Lundqvist, J. 1969a). Blå cirklar visar kornstorleksanalyser och röda trianglar visar isräfflor.

2.3 Kvartära bildningar

Med jordart menas det löst sammansatta lager av material som i princip går att gräva i. Jordarternas egenskaper är starkt beroende av hur de har avsatts. I vatten med hög strömhastighet, vilket har en större förmåga att förflytta partiklar, kan exempelvis relativt grova korn, såsom grus och sten transporteras och sedan deponeras. Finkorniga jordarter avsätts i stället ofta på bottnar där vågor och strömmar inte kan störa sedimentationen. Jordar som avsatts direkt av inlandsisarna är ofta väldigt osorterade (morän) och kan innehålla allt från stora block till lerpartiklar medan de som avsätts i vatten eller av vind ofta domineras av en viss kornstorlek.

Stora delar av avsnitt 2.3.2 är taget ur ”Handledning för jordartsgeologiska kartor och databaser över Sverige” (Karlsson, Sohlenius & Peterson Becher 2021) men har modifierats för att passa den regionala geologin i Jämtlands län.

2.3.1 Deglaciationen i Sverige

Den senaste inlandsisen, Weichselisen, nådde sin största utbredning för ungefär 21 000 år sedan (Hughes, Gyllencreutz, Lohne, Mangerud & Svendsen 2016, Larsen m.fl. 2016). Inlandsisens södra kant gick då genom Danmark, Tyskland, Polen, Belarus och Ryssland.

När klimatet blev varmare, började inlandsisen smälta. Sverige började smälta fram för ungefär 17 000 år sedan (Sandgren, Snowball, Hammarlund & Risberg 1999, Anjar m.fl. 2014). Den tunga inlandsisens tjocklek som pressat ned jordskorpan minskade nu i snabb takt. Som en direkt effekt av detta började landhöjningen ta fart och den Baltiska bassängen lyftes över den globala havsytan, i och med att isostasin var snabbare än havsnivåhöjningen. De stora mängderna smältvatten som lämnade inlandsisen samlades nu i sjöar framför iskanten, dämda mellan inlandsisen och höjder i landskapet. Sjöarna växte allteftersom och här bildas det som kommer bli en stor isdämd sjö, den Baltiska issjön.

Iskanten fortsatte röra sig norrut, på grund av den pågående värmeperioden. När iskanten passerade Billingen i Västergötland började vatten flöda från den Baltiska issjön i öst ut i havet till väst. Billingen och höjdområden i dess anslutning hade fungerat som en fördämning mot Baltiska issjön, och när iskanten förflyttades norrut sänktes nivån med 5–10 m (Björck 1995). Denna avsänkning av Baltiska issjön pågick under ett par hundra år (Wohlfarth m.fl. 2007). Vid denna tid blev klimatet snabbt kallare och för ungefär 12 800 år sedan startade kallperioden Yngre Dryas (Wohlfarth m.fl. 2007).

Kallare klimat ledde till att iskanten började förflytta sig söderut och den nådde ännu en gång Billingens nordspets och vidare till åtminstone Skara väst därom och Skövde öst därom. Denna förflyttning ledde till att Baltiska issjön ännu en gång dämdes och vattennivåerna steg. Utflödet var nu nere vid Öresund, men i och med att landhöjningen fortgått kunde den Baltiska issjöns yta nu dämmas till ytterligare högre nivåer (Björck & Digerfeldt 1991).

Ännu en gång blev klimatet varmare och Yngre Dryas tog slut för ungefär 11 700 år sedan (Wohlfarth m.fl. 2007). Således förflyttades iskanten ytterligare en gång norrut från Billingens nordspets vilket resulterade i en tappning av Baltiska issjön om ungefär 25 m (Strömberg, B. 1992, Björck 1995, Jakobsson m.fl. 2007, Johnson, Öhrling, Bergström, Dreyer Isaksson & Pizarro Rajala 2022) . Denna tappning resulterade i att vattennivån i den Baltiska bassängen nu var i nivå med den dåvarande globala havsnivån.

Klimatet blev betydligt varmare efter Yngre Dryas vilket ledde till att iskanten snabbt förflyttades norrut. Baltiska issjön fortsatte att dräneras norr om Billingen. Först för ungefär 11 200 år sedan hade iskanten förflyttat sig så pass mycket norrut att saltvatten, om än i små mängder, kunde tränga in i Baltiska bassängen och denna tidpunkt definierar den ungefärliga starten på havsstadiet kallat Yoldiahavet (Svensson 1991).

I de delar av Baltiska bassängen som fortfarande var täckta av inlandsis hade en isström utvecklats. Inlandsisens rörelse var nu från Norrlands inland, parallellt med kustlandets dalgångar, mot Baltiska bassängen där den började röra sig söderut, i en isström (Greenwood m.fl. 2015).

För 10 500 år sedan passerade den östra iskanten nuvarande Ångermanland och in i Jämtlands län. Detta utvecklade fjordar med kalvande isströmmar i dalgångarna och en något mer långsamt flödande is i, de över vattennivån, liggande höjdområdena. Inlandsisen låg vid denna tid öster om fjällkedjan vilket dämde stora issjöar framför den västra iskanten. Det var nu som Jämtlands län började bli isfritt (4.1.2).

Landet höjdes fortsatt, vilket ledde till att vattennivån i Baltiska bassängen ännu en gång höjdes över den globala havsnivån och för ungefär 10 700 år sedan bildas Ancylussjön (Wohlfarth m.fl. 2007). Det var under detta sjöstadie som högsta kustlinjen i Jämtlands län bildades (5.3). Ancylussjön dränerades genom nuvarande Vänern. Landhöjningen, isostasin, var numera snabbare i de norra delarna av landet än de södra vilket medförde att landytan tippades. Resultatet var att vattenmassan flyttades söderut och efter en tid flödade vattnet från Ancylussjön i stället ut mellan Danmark och Tyskland (Björck 1995).

2.3.2 Jordarternas indelning

2.3.2.1 Indelning efter bildningssätt och bildningsmiljö

Jordarterna i Jämtlands län, som i övriga Sverige, har till största del avsatts under kvartärtiden, och i stor utsträckning direkt av inlandsisar eller av det smältvatten som lämnade dem. Jordarternas egenskaper och fördelning beror därför i stor utsträckning på de processer som var verksamma under, framför och i närheten av inlandsisen. Det finns också yngre jordarter som avsatts efter det att inlandsisen förvunnit. De jordarter som bildades under istiden kallas glaciala medan de som bildats efter det att isen försvunnit kallas postglaciala. Denna definition av glacial och postglacial är alltså baserad på ett relativt tidsförhållande och ger implikationer om avsättningsmiljön. Däremot används ofta samma termer för att skilja på glacial och postglacial tid och då dras gränsen mellan de båda kronologiskt. Det är dock den första definitionen, baserad på avsättningsmiljö, som används vid SGU:s kartläggningar. Specifikt i Jämtlands län förekommer också komplexa lagerföljder som uppvisar spår av mer än en nedisning (4.1.3) vilket gör det komplicerat att använda en tidsbunden definition.

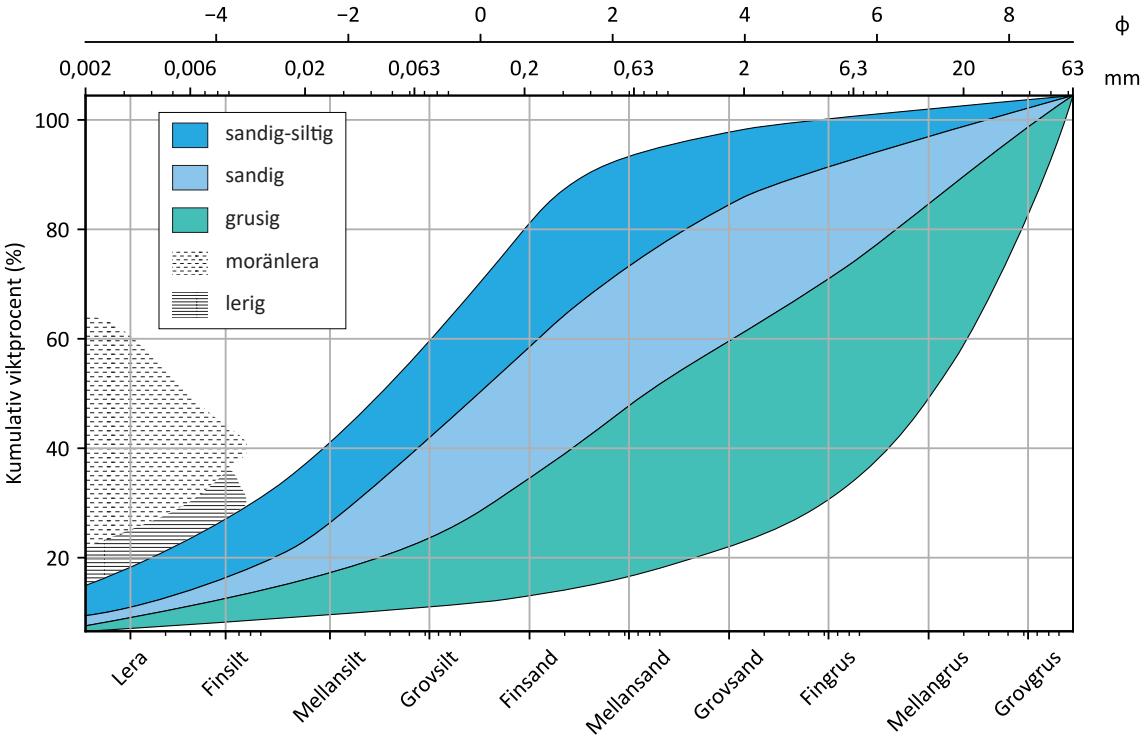
2.3.2.2 Indelning efter kornstorleksfördelning och organisk halt

Då det gäller jordarternas egenskaper så delas de huvudsakligen in baserat på storleken hos de mineralkorn och bergartsfragment som bygger upp dem. I tabell 1 redovisas hur fraktionerna som bygger upp en jordart benämns med utgångspunkt från kornens diameter, kornstorleken.

Tabell 1. I Sverige används i dag två huvudsakliga system för att med utgångspunkt från kornstorlek klassificera jordarter. Den övre skalan används sedan 1992 på SGU medan den undre skalan används på Sveriges lantbruksuniversitet (SLU).

Block		**Sten**		**Grus**			**Sand**			**Silt**			**Ler**
Grov-block		Grovsten	Mellan-sten	Grov	Mellan-grus	Fin-grus	Grov-sand	Mellan-sand	Fin-sand	Grov-silt	Mellan-silt	Fin-silt	
Korn-storlek mm	2000	600	200	60	20	6	2	0,6	0,2	0,06	0,02	0,006	0,002

	Grov-grus	Fin-grus	Grov-sand	Mellan-sand	Grov-mo	Fin-mo	Grov-mjäla	Fin-mjäla	
Block	**Sten**	**Grus**	**Sand**		**Mo**		**Mjäla**		**Ler**



Figur 6. Indelning av morän enligt Persson och Svantesson (1994a).

Då det gäller kornstorlek är det vanligt att en jordart består av flera kornstorleksfraktioner. Jordarter som innehåller många fraktioner benämns som osorterade, eller diamikton, medan de som består av ett fåtal benämns som sorterade. Osorterade jordar som tolkas som avsatta direkt av inlandsisen kallas morän. Morän kan delas in i olika typer beroende på deras kornstorleksfördelning från moränlera till grusig morän (fig. 6). Jordar som innehåller mycket av den finaste fraktionen, ler, får ofta en speciell karaktär eftersom denna fraktion starkt påverkar jordens fysikaliska egenskaper, så som förmågan att hålla kvar vatten och skjuvhållfasthet. Enligt den klassificering som SGU använder kallas alla jordar med en lerhalt över 15 % för leror (Persson & Svantesson 1994).

2.3.3 Glaciala bildningar

Glaciala bildningar är de sediment som avsatts i en miljö som påverkats av inlandsisens närvaro. Detta kan alltså vara allt från morän till varviga leror.

2.3.3.1 Morän

Morän är avsatt direkt av inlandsisarna och är den vanligast förekommande jordarten i Sverige. Moränen utgörs av det material som inlandsisarna eroderat från berggrunden eller från äldre jordarter och därefter avsatt. Under transporten har sten och block från berggrunden blivit mer eller mindre finfördelat genom nötning eller skjuvning under isen. Materialet som transporteras och avsätts av isen besår av allt från block, med en diameter på många meter, till lerpartiklar. Det gör att moränen oftast är osorterad med avseende på kornstorlek och har en överyta som är mer eller mindre rik på block. Eftersom partiklarna har transporterats och krossats av isen är partiklarna ofta relativt kantiga. Beroende på hur lätt bergarterna eroderas och hur långt moränen transporterats domineras den av olika kornstorlekar. Moränen kan

avsättas direkt av den rörliga inlandsisen eller mer passivt vid avsmältningen vilket påverkar moränens egenskaper. Avsättningsmiljön är viktig för moränens karaktär. Den morän som transporteras och avsätts under den rörliga isen är ofta finkornigare jämfört med den som avsätts mer passivt då isen smälter.

Det finns, speciellt i Jämtland, även områden där yngre morän underlagras av äldre moränbäddar från de tidiga faserna av den senaste istiden eller i vissa fall bevarade sorterade sediment från tidigare isfria perioder (se 4.1.3.1).

Bergarterna har en stor påverkan på moränens kornstorlekssammansättning, vilket är speciellt påtagligt i ett område som Jämtlands län med en stor variation i berggrundens sammansättning. Generellt kan man säga att morän som bildats av kristallina bergarter (urberg) är sandiga och morän som bildats av sedimentära bergarter är betydligt finkornigare. Berggrunden i Jämtlands län är varierande och således är moränen också det, från grusig morän till moränlera.

Även om variationen kan vara stor har moränens kornstorlek endast angetts översiktlig i två typer, ”ospecifierad morän” och ”lerig morän eller moränlera” under kartläggningen. Beroende på markytans frekvens av block klassificeras moränen som blockfattig, normalblockig, rikblockig eller storblockig. I vissa fall är moränen till stor del uppbyggd av material från andra jordarter vilka plockats upp och avsatts av isen. Det kan följaktligen finnas morän som till stor del består av omlagrad vittringsjord eller isälvsmaterial. Det gör att en morän inte nödvändigtvis behöver vara uppbyggd av kantigt osorterat material. Förutom kornstorlek så har också moränens egenform kartlagts i form av moränbacklandskap, vilka i många fall har en grövre kornstorlek än sin omgivning beroende på dess bildningssätt (Evans 2017).

För att urskilja den leriga moränen och moränleran har förutom observationer också släta moränmarkytor, synliga i detaljerade höjdmodeller, använts som indikator. Att i detalj kartlägga moränens kornstorlek kräver stora resurser och vi har i stället försökt skapa en modell över regional kornstorleksfördelning (se 5.3).

Moränens ovanyta följer många gånger formen på bergöverytan, men på många platser finns egenformer i moräntäcket. De moränformer som avsatts av en aktiv rörlig is kan delas in i två huvudsakliga grupper, de som är formade parallellt med isrörelseriktningen och de som är formade vinkelrätt mot denna riktning. Dessutom förekommer former i moräntäcket vilka bildats passivt av en stagnerad is. Landformerna har endast i begränsad omfattning kartlagt som en del i detta arbete utan är en del i den geomorfologiska kartläggningen som utfördes tidigare (Blomdin m.fl. 2021). De former som bildats parallellt med isens rörelseriktning varierar i storlek från så kallade strängar (Lindström, Lundqvist & Lundqvist 2000) (eng. *flutes* används oftast i svenskt tal) som utgör avlånga smala förhöjningar i marköverytan och som kan vara svåra att upptäcka till drumliner som kan vara flera kilometer långa och ha jordmäktigheter på flera tiotals meter. En vanlig moränform är så kallade läsidesmorän (eng. *crag and tail* används ofta också i svenskt tal) som består av en häll som ligger mot den tidigare isrörelseriktning, och en svans av morän nedströms hällen. Även de moränformer som bildats vinkelrätt mot isens rörelseriktning varierar i karaktär och utseende. Det är vanligt att det bildas en rygg av morän framför glaciärer och inlandsisar. Framför inlandsisarna bildades ofta markanta ändmoräner vilka både kan vara uppbyggda av morän men också bestå av isälvsmaterial. I många fjällnära dalgångar finns rikligt med så kallade ribbmoräner (Peterson & Smith 2013) (eng. *ribbed moraine*, också kallade Rogenmorän) vilka utgör moränryggar (Lundqvist, J. 1969b, Hättestrand, C. & Kleman 1999, Möller 2006), ofta blockiga, vilka bildats under inlandsisen vinkelrätt mot dess rörelseriktning. Under högsta kustlinjen, eller i områden täckta med issjöar, finns ofta De Geer moräner (De Geer 1889, Bouvier, Johnson & Påsse 2015) som utgör vallar vilka bildats framför eller strax innanför iskanten i samband med att isen drog sig tillbaka i områden som då täcktes av vatten.

2.3.3.2 Isälvsavlagringar

Isälvsmaterial består mestadels av sand och grus och avsätts direkt av det rinnande smältvattnet från inlandsisen.

Eftersom smältvattnet från inlandsisarna avsatte stora mängder material finns det landformer vilka helt är uppbyggda av isälvssediment. De tydligaste exemplen är rullstensåsarna, som bildades i tunnlar under isen där stora mängder sand, grus och sten avsattes. När isen, och därmed tunnlarna, försvann bildades rullstensåsar. Dessa åsar kan ha en mycket varierande storlek allt från tiotals mil långa, till exempel Uppsalaåsen, till åsar på några hundra meter. Eftersom rullstensåsarna avsattes i tunnlar under isen kunde moränmaterial som fanns infruset i isen falla ner på åsen. Det är därför inte ovanligt att det förekommer kantiga moränblock uppe på åsarnas yta. Eftersom isälvsmaterialet har transporterats i vatten och kunnat nötas mot isälvens botten och mot varandra är kornen väl avrundade.

På många platser ovanför högsta kustlinjen finns stora flacka ytor, sandurfält, vilka byggs upp av sand och grus och som avsattes då smältvattnet rann ut framför isfronten. Där isälvarna mynnade i hav eller sjöar har det på många platser bildats stora flacka deltan. Exempelvis finns det på många platser stora deltan som bildats vid nivån för den högsta kustlinjen eller i de isdämda sjöar som bildades mellan inlandsisen och fjällkedjan.

Åsarna är ofta grovkornigast i de centrala delarna, åskärnan, och blir successivt finkornigare mot kanterna. På många platser ligger åsarna längs dalgångar i bergytan, vilka helt är utfyllda av sediment. Då åsarna dessutom sticker upp över omgivande mark så kan de vara uppbyggda av stora mängder material och kännetecknas därmed av stora jorddjup. Deltan är till största delen uppbyggda av sand. Många gånger kan det översta lagret i deltat dock vara mer grovkornigt. På många platser lossade stora isstycken från den retirerande inlandsisen och på vissa platser avsattes isälvsmaterial runt dessa isstycken. De gropar som bildats då de har smält kallas dödisgropar.

Isälvsmaterial är jämfört med morän välsorterat med avseende på kornstorlek. Eftersom det avsatts i strömmande vatten har inte ler och siltpartiklar kunna avsättas i stora mängder. Isälvssedimentet består i stället av sand, grus och sten. Även om materialet är välsorterat kan det finnas stora variationer inom en och samma avlagring, men ofta byggs avlagringarna upp av skikt som var och ett är relativt välsorterat.

Under kartläggningen i detta projekt har vi i största möjliga mån angett vilken kornstorlek som är dominerande, ofta baserat på tolkning av geomorfologin, när vi karterat isälvsmaterial. Rullstensåsen har kartlagts som innehållande kornstorlekar från sand till block. I de fall när fältobservationer inte funnits tillgängliga har kornstorlek antagits baserat på tolkad avsättningsmiljö.

2.3.3.3 Issjö- och sjösediment: Glacial lera, silt och finsand

Smältvattnet från inlandsisen innehöll stora mängder suspenderad lera, silt och sand som avsattes på botten av sjöar och hav och avsattes då en plats fortfarande befann sig nära inlandsisen och därmed påverkades av dess smältvatten. Sedimenten avsattes på bottnarna där vågor och strömmar inte kunde virvla runt materialet. Vattenavsatta finkorniga sediment förekommer därför främst i områden under högsta kustlinjen, och där i landskapets topografiska lågpartier. Issjösediment finns även i områden som efter isavsmältningen täckts av sjöar, issjöar, vilka dämdes upp framför den retirerande isen. Sådana issjöar har exempelvis funnits på de norra delarna av det Sydsvenska höglandet och i stora delar av Jämtlands län, samt längs fjällkedjans östra rand. Hur issjösedimenten är fördelade i landskapet beror alltså till stor del på topografin och inlandsisens geometri under deglaciationen.

Den glaciala lera och silt som avsatts i issjöar är ofta varvig, vilket betyder att den består av skikt, vilka speglar årstidsvariationerna i smältvattenflödet från inlandsisen. De skikt som avsattes på sommaren är ofta lite grovkornigare än de som avsattes på vintern. De sediment som avsattes först, närmast iskanten, är generellt grovkornigare och uppbyggda av tjockare varv jämfört med de som avsattes senare. Det betyder att de äldsta djupast liggande varven ofta kan innehålla sandiga sommarskikt. De glaciala lerorna har generellt en mycket låg genomsläpplighet för vatten, även om de djupast liggande bottenvarven kan ha mer genomsläppliga lager.

I de forna issjöarna och nuvarande älvdalar i Jämtlands län finns främst silt. Då denna silt är mättad på vatten blir den i lätteroderad. Raviner är därför vanliga längs många av de vattendrag som eroderat sig ned genom dessa jordar.

Under kartläggningen i detta projekt har glacial lera och silt samt glacial finsand kartlagts. Inom kartläggningsområdet förekommer ofta tunna lager av glacial lera och silt på underliggande jordart, ofta morän. Dessa områden har kartlagts som ”tunt eller osammanhängande område med glacial silt eller lera”.

2.3.4 Postglaciala bildningar

Postglaciala bildningar är de sediment som avsatts i en miljö som inte påverkats av inlandsisens närvaro.

2.3.4.1 Postglacial lera och silt

Då isens smältvatten inte längre påverkade ett område avsattes i stället postglacial lera och silt på de djupast belägna bottnarna i issjöar och under högsta kustlinjen. Dessa sediment består dels av partiklar vilka omlagrats från glacialleror då vattendjupet till följd av landhöjningen minskat, dels av material som transporterats av vattendrag från landområden. De postglaciala finsedimenten har dock ofta avsatts i miljöer där det ackumulerar en hel del organiskt material vilket gör att dessa jordar många gånger innehåller en viss andel av sådant material.

Många gånger har de postglaciala finsedimenten en kornstorlekssammansättning som påminner om motsvarande glaciala sediment och det kan ibland vara svårt att se skillnaden mellan dessa två jordarter. Till skillnad från glacial lera och silt är de postglaciala finsedimenten ofta homogena till sin karaktär.

2.3.4.2 Postglaciala strandsediment

Vid stränderna i issjöar samt längs kusten under landhöjningen kom exponerade område att utsättas för erosion av vågor och strömmar. Det gör att det finaste materialet ofta eroderats bort från det närmast markytan liggande jordtäcket. Exempelvis kan den ytliga moränen i områden som exponerats för vågor domineras av grus och sten, medan moränens finkorniga material svallats ut och avsatts i mer skyddade lägen. På många platser kan man även se strandvallar vilka bildats av kraftig vågpåverkan.

Under kartläggningen har postglacial sand kartlagts i de fall där tydliga strandlinjer bildats i samband med forna issjönivåer.

2.3.4.3 Postglaciala fluviala sediment

Längs många vattendrag har fluviala sediment av olika karaktär avsatts. De yngre sediment som avsatts i nutida fåror och som i framtiden kan byggas på benämns ofta svämsediment, medan de äldre avlagringarna kallas älvsediment. Det finns dock ingen klart definierad gräns mellan dessa två jordarter.

Svämsediment består ofta av silt och sand, och kan ofta innehålla lager med organiskt material. Älvsediment är generellt grovkornigare än svämsediment och innehåller inte i samma utsträckning organiskt material.

Under kartläggningen i detta projekt har älvsediment och svämsediment kartlagts. Kornstorlek har, då fältobservationer saknats, baserats på tolkad avsättningsmiljö.

2.3.4.4 Eoliska sediment

I områden med sand och silt kan jordarterna även ha omlagrats med hjälp av vinden. Till stor del har det skett i samband med att ett område torrlagts genom landhöjningen och därmed saknar det vegetationstäcke som kan binda jorden. När vegetationen väl etablerar sig på en plats minskar förutsättningarna för vinden att erodera.

I områden med mycket sand, till exempel på deltaytor, finns ofta dyner vilka avsatts av vinden. Dessa är idag ofta skogsklädda och därmed inte aktiva. Även längs dagens kuster finns och bildas idag sanddyner. Den jordart som bygger upp sanddyner brukar benämnas flygsand.

2.3.4.5 Torv

Torv kan, som nämnts ovan, bildas i områden där det tidigare funnits en sjö som successivt vuxit igen och övergått till en torvmark. Torv är således en sedentär jordart (bildad på platsen). I många fall kan torv dock börja bildas direkt i landskapets lågpartier i områden där grundvattenytan ligger nära markytan. Eftersom torv har en mycket hög vattenhållande förmåga kan ackumulationen av torv leda till allt blötare markförhållanden. I ett flackt landskap innebär det att torvmarker successivt kan expandera i sidled och med tiden täcka allt större ytor. I norra Sverige där det generellt är fuktiga förhållanden kan torven i de s k norrlandsmyrarna till och med expandera upp för flacka sluttningar.

Under kartläggningen i detta projekt har utbredningen av torv till stor del baserats på en torvmask framtagen från Nationella marktäckedata (Naturvårdsverket 2019). Endast ställvis har torvmaskens utbredning justerats och då i de fall där den visat sig felaktig. Vanligt förekommande i kartläggningsområdet är stora områden med tunna lager av torv på underliggande jordart eller berg. I de fall betydande områden med tunna torvlager förekommer har de kartlagts som ”tunt eller osammanhängande lager av torv”.

2.3.5 Övriga kvartära bildningar

2.3.5.1 Bleke och kalktuff

Bleke är ett kemiskt sediment som bildas genom utfällning av i vatten löst kalk. Bleke består nästan helt av rent kalkslam (> 90 %) och är vit eller vitgul i färgen. Med avtagande kalkhalt övergår bleke i kalkgyttja. Bleke förekommer oftast i anslutning till grunda eller utdikade sjöar samt vid grundvattenutflöden till exempel kallkällor.

Kalktuff bildas vid kallkällor genom att kalkhaltigt grundvatten kommer upp i dagen och mister fri kolsyra varvid kalciumkarbonat fälls ut, som efter hand kapslar in till exempel växtdelar. Det bildas då en gulaktig kalkmassa som kan variera från mjuk till hård.

2.3.5.2 Vittringsjord

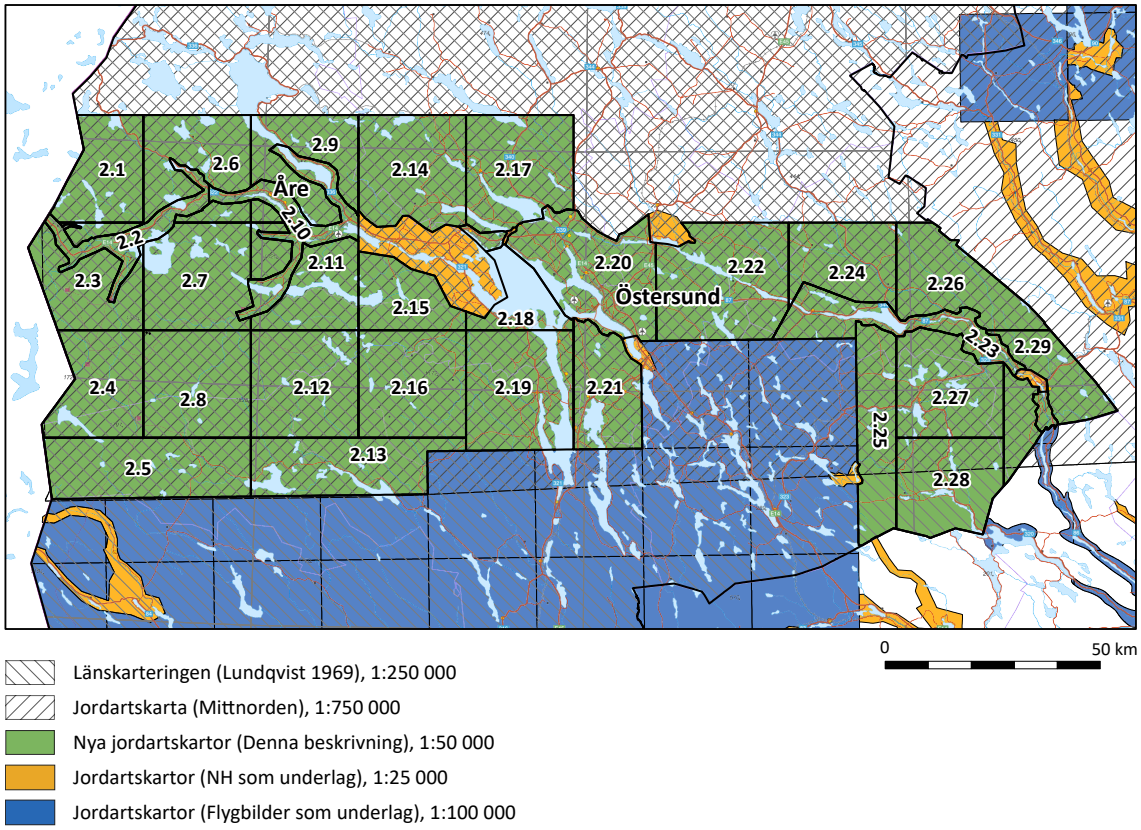
Vittringsjord är en så kallad sedentär jordart (det vill säga bildad på platsen) som bildats genom kemisk eller mekanisk vittring av berggrunden. Rötter som tränger ned i sprickor eller vatten som fryser till is i detsamma är exempel på mekanisk vittring. Kemisk vittring styrs i stället av reaktioner mellan vatten och/eller atmosfären och berggrunden. Denna jordart är vanligare i områden som inte påverkats av inlandsisar, då aktiviteten från en sådan ofta omlagrar vittringsjorden. Vittringsjord kan dock bevaras när inlandsisens bottenegenskaper är oförstörande, bottenfrusen. Sådana områden med bevarad vittringsjord förekommer till exempel i högre liggande delar av fjällområdena eller i där inlandsisen inte haft har tillräcklig erosionsförmåga.

3 BESKRIVNING AV JORDARTERNAS UTBREDNING PER DELOMRÅDE

Kartläggningen som utförts under detta projekt har delats in enligt ett rutsystem baserat på indexrutorna till SWEREF 99 TM (fig. 7). Rutorna utgår från kvadrater med en sidolängd på 25 km och utgör således en fjärdedel av indexrutorna om 50 × 50 km, dock har dessa rutor justerats för att sammanfalla med kartläggningar som redan finns i SGU:s databaser. Delområdenas namn anges enligt ett större samhälle eller fjällområde inom området, samt indexrutans namn i de fall delområdet till stor del sammanfaller med indexrutan. Ortsnamn och övriga platsnamn anges i texten enligt Lantmäteriets topografiska kartor. Det går därför med fördel att använda Lantmäteriets kartvisningstjänst i samband med läsning av denna beskrivning, eller ännu bättre SGU:s kartvisningstjänst med topografisk information draperad.

Kartläggningen, både fjärranalys- och fältarbete, genomfördes mellan 2020 och 2022. I arbetet med kartläggningen och datainsamlingen för detta projekt har Robin Blomdin, Bradley Goodfellow, Jonas Ising, Henrik Mikko, Christina Nysten, Gustaf Peterson Becher, Gunnel Ransed, Carl Regnéll, Colby Smith, Björn Wiberg, Liselott Wilin och Christian Öhrling varit delaktiga i olika grad. Vilka år delområdena kartlagts och vilka som har varit direkt delaktiga framgår av tabell 2.

I följande del kommer dessa delområden kort beskrivas med avseende på dess jordarter. Omfattningen av de olika delområdenas beskrivningar varierar stort och beror förutom möjlighet till fältarbete också på den geologiska mångfalden i respektive områden.

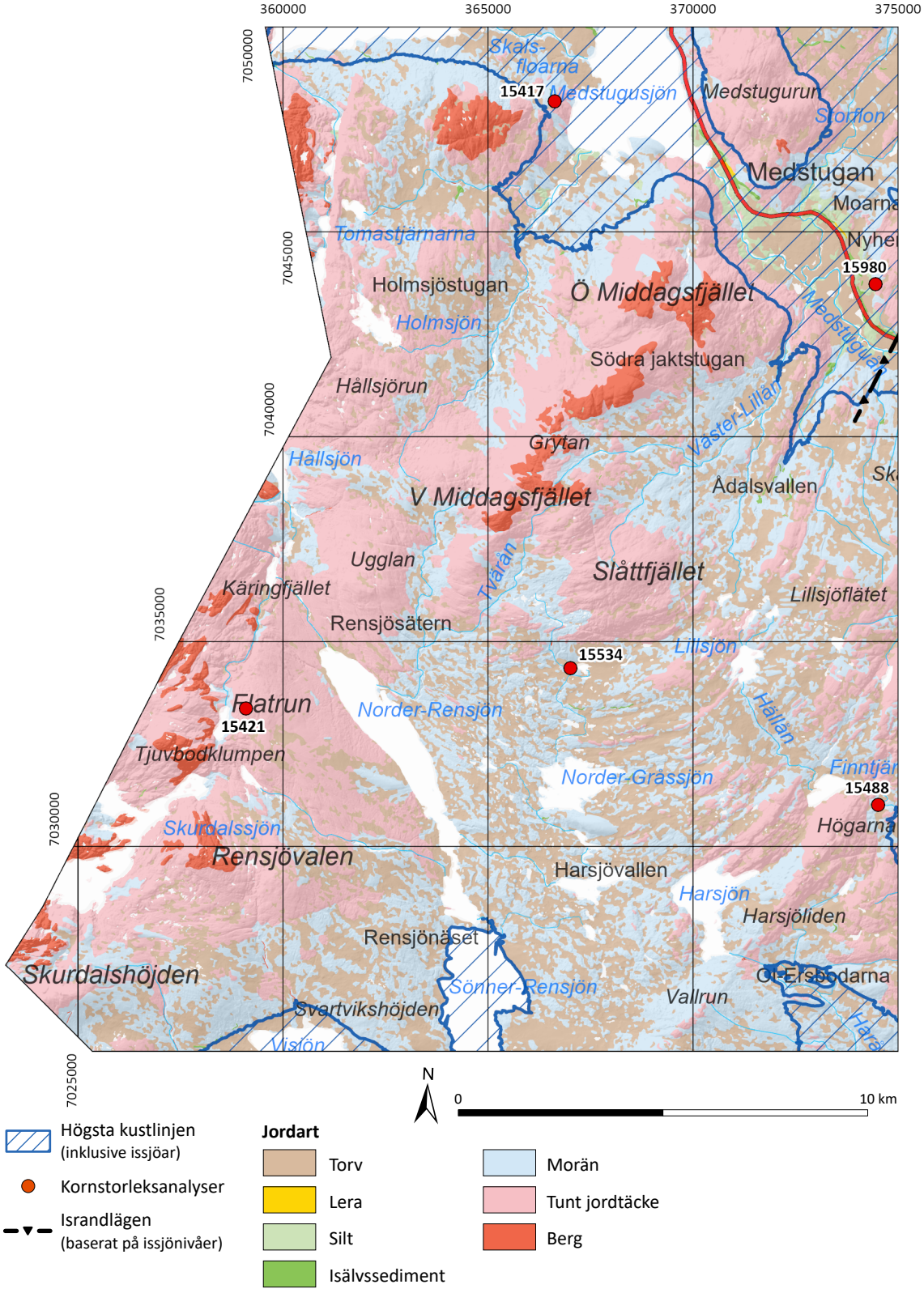


Figur 7. Nya kartområdet inklusive tidigare närliggande samt överlappande kartläggningar. Numreringen på respektive yta visar avsnittsnumret nedan.

Tabell 2. Tabell över delområden, kartläggningsår samt geologer som arbetat på respektive blad.

Avsnitt	Delområde	Geologer	År	Areal (km²)
3.1	Middagsfjället	*Henrik Mikko, Robin Blomdin*	2020	425
3.2	Storlien	*Henrik Mikko, Robin Blomdin, Colby Smith*	2020	225
3.3	Storulvån	*Gustaf Peterson Becher, Gunnel Ransed*	2021	464
3.4	Sylarna	*Gustaf Peterson Becher, Brad Goodfellow*	2021	484
3.5	Skarsfjället	*Christian Öhrling, Robin Blomdin*	2021	660
3.6	Duved	*Brad Goodfellow, Gunnel Ransed*	2020	529
3.7	Vålådalen	*Christian Öhrling, Carl Regnéll*	2020	594
3.8	Härjångsfjällen	*Brad Goodfellow, Gustaf Peterson Becher*	2021	625
3.9	Kall	*Gunnel Ransed, Gustaf Peterson Becher, Liselott Willin*	2021	465
3.10	Åre	*Colby Smith, Carl Regnéll, Gustaf Peterson Becher, Björn Wiberg*	2020	342
3.11	Undersåker	*Gunnel Ransed, Gustaf Peterson Becher*	2021	477
3.12	Anarisfjällen	*Colby Smith, Robin Blomdin*	2021	625
3.13	Flåsjön	*Colby Smith, Robin Blomdin*	2021	578
3.14	Kaxås	*Carl Regnéll, Christian Öhrling*	2020	634
3.15	Håckren	*Robin Blomdin, Henrik Mikko*	2020	332
3.16	Oviksfjällen	*Robin Blomdin, Colby Smith*	2021	625
3.17	Offerdal	*Henrik Mikko, Gustaf Peterson Becher, Gunnel Ransed*	2021	623
3.18	Norderön	*Carl Regnéll, Christian Öhrling*	2020	244
3.19	Myrviken	*Robin Blomdin, Christian Öhrling*	2021	697
3.20	Trångsviken	*Henrik Mikko, Robin Blomdin*	2020	32
3.20	Östersund	*Henrik Mikko, Robin Blomdin*	2020	694
3.21	Fåker	*Brad Goodfellow, Gustaf Peterson Becher*	2022	416
3.22	Ismunden	*Henrik Mikko, Colby Smith*	2022	790
3.23	Hammarstrand	*Henrik Mikko, Colby Smith*	2021	388
3.24	Stugun	*Jonas Ising, Gustaf Peterson Becher*	2022	431
3.25	Gastsjö	*Gunnel Ransed, Henrik Mikko*	2022	440
3.26	Krångede	*Christian Öhrling, Henrik Mikko, Gustaf Peterson Becher*	2022	490
3.27	Håsjö	*Gustaf Peterson Becher, Henrik Mikko*	2022	552
3.28	Sörbygden	*Colby Smith, Henrik Mikko*	2022	519
3.29	Bispgården	*Brad Goodfellow, Gunnel Ransed*	2022	435
3.29	Utanede	*Henrik Mikko, Colby Smith*	2021	32

3.1 Middagsfjället, 70 3 05 NV



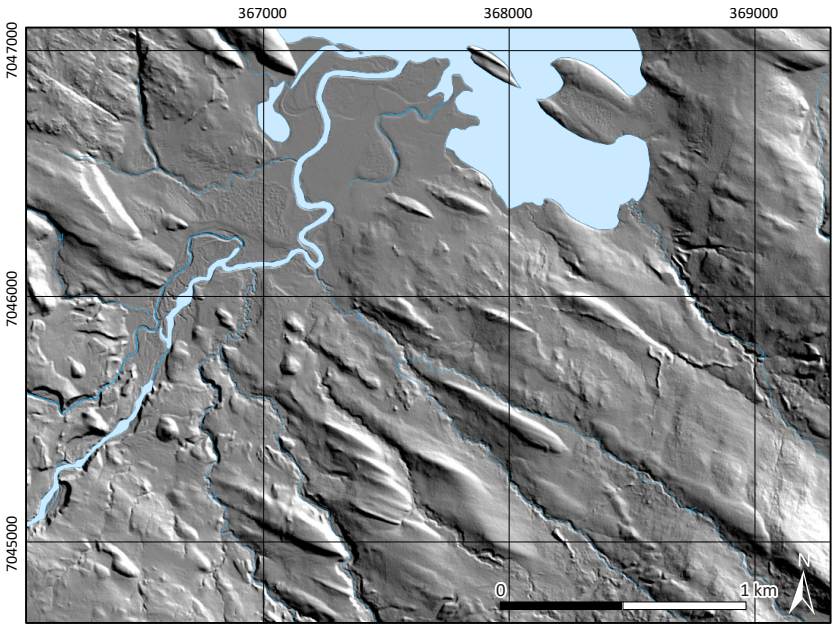
Figur 8. Förenklad jordartskarta över delområdet. Högsta kustlinjen inklusive de högsta nivåerna som dämda issjöar nådde under deglaciationen markeras med streckad blå yta. Lägen för isdämningspositioner markeras med svarta linjer/trianglar. Positioner för kornstorleksanalyser och lagerföljder insamlade under detta kartläggningsarbete anges med röd cirkel.

Delområdet Middagsfjället är det nordvästra området i denna beskrivning och täcker totalt 425 km^2. Delområdet ligger helt inom Åre kommun. I väster gränsar området mot Norge. I sydväst finns de övre delarna av skidanläggningen i Storlien. I de centrala delarna av området ligger Middagsfjället (912 m ö.h.), med en utlöpare mot Medstugan i nordost. I den sydvästra delen ligger Skurdalshöjden (842 m ö.h.). Resterande områden är lägre liggande men den lägsta punkten är strax under 600 m ö.h. Kartbladet består därför till stor del av kalfjäll och med fjällnära skog. Den senaste inlandsisen lämnade området för ungefär 10 500 år sedan (4.1.2). Den enda vägen inom området är väg 322 som passerar Medstugan i delområdets nordöstra del. Den begränsade tillgången till vägar medför att kartläggningen av Middagsfjället är en ren fjärranalysprodukt med endast enstaka fältobservationer. Dock finns fältobservationer från fältarbeten i samband med länskarteringen (Lundqvist, J. 1969a) vilken ger stöd i tolkningen.

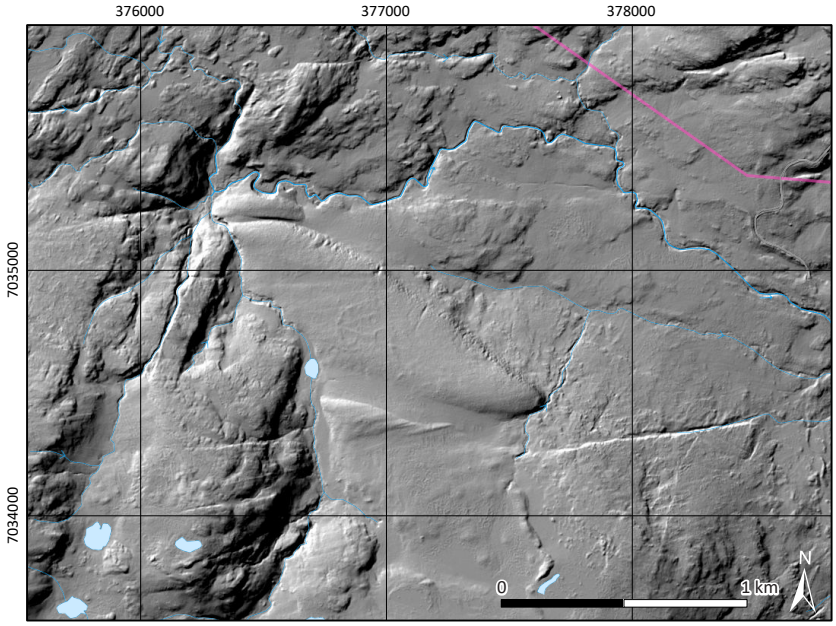
3.1.1 Morän

Den vanligaste förekommande jordarten är morän, ofta i tunna eller osammanhängande lager i områdets högre liggande delar. Moränen är tolkad som sandig-siltig i kornstorlek, till stor del baserat på kornstorleksanalyser (fig. 11) och fältbedömningar. En betydande del av moränområdena består av kullig morän, i synnerhet i de centrala och södra delarna samt i den nordvästra delen. Dessa områden kan antas, beroende på dess bildningsmiljö, ha en något grövre kornstorlek och innehåll av lager eller linser med sorterade sediment, såsom sand och grus. Förutom kullig morän förekommer också drumliner i moräntäcket (fig. 9). Drumlinerna varierar från små korta *crag-n-tails* och *flutes* (sv. läsidesmorän respektive strängar) (100 m långa) till stora drumliner (upp emot 2 km långa) med betydande jordmäktighet (Blomdin m.fl. 2021).

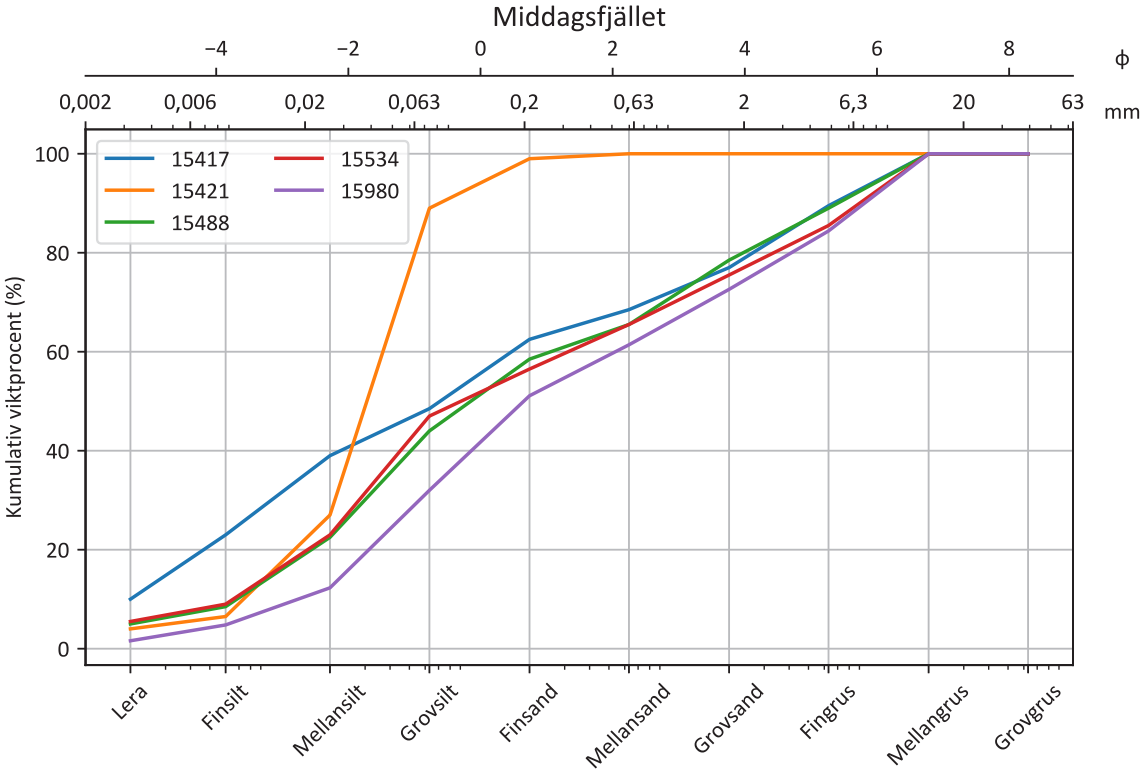
De större drumlinerna har ofta en västsydvästlig–ostnordostlig riktning och uppvisar ställvis en yngre serie små drumliner som korsar krönen, i en mer ost–västlig- eller ostnordostlig–västsydvästlig riktning (fig. 10). Även om de stora drumlinerna visar en konstant isrörelseriktning så är det en större spridning i den mindre drumlinerna. Det går tydligt att se en vridning i isrörelsen, dels kopplas till någon av de isströmmar som var aktiva ut mot Norges kontinentalsockel, dels en glaciärlob av piedmont-typ som bildades under deglaciationen av området.



Figur 9. Exempel på drumliner söder om Medstugusjön.



Figur 10. Exempel på en stor drumlin med yngre och subtilare lineationer i ytan.



Figur 11. Kornstorlekskurvor för analyser utförda på material inom delområdet. 5-siffriga koder i teckenförklaringen är löpnumret på prover i SGU:s kornstorleksdatabas. Observera att kornstorlekskurva 15421 inte är en morän utan en silt från en issjö.

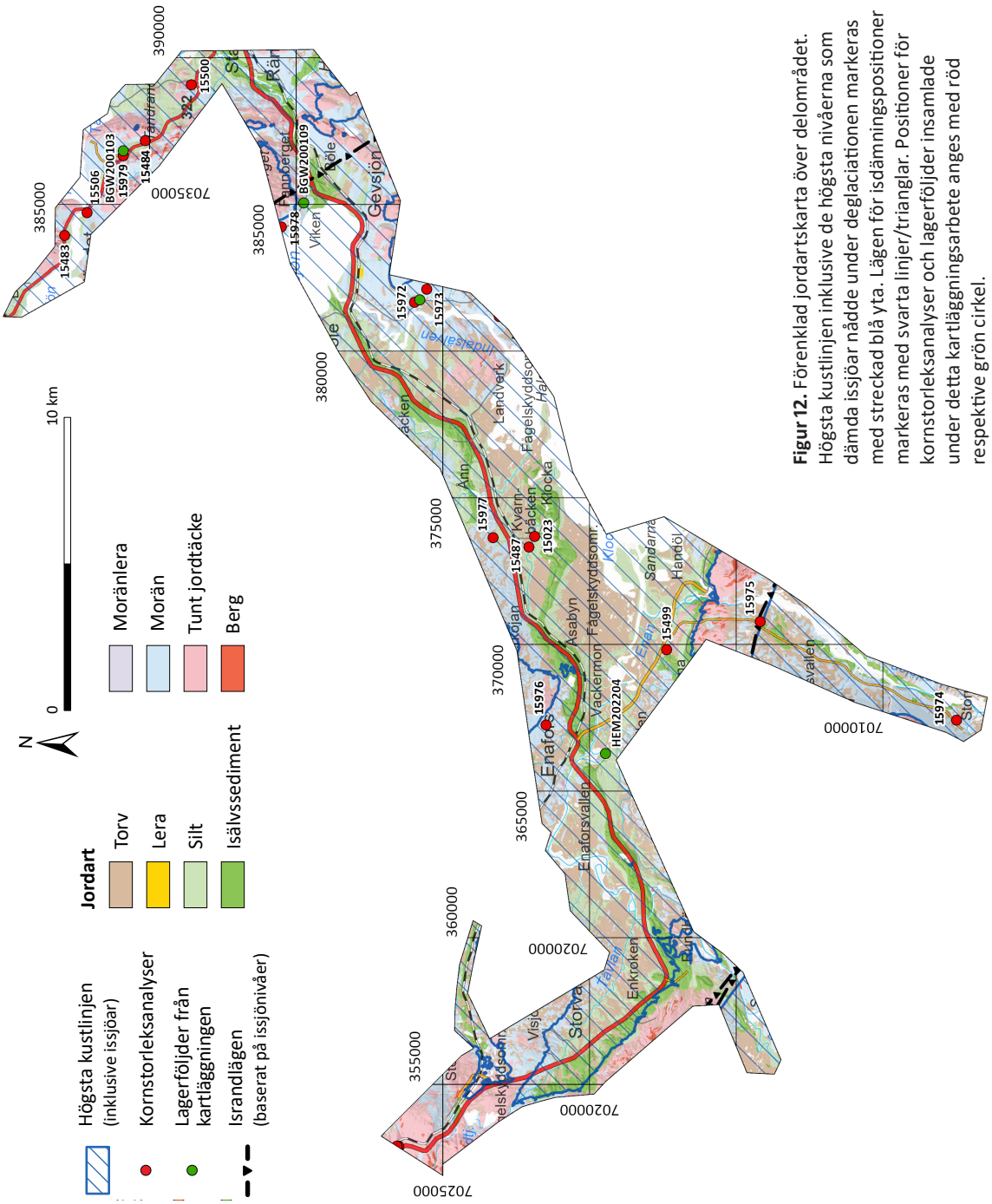
3.1.2 Isälvsavlagringar

Isälvsmaterial finns endast i betydande mängd vid Medstugan, i den nordvästra delen av området, som en tydlig rullstensås. Rullstensåsen följer i princip vägens sträckning och dalgången. Förutom den finns ett fåtal mindre rullstensåsar i kartområdet vilka följer den yngre isrörelseriktningen.

3.1.3 Issjösediment

Issjösediment förekommer i begränsad omfattning och endast i området kring Medstugan. Issjösedimenten består främst av silt även om lera och finsand också förekommer. Dessa sediment avsattes i de sjöar som dämdes upp mellan inlandsisen i öster och fjällkedjan i väster under deglaciationen (fig. 8). Vågors verkan i issjöarna bildade strandlinjer, dessa är speciellt vanliga i Medstuguåns dalgång, där också issjösedimenten har som störst utbredning.

3.2 Storlien



Figur 12. Förenklad jordartskarta över delområdet. Högsta kustlinjen inklusive de högsta nivåerna som dämda issjöar nådde under deglaciationen markeras med streckad blå yta. Lägen för isdämningspositioner markeras med svarta linjer/trianglar. Positioner för kornstorleksanalyser och lagerföljder insamlade under detta kartläggningsarbete anges med röd respektive grön cirkel.

Delområdet Storlien täcker lågområdena söder om Rensjövalen (815 m ö.h.) och norr om Snasahögarna (1 463 m ö.h.) och österut via Enafors och Tångböle mot Sta. Området täcker totalt in 226 km^2 och följer i stort sett E14 och järnvägen samt vägen mot Storulvåns fjällstation och väg 322. Hela delområdet faller inom Åre kommun. Områdets vegetation består mestadels av fjällnära skog och våtmarker i anslutning till Ånnsjön. Inlandsisen lämnade delområdet för ungefär 10 500 år sedan (se 4.1.2). I och med mängden infrastruktur i området har dessa områden kartlagts med något högre noggrannhet, därav den avvikande formen.

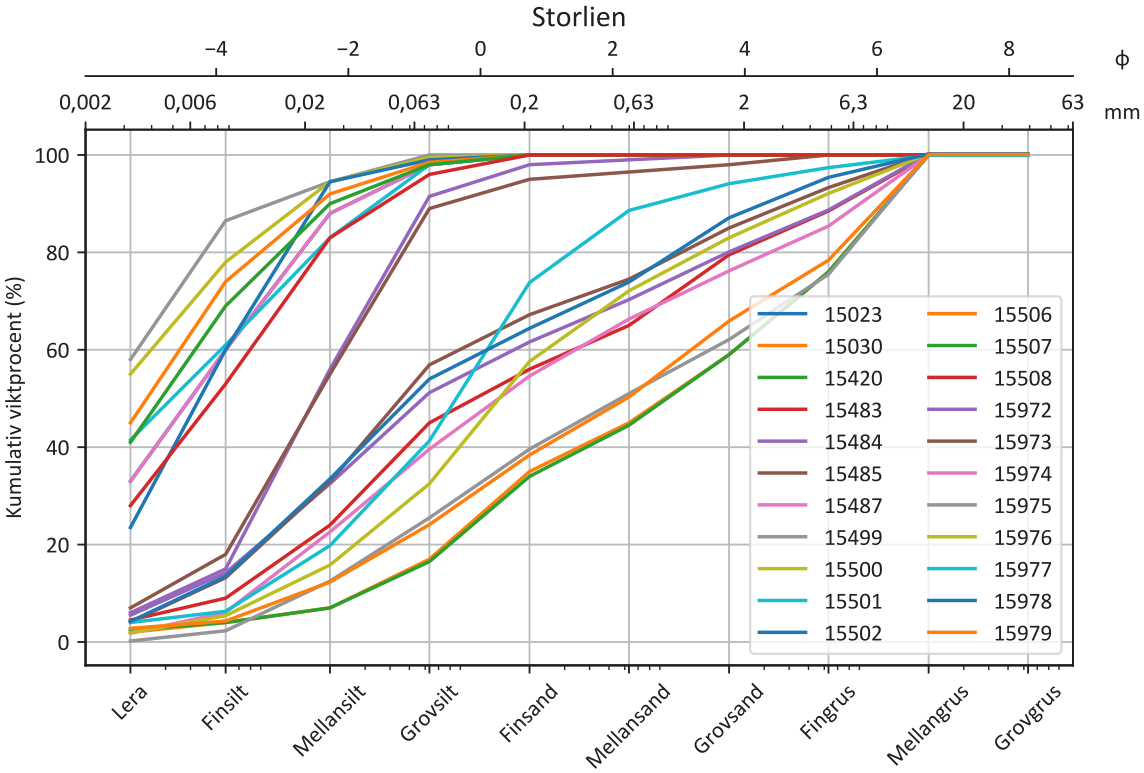
3.2.1 Morän

I och med att delområdet följer dalgången så är inte morän den dominerande jordarten. Moränen i området draperar huvudsakligen bergöverytan och är generellt blockfattig och uppvisar viss variation, från ställvis förekommande lerig morän till sandig morän (fig. 13). I området närmast Storlien är moränmäktigheten liten och längs bäckar och åar är ofta underliggande berg frameroderat. I närheten av Tångböle finns ett antal drumliner i nordvästlig–sydostlig riktning, i detta område tilltar moränmäktigheten, vilket åskådliggörs vid Tångböleströmmen där Indalsälven skurit sig ned cirka 15 m genom moränen. Öster om Gevsjön ned mot Rännberg minskar återigen moränmäktigheten och är mer draperande bergöverytan.

I stora områden norr om isälvsavlagringen, norr om Enafors, utgörs moränen av en mycket siltig morän med enstaka grus och sten. Delar av denna siltiga morän skulle eventuellt kunna utgöra issjösediment med droppstenar.

I området finns det indikationer på att det återfinns en finkornig morän som underlagrar en sandig-siltig morän, till exempel längs vägen mot Storulvån där bäckfåror ställvis skurit ned i ett undre kompaktare moränlager. Att en sådan underlagrande moräntyp når ytan skulle kunna förklara de ställvis förekommande finkorniga moränområdena där översta moräntäcket saknas. Denna lagerföljd blir vanligare mot öster och speciellt tydligt kring Åre med omnejd. Denna undre morän är kompakt, lerig och med en mörkt blå eller blågrå färg och kan jämföras med det jordlager som i vardagligt tal beskrivs *blåhalla* i området (se 4.1.3.2.1).

Den grövre moräntypen verkar vara kopplad till morfologi, vilket är speciellt tydligt vid en serie ändmoräner i Storulvåns och Enans dalgång nära Rundhögen vilka består av en sandigare morän.



Figur 13. Kornstorlekskurvor för prover inom delområdet. Teckenförklaringen anger löpnumret i SGU:s kornstorleksdatabas, för ungefärligt läge se översiktskartan för området.

3.2.2 Isälvsmaterial

E14 löper parallellt med en stor isälvsavlagring med flera täkter. Öppna skärningar i täkterna visar att isälvsavlagringen innehåller varierande sand och grus. Avlagringen sträcker sig genom hela området från Rännberg i nordost till Enkroken i sydväst. Tydliga krön på isälvsavlagringen förekommer längs hela sträckningen och den uppvisar ofta spår av svallning samt bildning av tydliga strandhak. Berghällar förekommer förhållandevis ofta i, till exempel i botten av bäckar vilket indikerar att isälvsavlagringen inte är så mäktig i denna dalgång.

Isälvsavlagringen har en tydlig nordost–sydvästlig utsträckning och representerar sannolikt den yngsta isrörelseriktningen i området. Att den yngre isrörelsen är nordost–sydvästlig syns också i fördelningen av isräfflor.

En mindre ås sträcker sig från Storlien vidare i västlig riktning längs med järnvägen. Materialet i denna utgörs av sandigt grus och riktningen är troligast att jämföra med den yngsta isrörelseriktningen.

De flacka grusavlagringar som ligger runt Storliens stationssamhälle utgörs av grovkorniga sediment avsatta i samband med tappning av de issjöar som upptog sänkan ned mot Storvallen (Regnéll m.fl. 2023).

3.2.3 Issjösediment

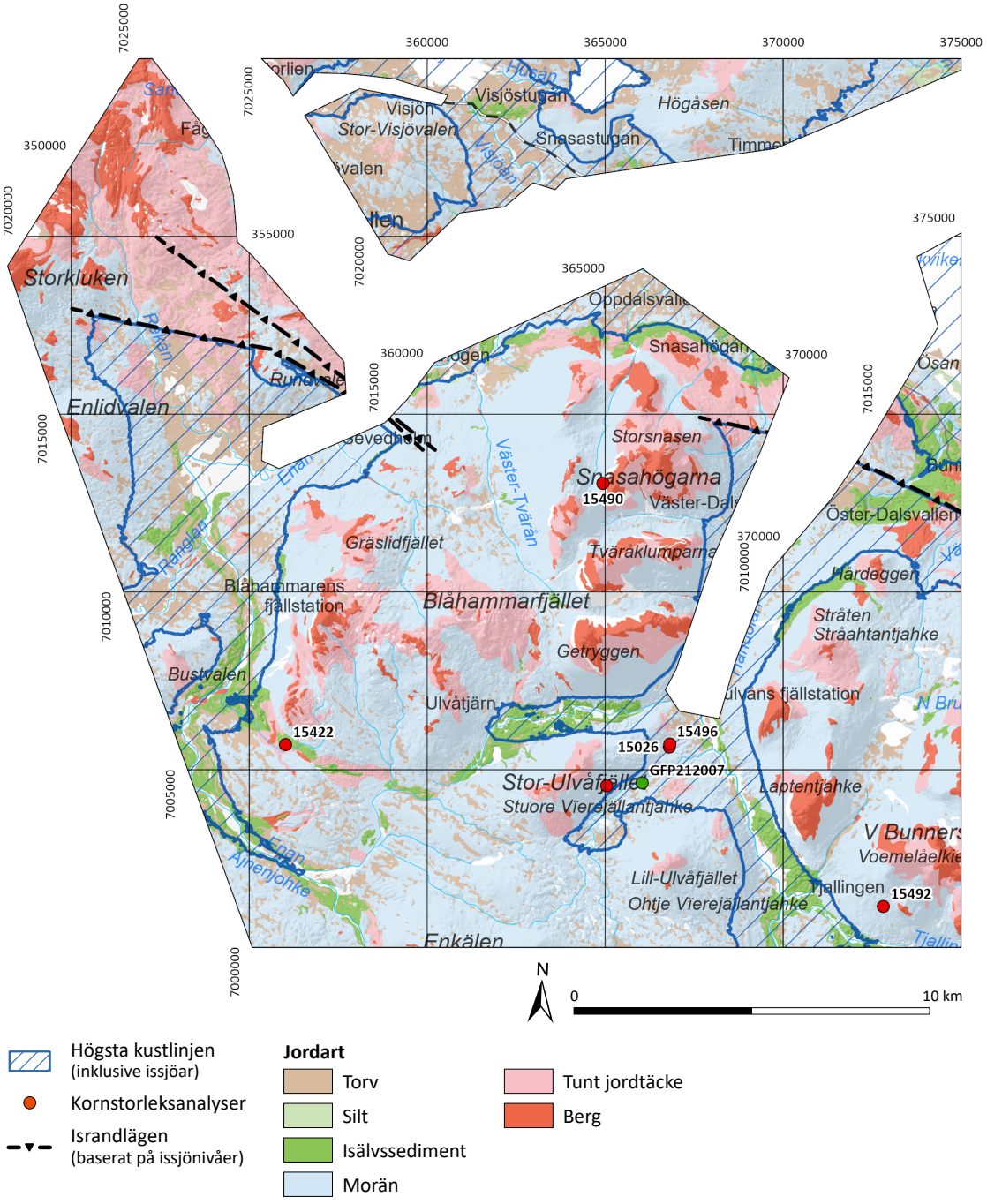
Silt och finsand draperar ställvis isälvsavlagringens lägre delar och kan observeras kring hela Ånnsjösänkan, samt dalgången från Duved upp emot Tännsjön och Bodsjön, samt högst troligen även under de stora flacka torvmarker som omger Ånnsjön. Dessa sediment tolkas vara avsatta under olika issjöstadier bildade under deglaciationen när issjöar dämdes mellan inlandsisen i öst och fjällkedjan i väst (4.1.2). Mäktiga issjösediment i form av terrasser av grovsilt-finsand med ravinbildning återfinns längs vägen mellan Rundhögen och Storvallen, sydost om Storlien. I detta område pågår också aktiv erosion och nybildning av raviner (fig. 14). Även strax söder om Enafors och nära Snasahögarna finns mäktiga issjöterasser med grovsilt-finsand där ravinbildning förekommer. I dessa områden bör man iaktta försiktighet i samband med avverkning eller markarbete, i samband med pågående klimatförändringar skulle kunna leda till ökad nederbörd och förnyad ravinbildning.

Ravinen i figur 14 har en tydlig ravinform i ungefär 100 m, från Finnvallklumpen ned mot E14, och är 5–10 m bred och djup. Ravinen har sannolikt initierats i samband med snösmältning när vatten runnit längs en planbruten väg. Vägen är numera helt borteroderad på stora delar av sträckan och skeendet visar på vikten av att schaktning och dylikt sker med vetskap om de geologiska förhållandena.



Figur 14. Aktiv ravinbildning mellan Storvallen och Rundhögen, den 4 september 2022.
Foto: Gustaf Peterson Becher

3.3 Storulvån, 70 3 05 SV

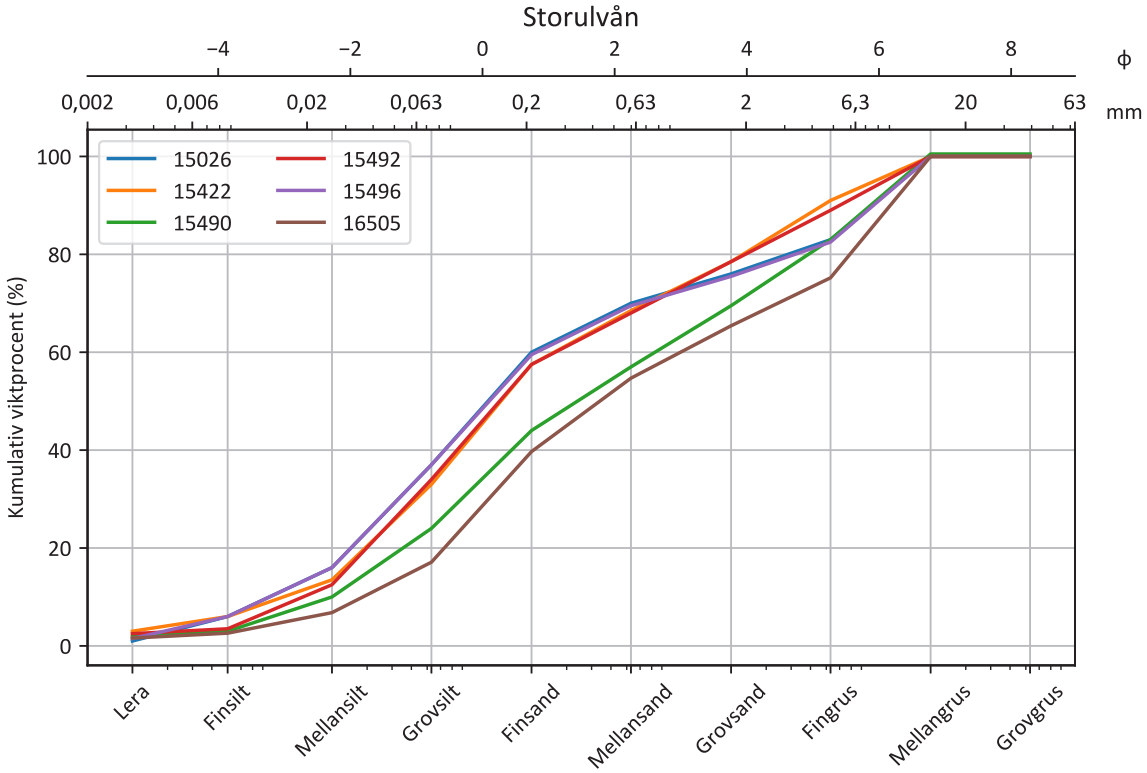


Figur 15. Förenklad jordartskarta över delområdet. Högsta kustlinjen inklusive de högsta nivåerna som dämda issjöar nådde under deglaciationen markeras med streckad blå yta. Lägen för isdämningspositioner markeras med svarta linjer/trianglar. Positioner för kornstorleksanalyser och lagerföljder insamlade under detta kartläggningsarbete anges med röd cirkel.

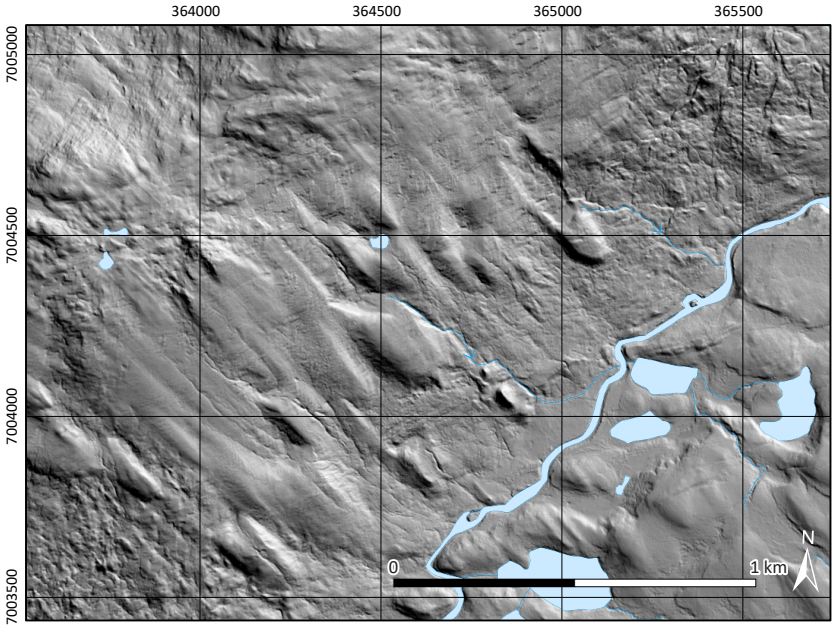
Delområdet Storulvån sträcker sig mellan den norska riksgränsen i väst och Ånnsjön i öster. Lågområdena inom kartans område utgörs till stor del av delområdet Storlien (3.2). Området är totalt 460 km^2 men är uppdelat i ett större område i söder och ett lite mindre område i norr som utgör en flik mellan Storlien och Middagsfjället. Hela delområdet ligger inom Åre kommun. Området har en stor variation i markytans höjd ö.h., med lägsta punkten 526 m ö.h. i och med Ånnsjön i nordost. I sydost ligger västra Bunnerstöten (1 555 m ö.h.), väster om detta fjällområde skärs området av i nord–sydlig riktning av Handölans- och Storulvåns dalgång. I de centrala delarna återfinns de högsta fjällen i delområdet, de så kallade Snasahögarna, Getryggen (1 382 m ö.h.), Tväråklumparna (1 412 m ö.h.) och Storsnasen (1 463 m ö.h.). Detta högområde sträcker sig söderut mot höjdområdena i delområdet söderut och västerut mot Blåhammarkläppen (1 165 m ö.h.). I väster sänker sig området i ett lågområde strax under trädgränsen som sträcker sig mot riksgränsen. Inlandsisen lämnade delområdet för ungefär 10 500 år sedan (4.1.2). Vägnätet i delområdet är mycket begränsat vilket leder till att fältarbetet i området har varit sporadiskt. Således är delområdet i stort en fjärranalysprodukt.

3.3.1 Morän

Inom delområdet är morän den mest utbredda jordarten. Kornstorleken är oftast av en sandig karaktär (fig. 16). Stora områden kring de högsta fjällen består av tunna eller osammanhängande ytor med morän. Generellt är dock moränen förhållandevis tunn, även om den inte är så tunn att den kartlagts som tunn eller osammanhängande morän. Den mäktigaste moränen återfinns i de sydvästra delarna av delområdet. Kullig morän uppträder oftast i dalgångarna och det området med mest framträdande exempel ligger i den södra delen, mellan Endalshöjden (1 100 m ö.h.) och Lill-Ulvåfjället (1 096 m ö.h.). I Lill-Ulvåns dalgång finns ett mindre område med spektakulära moränformer (fig. 17).



Figur 16. Kornstorleksanalyser utförda på prov från delområdet. Proverna anges med ett 5-siffrigt löpnummer från SGU:s kornstorleksdatabas. Lokalernas position syns som en röd cirkel i översiktskartan för området.

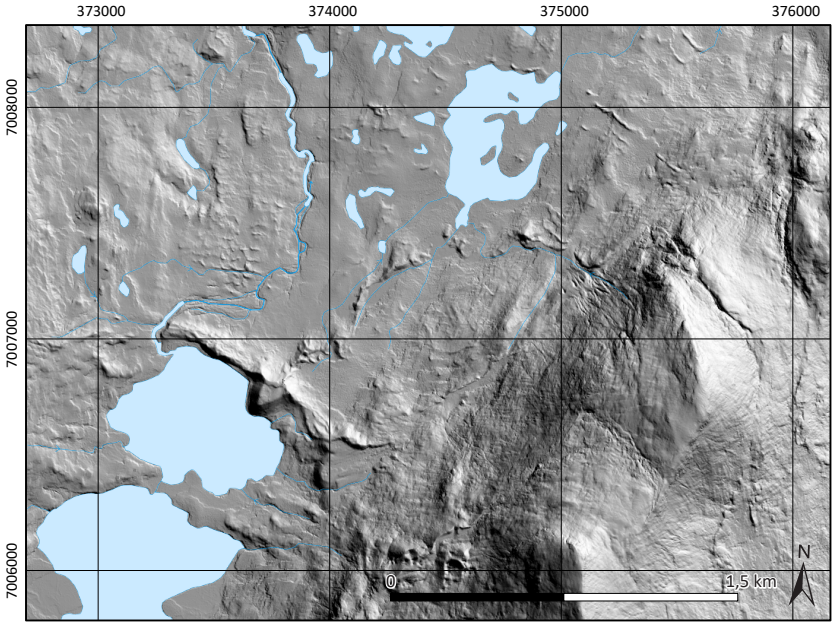


Figur 17. Moränformer på Stor-Ulvåfjällets sluttning tolkade som ”hill-hole-pairs” från en sydostlig isrörelse.

Moränformerna har varierande former med storlek från 150 till 300 m i nordvästlig riktning och i nordostlig riktning mellan 80 och 150 m. Landformernas relief kan vara upp emot 10 m. I den nordvästra delen av formerna övergår landformen i en grop (fig. 17). I synnerhet vid landformen i den nordöstra delen av området verkar volymen i kullen vara lika stor som gropen. En möjlig tolkning är att dessa landformer har förflyttats från sin originalposition. Eventuella möjliga förklaringar skulle kunna vara olika former av massrörelser, såsom skålskred. Dock är lutningen förhållandevis låg, i snitt 13°, och inte optimal för utbildning av skålskred. En annan förklaring skulle kunna vara att landformerna är *”hill-hole pairs”* (sv. ”kulle-grop par”) vilka bildats genom så kallade glacialtektoniska processer, i det här fallet en förflyttning av jordmassor i sin helhet under inlandsisen (Bluemle & Clayton 1984). Processen bildar ett hål därifrån materialet plockats och en kulle, av ungefärligen samma volym som gropen, där materialet deponerats. För att skapa dessa landformer krävs en hög skjuvspänning och behöver därför specifika förhållanden, till exempel övergång från bottenfrusen till varmbottnad is (Evans, Phillips, Hiemstra & Auton 2006). Detta skulle alltså innebära att dessa landformer bildades före deglaciationen, och när isdelaren låg kring fjällkedjan (Kleman m.fl. 1997). Detta skulle innebära en isrörelse från nordväst.

Områdets moräntäcke präglas av flera olika isrörelseriktningar. Mycket av komplexiteten kan kopplas till deglaciationsskeendet när inlandsisen var mer styrd av landskapets topografi. Till exempel, väster om Snasahögarna syns en tydlig vridning av isrörelsen i drumlinerna från sydväst vid Brattåsvallen ned mot Lillhammaren (932 m ö.h.) och Getvalen (1 326 m ö.h.) där drumlinerna indikerar en isrörelse i sydsydvästlig riktning. Drumlinerna avslutas i en serie moränryggar vinkelräta mot isrörelseriktningen, i form av ändmoräner. Ändmoräner kan följas sporadiskt från Gräslidfjället (1 077 m ö.h.) till den västra sluttningen av Lillsnasen (1 361 m ö.h.).

I delområdets nordöstra del återfinns flertalet mindre moränryggar som troligtvis utgör någon form av ändmoräner liknande De Geermoräner. Vid Västra Bunnerskalet återfinns tydliga exempel på dessa ryggar. Bland ryggarna återfinns två tydliga ändmoräner tvärs



Figur 18. Exempel på ismarginala landformer.

dalgången, varav en bildar en bro mellan två mindre sjöar (fig. 18). En tydlig rullstensås slingrar sig mot den norra ändmoränen. Rullstensåsen avslutas i ett litet delta, bildat i en mindre isdämd sjö under deglaciationen (fig. 18).

Väster om Stråten (1 143 m ö.h.) finns en tydlig kombination av laterala smältvattenrännor/avsättningar som övergår i en moränrygg, vinkelrät mot dalgången. Moränryggen är dock inte tydlig på dalgångens västra sida.

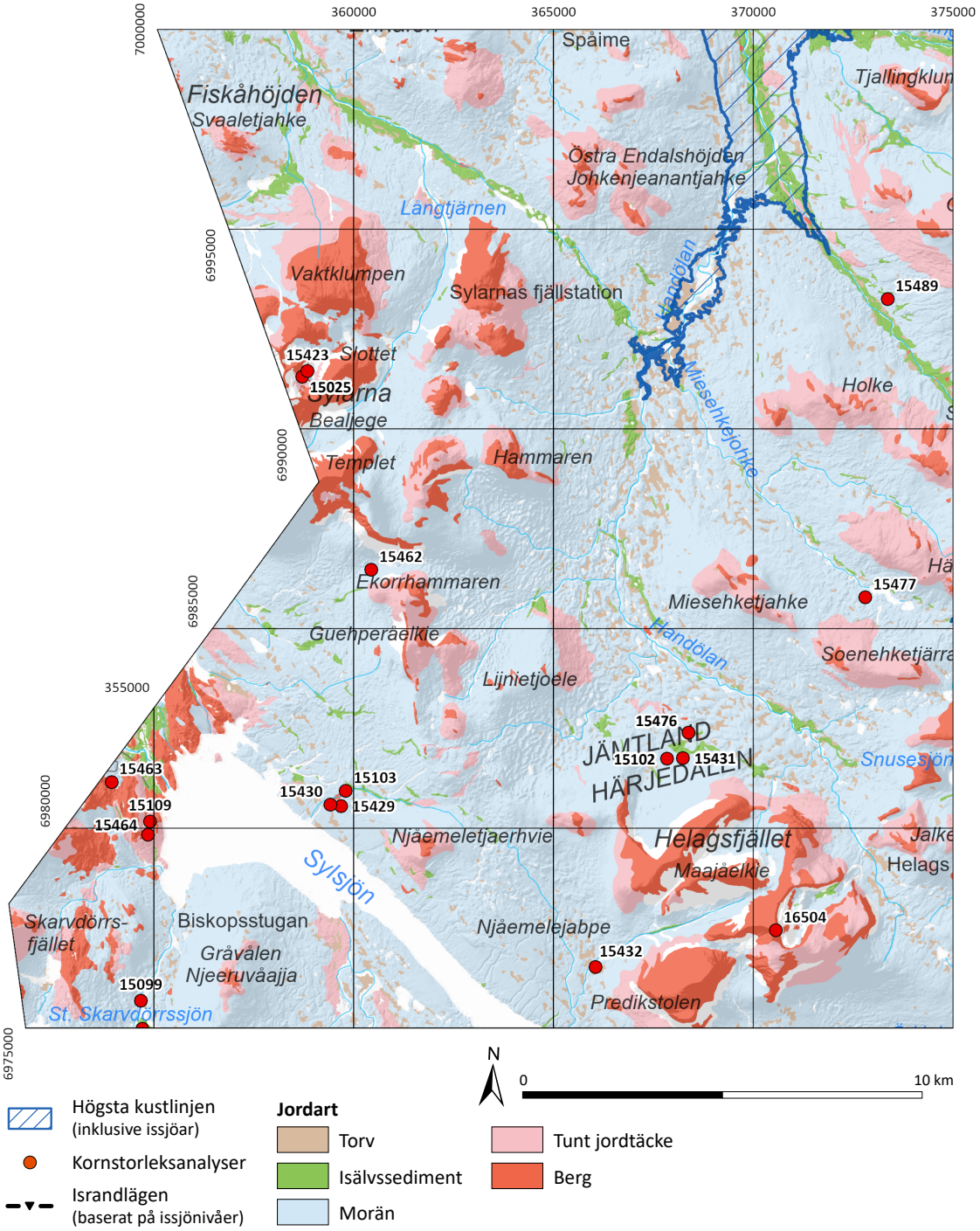
3.3.2 Isälvsmaterial

Utbredningen av isälvsmaterial följer primärt dalgångarna. Rullstensåsar förekommer relativt sparsamt i jämförelse med den totala utbredningen isälvsmaterial. Tydliga åsryggar förekommer främst i dalgången väster om Blåhammarskaftet och kanske allra tydligast i Storulvåns dalgång, rakt söder om Getryggen (1 382 m ö.h.). Vidare går det att följa fragmenterade åsryggar i Handölans dalgång. I övrigt består dessa dalfyllnader till stor del av sandurformer, bildade framför inlandsisen, samt fragmenterade deltan avsatta i forna issjöar. Ställvis förekommer också islaterala bildningar, såsom Storsnasens nordliga sluttningar samt Stråtens västra sluttning. Tydliga exempel av detta finns kring Brännbäcken, på sluttningarna ned mot Ånnsjön.

3.3.3 Issjösediment

Delar av området var under deglaciationen täckt av issjöar. Några sediment avsatta i dessa issjöar har i princip inte kartlagts i området, förutom ett litet område i områdets nordöstra del. Däremot syns på flera fjällsidor spår av vågors verkan i form av strandvallar och strandhak. Dessa har, när de ansetts tillräckligt mäktiga, kartlagts som postglacial sand eller så kallad svallsand.

3.4 Sylarna, 69 3 55 NV



Figur 19. Förenklad jordartskarta över delområdet. Högsta kustlinjen inklusive de högsta nivåerna som dämda issjöar nådde under deglaciationen markeras med streckad blå yta. Lägen för isdämningspositioner markeras med svarta linjer/trianglar. Positioner för kornstorleksanalyser och lagerföljder insamlade under detta kartläggningsarbete anges med röd cirkel.

I väster avgränsas delområdet Sylarna mot norska riksgränsen och i öster strax öster om Helags fjällstation. Vid raststugan Spåime, längs leden mellan Storulvån och Sylarna, går den nordliga gränsen och i söder går gränsen genom de sydligaste delarna av Sylsjön. Delområdet Sylarna har en yta på 484 km^2 och ligger till stora delar i Åre kommun med de sydligaste delarna tillhörande Bergs kommun. Området är till stor del över trädgränsen, de centrala och sydöstra är högfjällsområden, med massiven som omgärdar Storsylen (1 762 m ö.h.) respektive Helags (1 797 m ö.h.). I väster avgränsas området mot norska riksgränsen. Hela området ligger över trädgränsen, med undantag för gles fjällbjörkskog kring Handölan i nordöstra delen av området. Deglaciationen inom området skedde för ungefär 10 500 år sedan (4.1.2). Det finns inga vägar på delområdet, förutom en kort sträcka upp mot dammen vid Sylsjön från Norge, vilken ej har besökts. Fältarbete har utförts mellan Ljungdalen och Helags, samt ställvis i de centrala delarna av Helagsmassivet. I stort bör därför delområdet Sylarna ses som en ren fjärranalysprodukt.

Den första *dokumenterade* bestigningen av Helags gjordes av geologen Edvard Erdmann (för övrigt son till SGU:s förste gd Axel Erdmann) vid SGU:s fältarbete i området. Den 27 juli 1868 ”klockan 3 på morgonen började man rusta sig för att bestiga Helagsfjället som också i det härligaste väder skedde från wästra sidan, norr förbi Predikstolen.” Observera att de gick från Nedalsstugan då ännu ingen stuga vid nuvarande Helags fjällstation fanns. Nedalsstugan som avses här finns inte längre sedan området täcktes av vatten vid bygget av Sylsjödammen 1952.

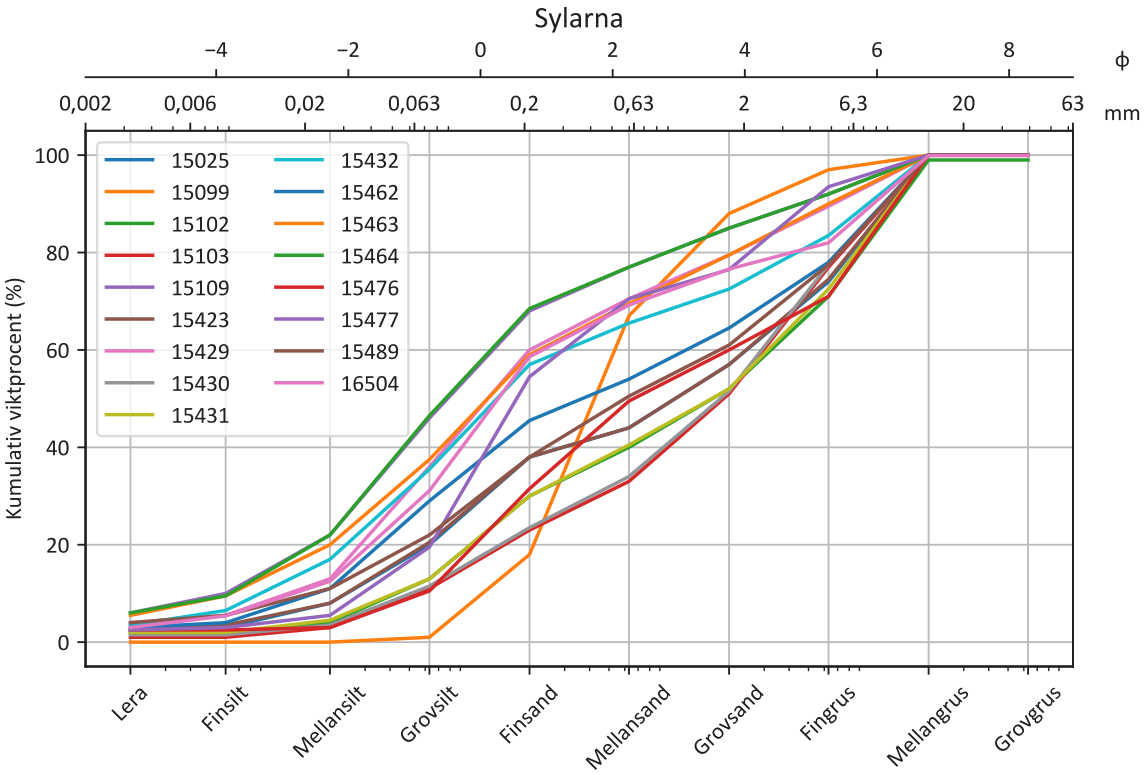
3.4.1 Morän

Morän är vanligt förekommande i delområdet. Kornstorleksanalyser från länskarteringen (Lundqvist, J. 1969a) visar att moränen ofta är av sandig typ (fig. 20). Ställvis förekommer grusig morän, vilken sannolikt har provtagits i kullig morän. Vid Sylsjön finns också en lagerföljd beskriven av J. Lundqvist (1967) med silt under morän, tolkningen är att lagerföljden bildats subglacialt.

De högsta fjällen antas ha påverkats lite av glacial erosion, möjligen att de ställvis utgör relikta landskap, alltså områden som praktiskt taget varit oförändrade under pleistocen. Sådana områden är vanligt förekommande i norra Sverige (Hättestrand, C. & Stroeven 2002, Goodfellow 2008) och karakteriseras av vittrat och uppsprucket berg. Inom delområdets högsta fjälltoppar finns liknande ytor med stora områden av vittrat berg. Fältobservationer vid Helagsfjällets topp visar dock att det förekommer morän på höjdplatån. På toppen av Helagsfjället finns stor variation av bergarter i en morän av sandig typ (fig. 21).

Därför har dessa områden inte kartlagts endast som vittrat berg utan också med ett tunt lager morän. Det är troligt att inlandsisen till övervägande del varit bottenfrusen och inte påverkat fjälltopparna nämnvärt. Däremot behöver det ha existerat perioder av varmbottnad is som fört med sig andra än lokala bergarter.

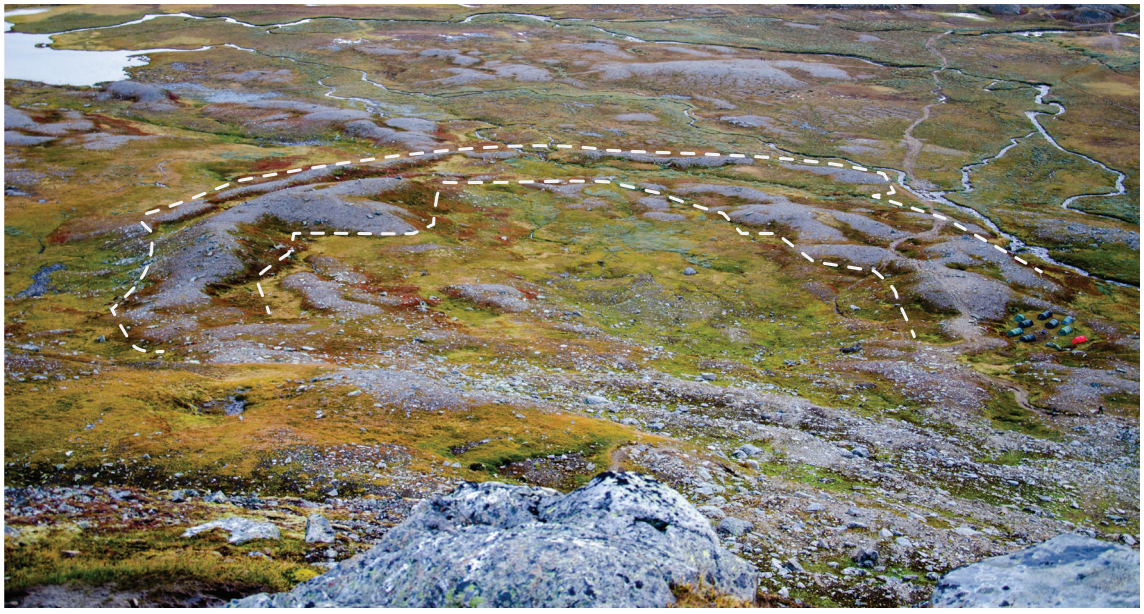
Moränformerna består till största del av drumliner och kullig morän. Drumlinerna är oftast av mindre storlek och visar en variation som i mångt och mycket stämmer överens med dalgångarna. Tolkningen är att dessa till övervägande del är kopplade till inlandsisens slutskede. I områdets sydöstra del syns dock en serie större drumliner som ofta förekommer i områden med tolkat stort jorddjup. Dessa drumliner uppfattas inte som lika hårt styrda av topografin och kan potentiellt vara bildade under ett tidigare skede. Kullig morän är vanligt förekommande i princip alla dalgångar och har enligt befintliga kornstorleksanalyser en grövre



Figur 20. Kornstorleksanalyser utförda på prov från delområdet. Proverna anges med ett 5-siffrigt löpnummer från SGU:s kornstorleksdatabas. Lokalernas position syns som en röd cirkel i översiktskartan för området.



Figur 21. Exempel på morän vid Helagsfjällets topp (SWEREF 99 TM: 370900; 6977000). Observera bergartsvariationen av klasterna. Foto: Gustaf Peterson Becher.



Figur 22. De yttre moränryggarna vid Helagsglaciären, markerade med vita streckade linjer. Isen rörde sig från bildens nedre högra hörn. Observera tälten i bildens högra del för skala. Foto: Gustaf Peterson Becher.

kornstorlek än omgivande morän. Några av dessa landformer har i detalj beskrivits innehålla stora mängder sorterade sediment (). Många av formerna är av ribbmoränstyp (rogenmorän) och är speciellt tydliga i området mellan Helags och Sylarnamassiven. Framför Helagsglaciären finns en serie moränryggar, den största och tydligaste endast ett par hundra meter från den nuvarande iskanten. Nere i dalgången, i anslutning till fjällstationen, finns flera tydliga ryggar bildade när glaciären sträckte sig ned i dalgången (fig. 22).

3.4.2 Isälvsmaterial

Den största förekomsten av isälvsavlagringar återfinns i Gåsåns dalgång. Själva dalbottnen består till stor del av sanduravlagringar som skurits ned till olika nivåer i samband med basnivåns sänkning. Större rullstensåsar finns längs Handölan, i de norra delarna av delområdet. Mindre rullstensåsar förekommer ställvis längs sluttningarna ned mot Gåsån. Tydliga täcken på isälvsaktivitet finns också i form av stora områden som eroderats av isälvar, under eller framför isen, speciellt på Gåsens (1 427 m ö.h.) sydvästra sida. Parallellt med Gåsån rinner Miesehkejohke, också här förekommer isälvsavlagringar, om än i en mycket mindre omfattning. Kring Handölan förekommer isälvsavlagringar regelbundet, ställvis som rullstensåsar. Kring dessa stråk av isälvsavlagringar förekommer också områden som eroderats av isälvar. Stora områden som spolats av isälvar förekommer också i området kring Sylsjön, ofta i samband med skvalrännor och små förekomster av isälvsmaterial.

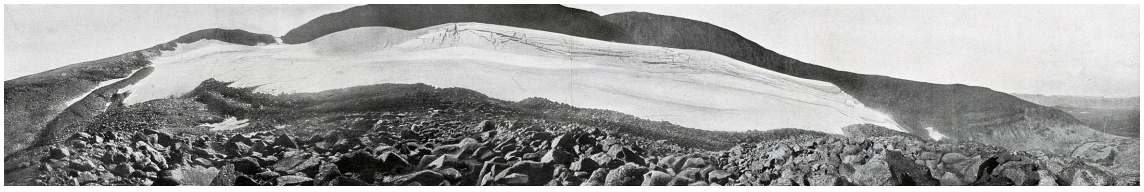
3.4.3 Glaciärer

Inom delområdet finns Sveriges sydligaste glaciär, Helagsglaciären. Helagsglaciären ligger på östra sidan om Helagsfjällets topp i en tydlig nisch. Glaciären består av två delar, en sydlig och en nordvästlig, avbrutna av en bergrygg. Helagsglaciärens nisch har en spektakulär form. När glaciären var som störst hade den ett mycket stort ackumulationsområde i förhållande till den långa smala glaciärtunga som sträckte sig hela vägen till fjällstationen. Glaciären har

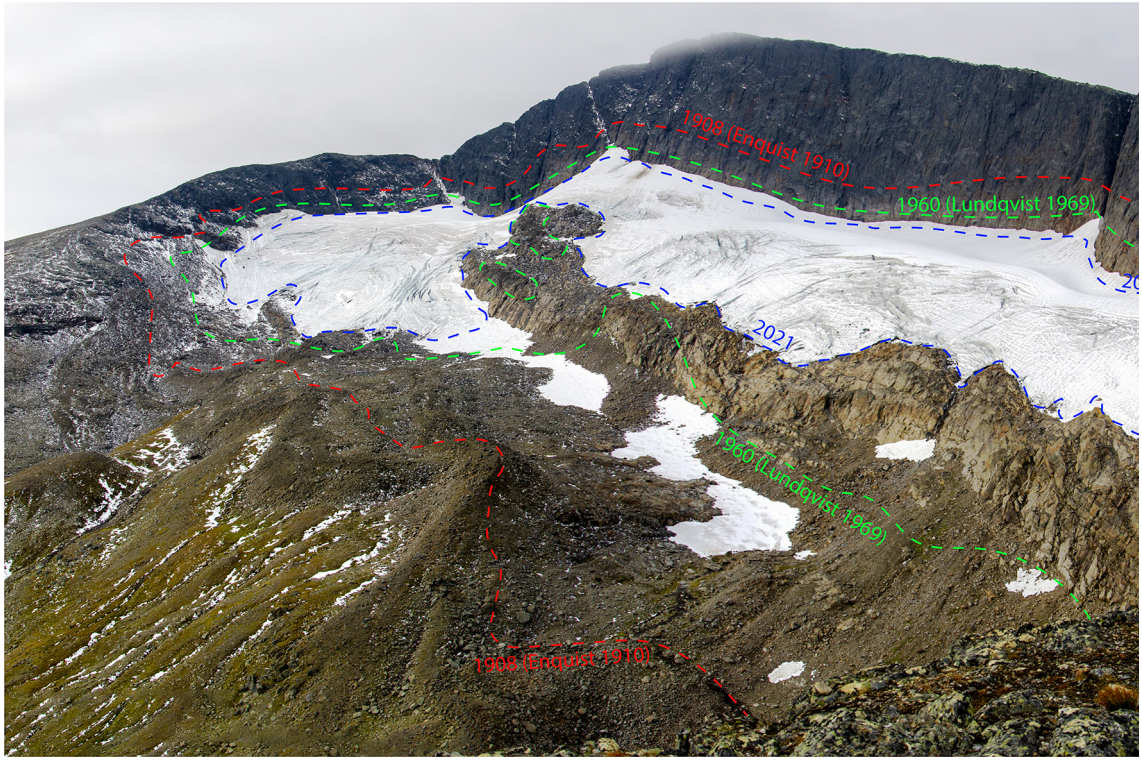
beskrivits och dokumenterats i två tidigare SGU-rapporter under en inventering av Sveriges glaciärer under det första decenniet på förra århundradet (Enquist 1910) (fig. 23) samt under kartläggningen av jordarter under 1950 och 1960-talet (Lundqvist, J. 1969a).

Helagsglaciären har också besökts under en av SGU:s tidigare kartläggningar, troligen i samband med kartläggningen i Jämtlands läns geologi av Arvid Högbom (Högbom 1885). Helagsfjället besöktes under denna kartläggning av geologen Edvard Erdmann som kort beskrev glaciärens utbredning och tydliga moränryggar. Tyvärr finns inte material nog att rekonstruera glaciärens utbredning från hans redogörelse.

Enquist gjorde däremot detaljerade mätningar av glaciärens topografi och kartmaterialet är av god kvalitet, och det är därför möjligt att uppskatta glaciärens utbredning under året för Enquists fältarbete, 1908. Också J. Lundqvist gjorde kartläggning av Helagsglaciären baserad på flygbilder från 1960 (Lundqvist, J. 1969a). Dessa kartor och bilder har gjort det möjligt att uppskatta glaciärens utbredning i ett fotografi från detta projekts fältarbete (fig. 24). Dessa kartor har också rektifierats och digitaliserats, vilket ger möjligheten att visa Helagsglaciärens förändring.

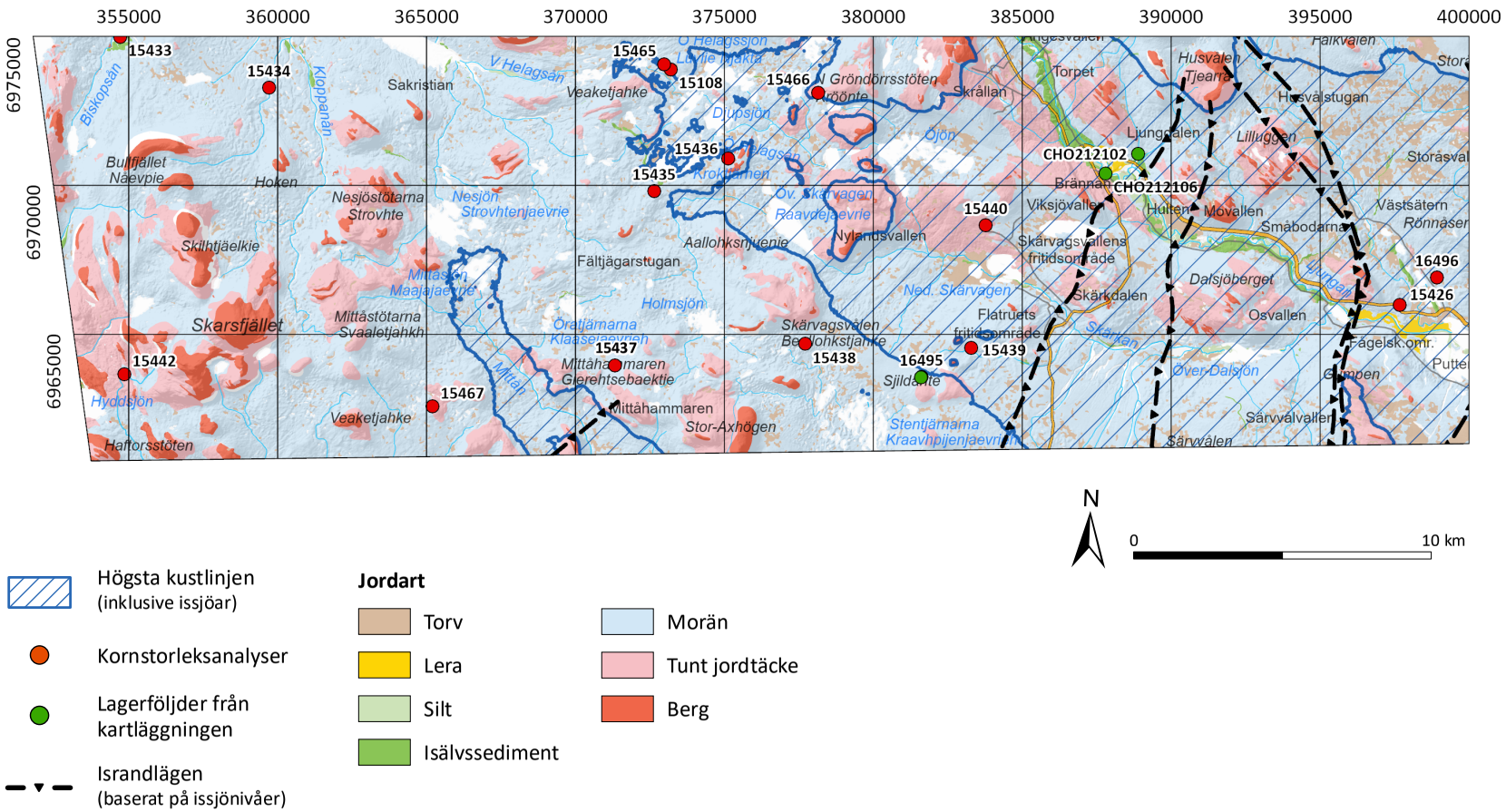


Figur 23. Helagsglaciären 1908 (Enquist 1910).



Figur 24. Fotografi över Helagsglaciären den 6 september 2021, med uppskattad utbredning utifrån Enquists (1910) och Lundqvists (1969) kartor. Foto: Gustaf Peterson Becher.

Under 1908 låg Helagsglaciären mot den stora moränrygg som ej längre har kontakt med glaciären (fig. 23 och fig. 24). Glaciärer i Skandinavien hade så långt som in på mitten och slutet av 1800-talet fortfarande en utbredning på grund av lilla istiden (Karlén 1973). Vanligt förekommande är tydliga moränryggar kopplade till lilla istiden, och det är därför rimligt att anta att detsamma gäller här. Det betyder att den moränrygg som syns nere mot fjällstationen bör ha bildats under ett tidigare skede, under någon kall och/eller nederbördsrik period under Holocen. Fram till 1960 hade glacären krympt avsevärt, arealen minskade med 34 % från 0,76 km^2 1908 till 0,50 km^2 1960. Den bergrygg som nu är väl synlig hade börjat träda fram i de centrala delarna under 1960, vilket är ett tydligt tecken på uttunning. Avsmältningen har sedan fortsatt och nu är bergribban väl synlig, vilket tyder på ytterligare uttunning. Den kartläggning av glaciärens gränser som gjorts här baserar sig på LiDAR-data som flögs in under 2014, fotografiet som används i figur 24 togs den 6 september 2021. Avsmältningen har sedan 1960 till 2014 har minskat glaciärens area med ytterligare 32 % till 0,34 km^2.

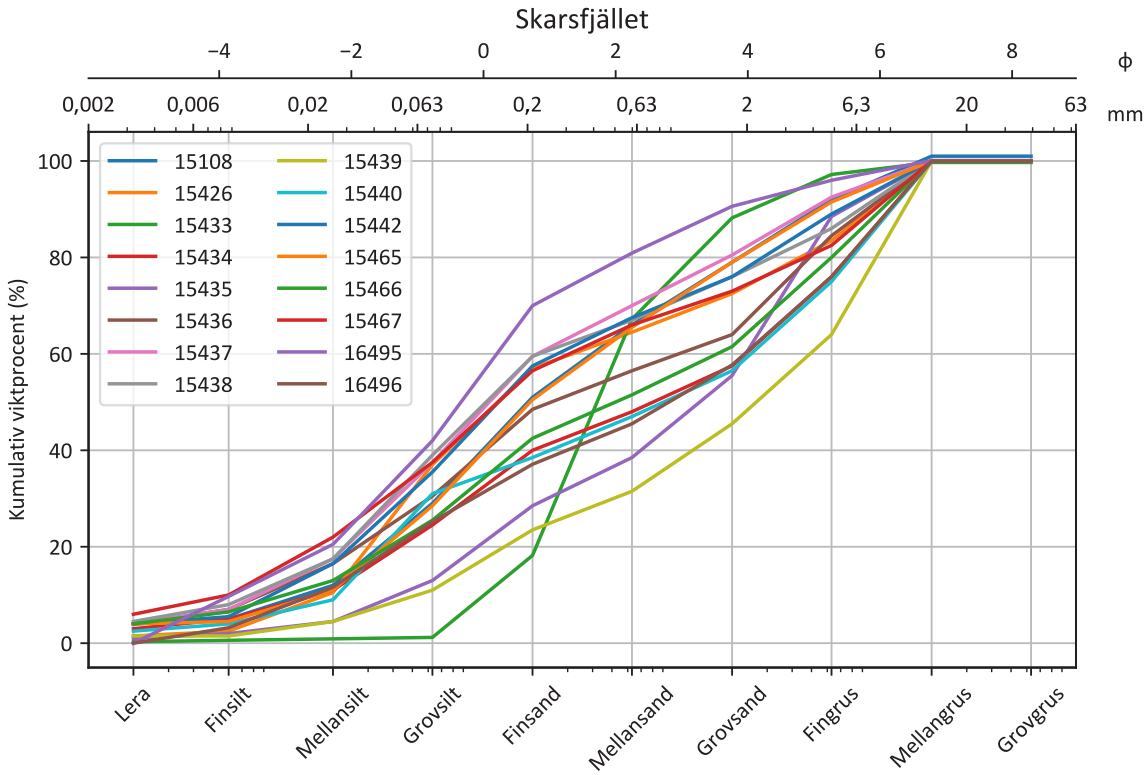


Figur 25. Figur 25. Förenklad jordartskarta över delområdet. Högsta kustlinjen inklusive de högsta nivåerna som dämda issjöar nådde under deglaciationen markeras med streckad blå yta. Lägen för isdämningspositioner markeras med svarta linjer/trianglar. Positioner för kornstorleksanalyser och lagerföljder insamlade under detta kartläggningsarbete anges med röd respektive grön cirkel.

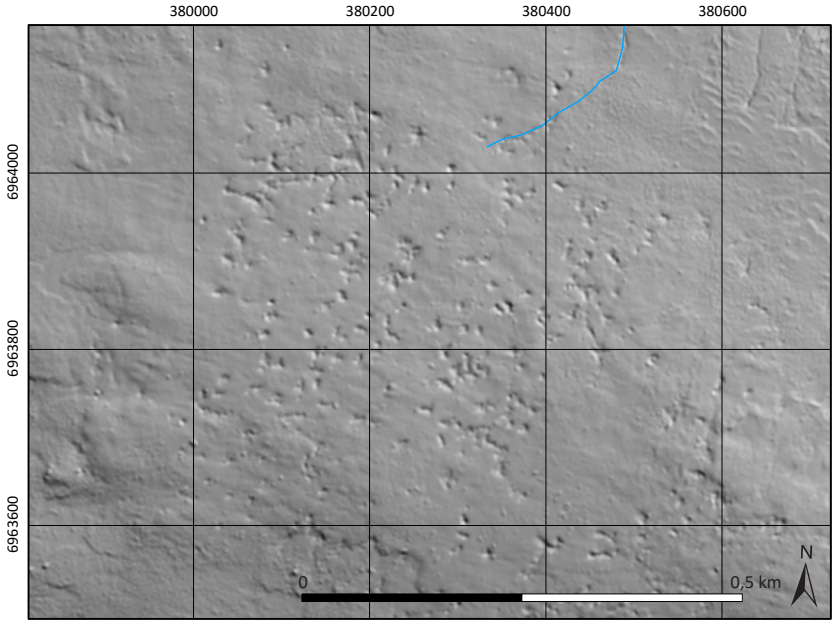
Delområdet Skarsfjället sträcker sig mellan norska gränsen i väster och Storsjö i öster (fig. 25). Den södra gränsen skär genom Flatruet och strax söder om Skarsfjällsmassivet. I norr går gränsen precis söder om Predikstolen (1 681 m ö.h.). Delområdet är 660 km^2 och ligger i Bergs kommun. Stora arealer utgörs av områden över trädgränsen, i den västra delen finns också högfjällsområden med Skarsfjället (1 594 m ö.h.) som högsta topp. Den östra tredjedelen består av dalområden söder om Ljungdalen. Delområdet sträcker sig nästan 50 km från öst till väst och de västra delarna av området blev isfritt för ungefär 10 500 år sedan medan de östra delarna först blev isfria upp emot 200 år senare (4.1.2). I de västra delarna av området finns inga farbara vägar. I östra delen finns dock ett fåtal vägar och kartbladet är därför endast till begränsad del fältkontrollerat.

3.5.1 Morän

Morän täcker betydande delar av området. Det finns inte mycket information om kornstorlek men baserat på de prover som finns i området så är moränen ofta av sandig typ, även om sandig-siltig morän och grusig morän förekommer ställvis (fig. 26). Mycket av moränen, speciellt i lägre liggande delar, består av kullig morän. Den kulliga moränen är till övervägande del av ribbmoränstyp där de enskilda ryggarna har en ungefärlig nordostlig–sydvästlig riktning. Kullig morän har ofta en grövre kornstorlek och innehåller ställvis också sorterade sediment. Mellan dessa ytor av kullig morän är moränen slät och präglad av svag drumlinisering. Detta är speciellt tydligt på platån Jorpegierkiesjliehte, mellan Skärvagsvålen (1 160 m ö.h.) och Sjildahte (1 018 m ö.h.).



Figur 26. Kornstorleksanalyser utförda på prov från delområdet. Proverna anges med ett 5-siffrigt löpnummer från SGU:s kornstorleksdatabas. Lokalernas position syns som en röd cirkel i översiktskartan för området.



Figur 27. Gropar vid Flatruets västra del, möjligen bildade som karst.

Mellan höjderna Skärvagsvålen (Beallohkstjahke) och Sjildahte breder Jorpegierkiesjliehte ut sig i formen av en sadelplatå. Platån är karterad som morän i sin helhet. Dock har sedimenten karaktären av vittringssand från sandsten (CHO215101). På sadelns sydöstra del förekommer ett stort antal gropstrukturer (fig. 27). Groparna är oregelbundna i formen och varierar i storlek mellan 5 m och 25 m och mellan 0,5 m och 2 m djupa. Berggrunden består här av sandsten, och där topografin lutar är groparna ofta avlånga i lutningens riktning, vilket är naturligt för vittring där vatten varit en betydande erosionsagent. Strukturerna på Jorpegierkiesjliehte, liksom liknande gropar på intilliggande Flatruet, tolkas att vara bildade genom (pseudo-) karstvittring, alltså att de representerar små slukhål. Karst är mest ordinär i kalkberggrund, men har uppmärksammats i sandsten bland annat i Australien, Brasilien och Tjeckien (Young 2010, Hardt & Rodet 2013, Bruthans, Balak, Schweigstillova & Vojtisek 2017). Vid jämförelse i NH med områden med välkänd bildad karst, i norra Jämtlands län (till exempel Korallgrottans naturreservat), stärks denna tolkning.

I de högre fjällområdena, samt höjder i låglandet, är moränen ofta tunnare. På de allra högsta topparna ser marken till stor del ut att vara påverkad av vittring, så kallat rösberg, och här har den glaciala erosionen varit mycket liten. Troligtvis, baserat på observationer vid Helags och i Härjångsfjällen, är det dock möjligt att det finns en komponent av morän i dessa ytor.

3.5.2 Isälvsmaterial

I Ljungdalen finns betydande mängder isälvsmaterial, majoriteten av materialet består av sand utan utpräglade ryggformer, förutom vid Movallen där en liten åsrygg är avsatt i nordostlig–sydvästlig riktning. Denna rygg antas ha en grövre kornstorlek än omgivande material.

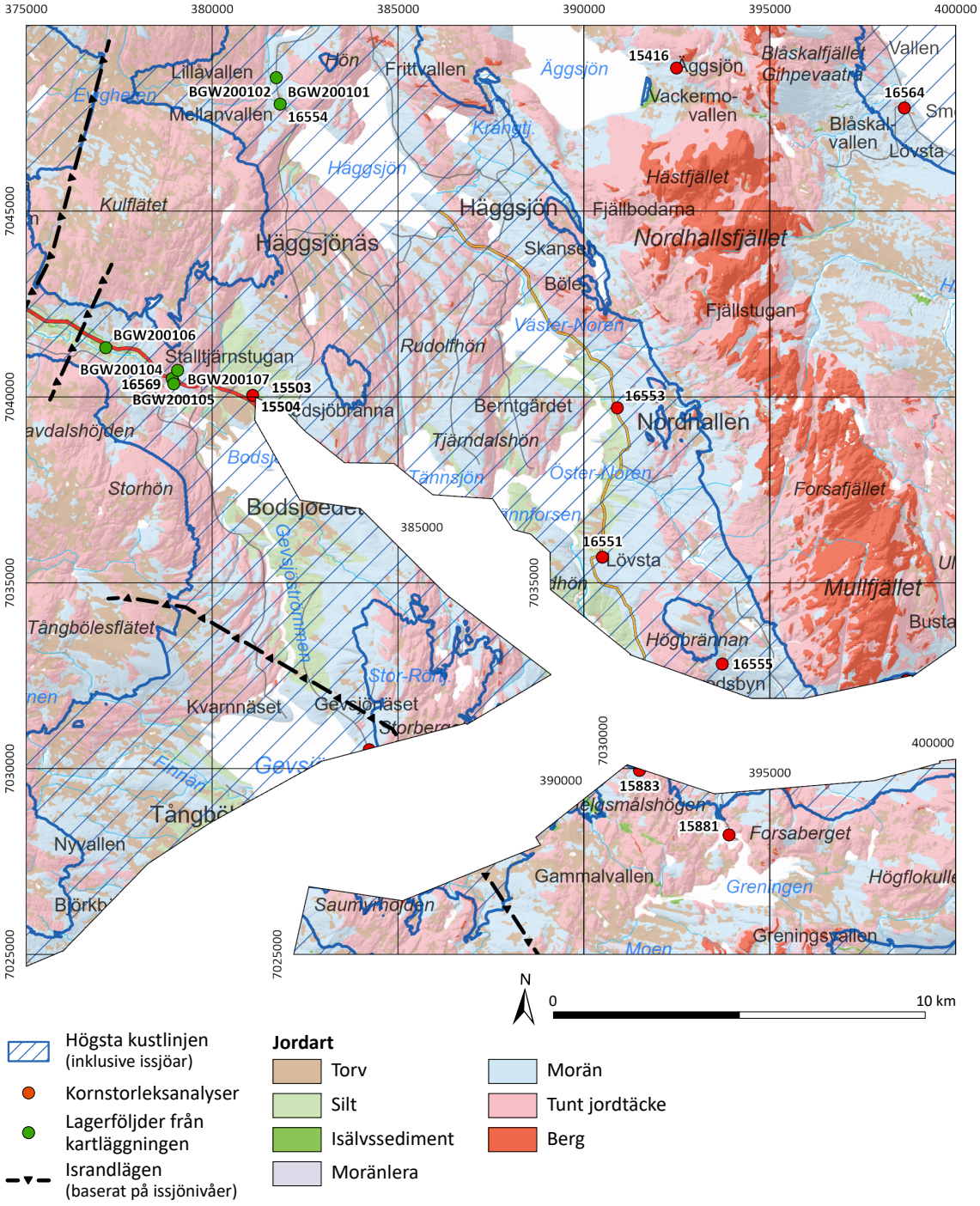
I Skärkdalen, söder om Ljungdalen finns en liten åsrygg som följer dalbottnen. Små ryggformer förekommer ställvis upp mot Nedre Skärvage i nordväst. I förlängningen av denna rullstensås, söder om Veaketjahke (1 040 m ö.h.) finns ytterligare en tydlig ryggform av isälvsmaterial. Utöver ovanstående har en mindre rullstensås avsatts mellan Södra och Norra Nesjöstötarna (1 238 m ö.h. respektive 1 135 m ö.h.). Generellt har rullstensåsarna en sydvästlig–nordvästlig riktning. Utöver rullstensåsar finns tydliga spår efter erosion av isälvar

i landskapet, speciellt i de västra delarna kring Nesjöstötarna och Bullfjället (1 410 m ö.h.). Smältvattenerosionen har troligtvis skett framför inlandsisen under dess avsmältning och vattnet har dränerats ned mot nuvarande Sylsjön och Norge. I dessa eroderade zoner förekommer varierande mängder isälvsmaterial.

3.5.3 Issjösediment

Strandlinjer är vanligt förekommande i de östra delarna av bladet. Dessa bildades i de issjöar som dämdes mellan inlandsisen i öster och fjällen i väster (4.1.2). I flera av dessa forna sjöar har det inte avsatts några större mängder issjösediment, möjligen på grund av sjöarnas kortvarighet eller för att smältvattnet under isen valt andra vägar och därför inte levererat stora mängder sediment till vissa dalgångar. På den södra sluttningen ned mot Skärkdalen finns ett område med ett tunt lager svallsand, avsatt genom strandprocesser i de forna issjöarna. Dessa strandprocesser har också svallat dalsidorna och moränen har i dessa områden därför förlorat en del av finfraktionerna. De enda betydande förekomsterna av issjösediment i delområdet finns där Ljungan rinner ut i Storsjön, dessa består mestadels av silt.

3.6 Duved, 70 3 05 NO

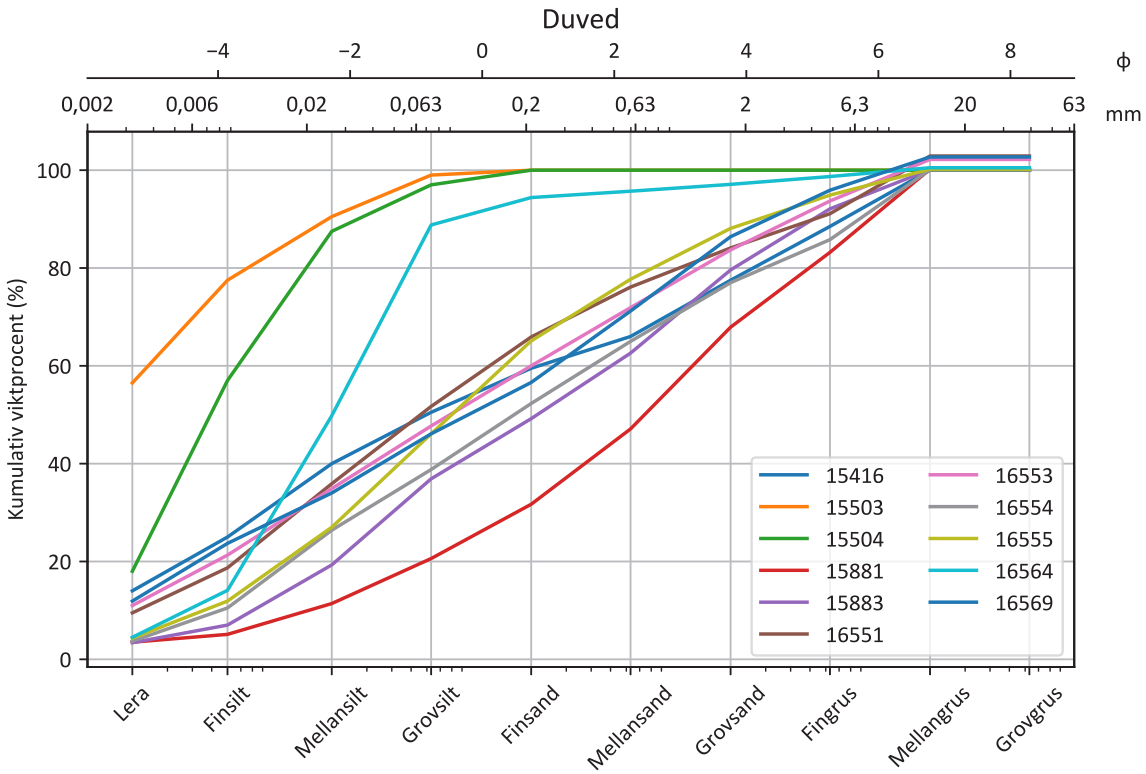


Figur 28. Förenklad jordartskarta över delområdet. Högsta kustlinjen inklusive de högsta nivåerna som dämda issjöar nådde under deglaciationen markeras med streckad blå yta. Lägen för isdämningspositioner markeras med svarta linjer/trianglar. Positioner för kornstorleksanalyser och lagerföljder insamlade under detta kartläggningsarbete anges med röd respektive grön cirkel.

Delområdet Duved sträcker sig mellan Skavdalshöjden (699 m ö.h.) i väster samt Mullfjället (1 031 m ö.h.) och Nordhallsfjället (980 m ö.h.) i öster. Den nordliga gränsen går igenom Äggsjön, i höjd med Vallen längs Kallsjöns sydvästra strand. I söder sträcker sig området ned mot sjöarna Moen och Hensjön, även om delområdena Storlien och Åre skär genom området. Detta medför att området är delat i två delområden (fig. 28). Delområdet innefattar alltså ej Indalsävens egentliga dalgång, såsom väg E14:s sträckning. Detta är i stället inkluderat i delområdet över Åre (3.10). Delområdets areal uppgår till 529 km^2 och ligger helt inom Åre kommun. Delområdet Duved består mestadels av lågt liggande områden, under trädgränsen, och kalfjällsområden förekommer endast kring Mullfjället och Nordhallsfjället. Inlandsisen lämnade delområdet Duved för ungefär 10 400 år sedan (4.1.2). Vägnätet är relativt utbrett och möjligheten till fältarbete längs vägarna har därför varit relativt stort, trots det är mycket av kartläggningen baserad på fjärranalys.

3.6.1 Morän

Moräntäcket inom området är mestadels tunt eller osammanhängande. Information om kornstorlek i moränen är begränsad, men de observationer som gjorts och den information som finns visar en morän av sandig eller sandig-siltig typ (fig. 29), tre kornstorlekskurvor tolkade som lerig morän är troligen från en undre moränbädd (”blåhalla”, se 4.1.3.2.1). Ställvis förekommer mäktigare moränavlagringar i form av lidmoräner i landskapet, likt de som finns inom stora delar av Jämtlands län, men i synnerhet i de västra delarna. Denna typ av lidmoräner, eller stora drumliniserade former, har en västnordvästlig–ostsydostlig riktning och förekommer



Figur 29. Kornstorleksanalyser utförda på prov från delområdet. Proverna anges med ett 5-siffrigt löpnummer från SGU:s kornstorleksdatabas. Lokalernas position syns som en röd cirkel i översiktskartan för området. Observera att proverna 16564, 15504 och 15503 är prover i sorterade sediment.

främst nordväst om Gevsjön, nordväst om Duved och vid Häggsjön. Lidmoränerna tolkas som bildade av en äldre isrörelse, någon gång före den senaste deglaciationen. Detta baseras på att lidmoränerna ofta har små lineationer på ytan som bildats under den senaste deglaciationen, då den smältande inlandsisen var mindre och mer topografiskt kontrollerad. Denna yngre isrörelse uppvisar en ostlig– isrörelseriktning genom delområdet.

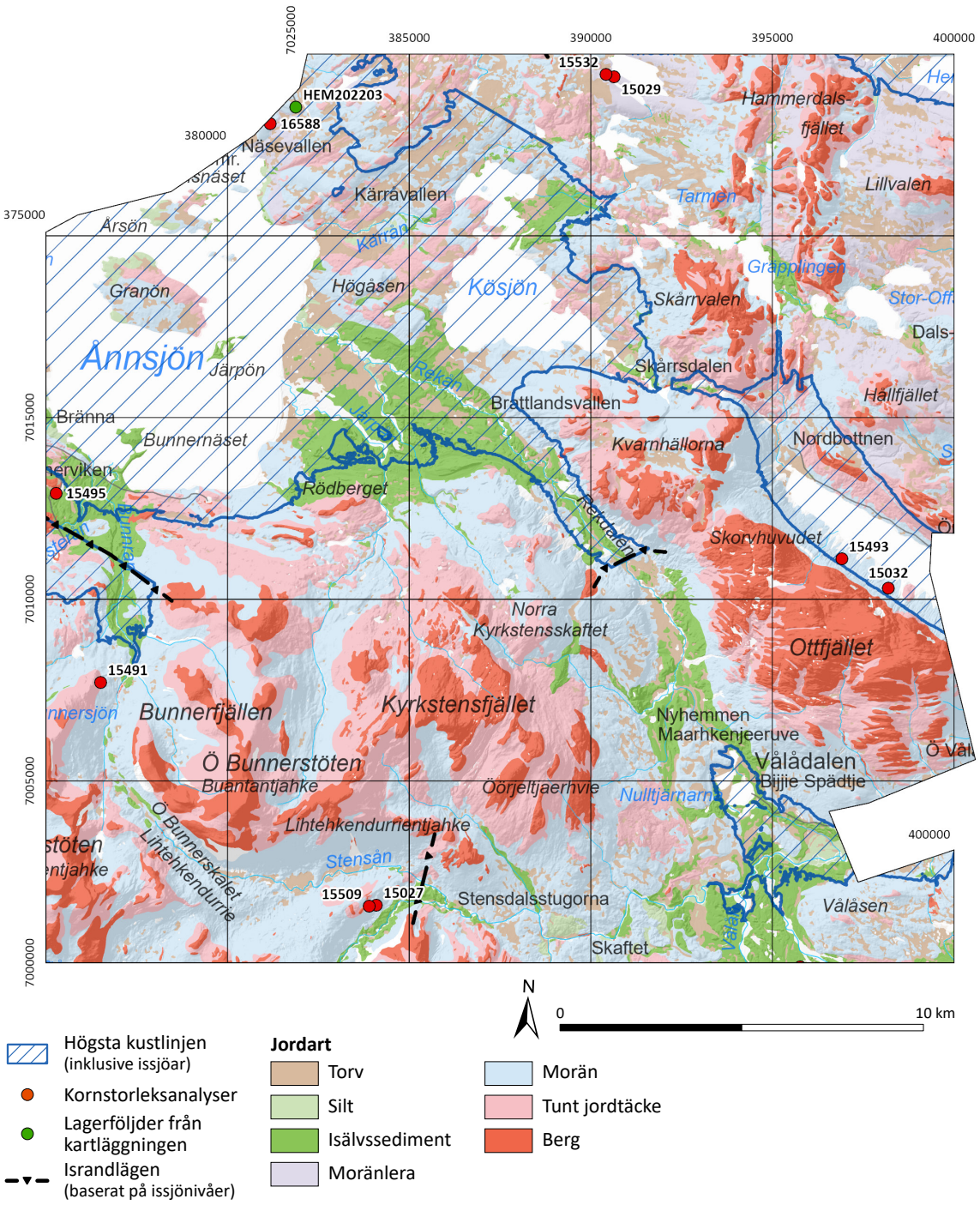
3.6.2 Isälvsavlagringar

Isälvsavlagringar inom området är relativt ovanligt. Däremot finns betydande mängder isälvsmaterial i de delområden som skär genom området, Storlien och Åre. Längs Medstuguån nordväst om Bodsjön finns en kontinuerlig isälvsavlagring som följer dalgången, delvis omgiven av finkorniga vattenavsatta sediment. Endast ställvis kan den följas som en egentlig åsrygg. I områdets nordöstra del, mellan Smedjeviken och Äggsjön finns spridda mindre rullstensåsar som avslutas i ett område med isälvssand längs i nordväst. I övrigt förekommer två små rullstensåsar vid Gravadalsvallen och norr om Bodsjöbränna. I nordväst har ett pärlband av rullstensåsar bildats i nordvästlig–sydostlig riktning vilka sticker upp genom myrmarkerna vid Evigheten.

3.6.3 Issjösediment

Issjösediment förekommer i lågområden på kartan. Mäktigast förekomster av issjösilt finns troligtvis norr om Sta, längs Gevsjöströmmen och vid Bodsjöbränna. I dessa områden finns ställvis raviner bildade i sedimenten. I övrigt är stora delar av dessa lågområden endast täckta med tunna eller osammanhängande lager silt. Fjällsluttningarna är ofta svallade längs forna issjöstrandlinjer och svallningsprocesser har ställvis vaskat ur moränens finare fraktioner.

3.7 Vålådalen, 70 3 05 SO



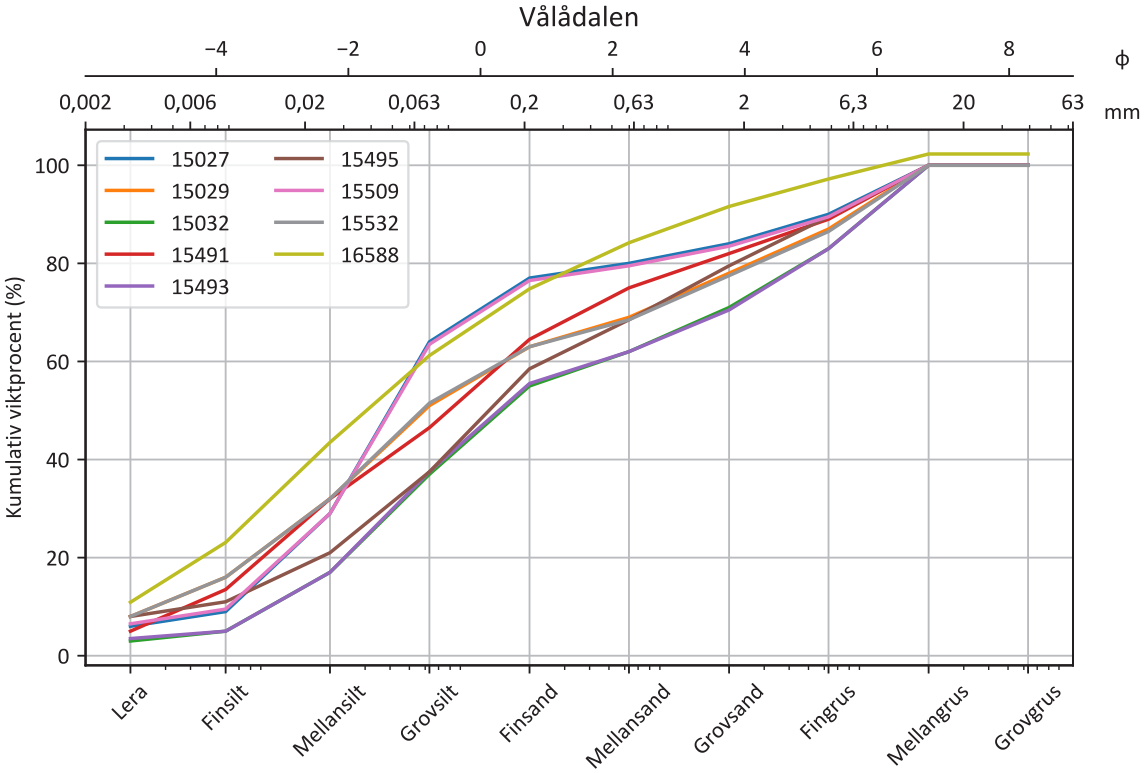
Figur 30. Förenklad jordartskarta över delområdet. Högsta kustlinjen inklusive de högsta nivåerna som dämda issjöar nådde under deglaciationen markeras med streckad blå yta. Lägen för isdämningspositioner markeras med svarta linjer/trianglar. Positioner för kornstorleksanalyser och lagerföljder insamlade under detta kartläggningsarbete anges med röd respektive grön cirkel.

Delområdet Vålådalen sträcker sig från Ånnsjöns västra delar i väst och Ottfjället (1 265 m ö.h.) i öster. I norr går områdets gräns i höjd med Hammerdalsfjället (884 m ö.h.) och i söder strax söder om Stensdalsstugorna. Det kartlagda området utgör 594 km^2 och ligger i Åre kommun. Den sydvästra delen av området utgörs av fjällområden där Västra och Östra Bunnerstöten (1 547 m ö.h. respektive 1 502 m ö.h.), Stor-Stensdalsfjället (1 419 m ö.h.) samt Kyrkstensfjället (1 393 m ö.h.) är de högsta topparna (fig. 30). I de östra delarna av området finns Ottfjället och en del lågfjällsområden såsom Hållfjället (900 m ö.h.) och Hammerdalsfjället. I övrigt består området av skogsområden. Den del av området som ligger lägst är Ottsjön, på 494 m ö.h. Deglaciationen inom delområdet skedde sannolikt någon gång mellan 10 500 och 10 400 år sedan (4.1.2). Inom området finns endast ett fåtal farbara vägar och kartläggningen i området är därför i stort baserad på tolkning av höjddata och flygbilder samt observationer från tidigare kartläggningsarbeten.

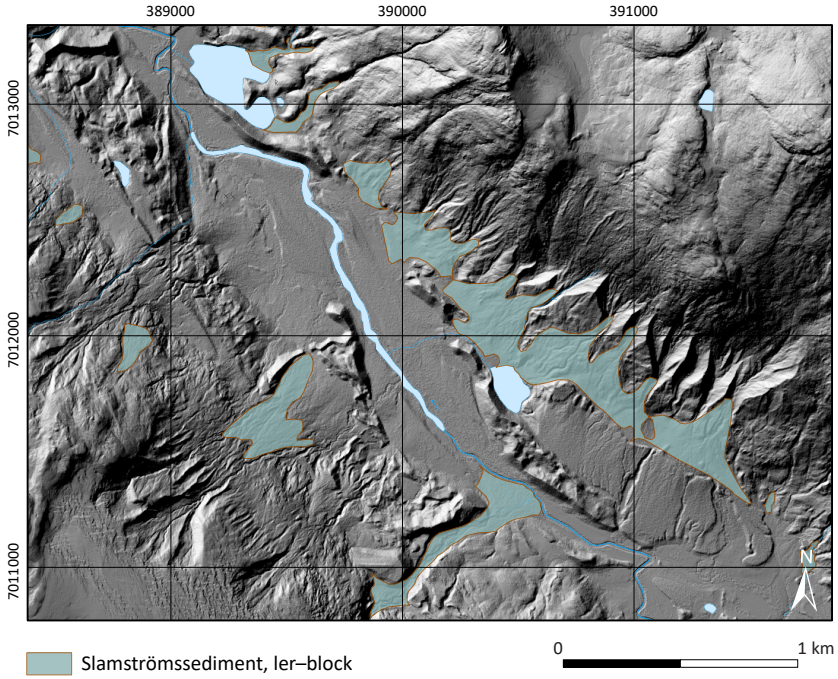
3.7.1 Morän

Inom området utgör morän den övervägande delen av jordarterna i de lägre liggande områdena. Ett fåtal observationer visar på en sandig morän vilket också är tydligt i kornstorleksanalyserna från delområdet (fig. 31). I den nordöstra delen finns områden tolkade som lerig morän, men i dessa delar finns inga kornstorleksanalyser. På Rekdalens sydvästra del, speciellt norr om Nyhemmen ser moränen ut att ha betydande mäktighet, i moränen har raviner bildats vilket tyder på en finkornig komponent i moränen.

I högre liggande områden är moränen ofta tunn eller osammanhängande. På de högsta topparna, såsom Bunnerstötarna, finns områden med primärt lokalt vittrat berg. Baserat på observationer i närliggande områden (3.4 och 3.8) antar vi att det i den tunna vittringsjorden också finns morän.



Figur 31. Kornstorleksanalyser utförda på prov från delområdet. Proverna anges med ett 5-siffrigt löpnummer från SGU:s kornstorleksdatabas. Lokalernas position syns som en röd cirkel i översiktskartan för området.



Figur 32. Slamströms-sediment i Rekdalen.

Längs sluttningarna i Rekdalen, i synnerhet mellan Rekhuvudet (1 063 m ö.h.) och Norra Kyrkstensfjället (976 m ö.h.), finns flertalet spår av slamströmmar (fig. 32). Slamströmmarna är bildade i moränen på de branta fjällsluttningarna.

3.7.2 Isälvsavlagringar

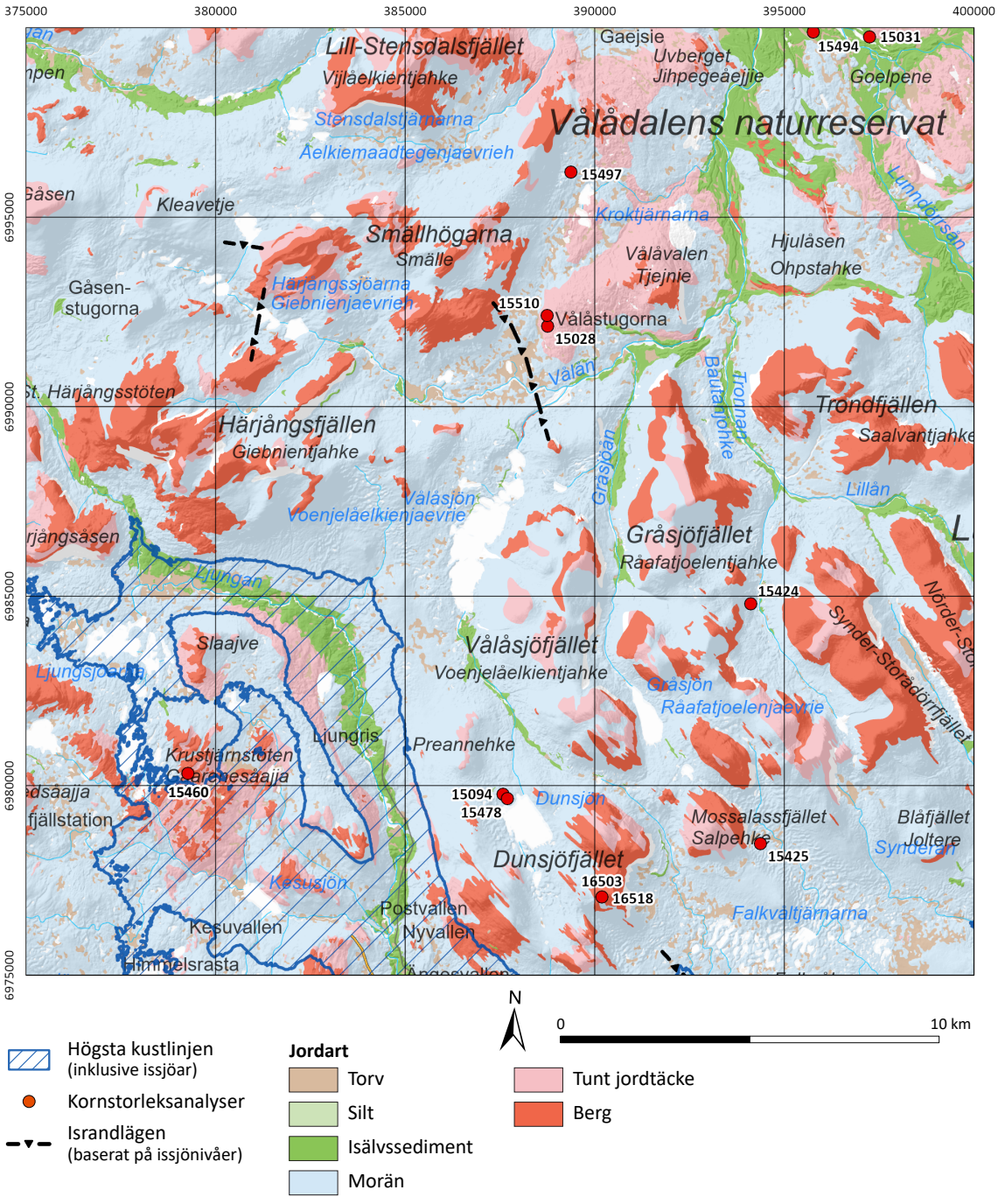
Stora delar av området är täckt med olika typer av isälvsmaterial vilket utgör merparten av dalgångarna. Från Vallbo via Vålådalen och upp genom Rekdalen löper en tydlig rullstensås. Ställvis längs dalsidorna förekommer slukåsar. Vid Ånnsjöns sydöstra strand finns stora områden med isälvsmaterial avsatt framför isen i de issjöar som var dämda mellan fjäll och inlandsis. Dessa deltan har sedan successivt eroderats av isälvar i samband med issjöarnas sänkning. Detta har lett till flertalet tydliga erosionsrännor, ibland skurna ned till berg. Som till exempel Järpån, vilken skär igenom två tydliga deltaytor som i övrigt stått emot erosionen. Liknande avsättningar finns också kring Bunneråns mynning. Generationer av deltan och smältvattenerosion präglar här landskapet.

Proglaciala avsättningar av isälvsmaterial förekommer också i sänkan i områdets sydöstra del. Också här finns tydliga spår av olika generationers deltaytor samt isälvserosion vid issjönivåsänkningar.

3.7.3 Issjösediment

I issjöarna avsattes finkorniga sediment, såsom finsand, silt och lera. Issjöarnas existens visas också tydligt av de issjöstrandlinjer som bildats på sluttningarna, speciellt vid Rekdalen, Stensdalen och Ottfjällets nordöstra sluttning. I samband med att issjöar försvann från området avsattes i stället älvsediment längs de nu aktiva älvdalarna i form av silt och finsand.

3.8 Härjångsfjällen, 69 3 55 NV

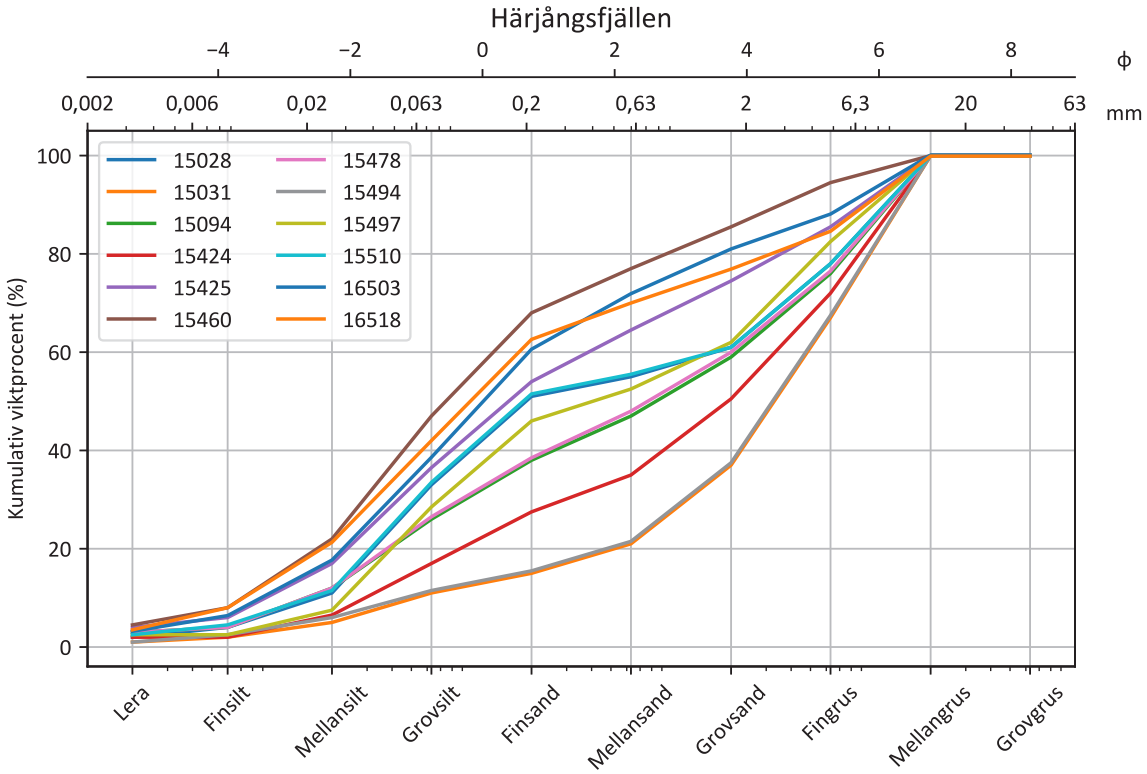


Figur 33. Förenklad jordartskarta över delområdet. Högsta kustlinjen inklusive de högsta nivåerna som dämda issjöar nådde under deglaciationen markeras med streckad blå yta. Lägen för isdämningspositioner markeras med svarta linjer/trianglar. Positioner för kornstorleksanalyser och lagerföljder insamlade under detta kartläggningsarbete anges med röd cirkel.

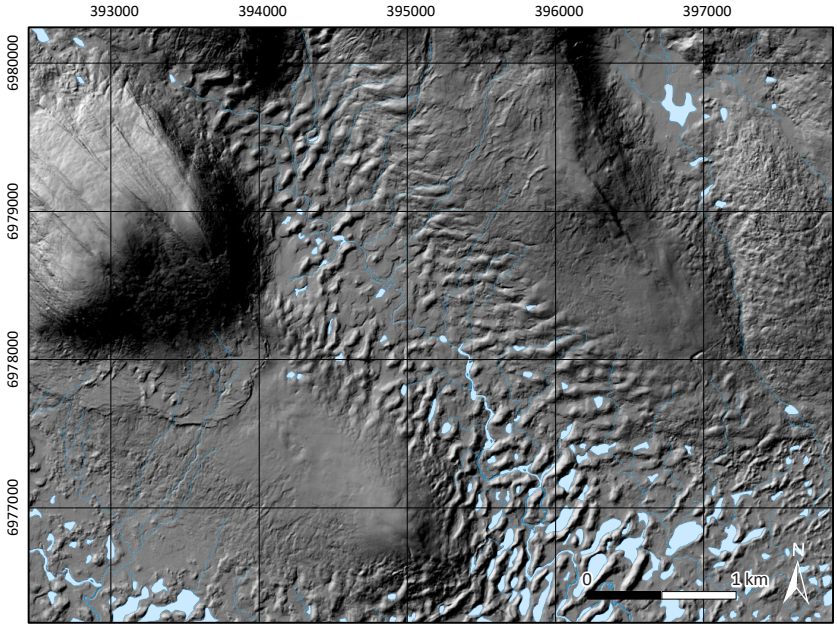
Delområdet Härjångsfjällen sträcker sig mellan Lill-Stensdalsfjället (1 414 m ö.h.) i norr och Nyvallen i söder. I väst går områdets gräns strax öster om Helags fjällstation medan den östra delen går vid Nörder-Storådörrfjället (1 526 m ö.h.). Arealen på delområdet är 625 km^2 och ligger i Åre kommun (norra delen) och Bergs kommun (södra delen). Det högsta fjället inom området är Stora Härjångsstöten (1 626 m ö.h.). Området består till största del av kalfjällsområden medan delar av området under trädgränsen förekommer endast vid Ljungdalen i söder och Vålådalen i nordost. Inlandsisen lämnade området för ungefär 10 400 år sedan (4.1.2). Delområdet har endast ett fåtal kilometer farbar väg totalt vilket betyder att fältarbetet varit mycket begränsat och området är i princip helt baserat på fjärranalys.

3.8.1 Morän

Moränen i området är generellt av sandig eller sandig-siltig typ (fig. 34). Ett par av kornstorleksanalyserna visar på grusig morän, dessa är sannolikt kopplade till områden med kullig morän. Moränen är sannolikt mäktigast längs dalgångar och i högre områden utgör den endast ett tunt eller osammanhängande täcke över berg. Flera av de högre fjällen har, förutom tunna eller osammanhängande lager av morän på berg, en tydlig komponent av frostvittrat berg. Vid Dunsjöfjället är det tydligt att dessa ytor, som sticker ut då de uppvisar lite eller ingen glacial påverkan (drumlinisering), har icke-lokala bergarter i grundmassan. Detta talar för att höjdområdena inte endast består av frostvittrade glacialt opåverkade ytor utan att spår av glacial aktivitet finns.



Figur 34. Kornstorleksanalyser utförda på prov från delområdet. Proverna anges med ett 5-siffrigt löpnummer från SGU:s kornstorleksdatabas. Lokalernas position syns som en röd cirkel i översiktskartan för området.



Figur 35. Tydliga ribbmoräner sydost om Dunsjöfjället i delområdets sydöstra del (se figur 33).

I dalgångarna är moränen ofta kullig, öster om Dunsjöfjället (1 415 m ö.h.) samt sydost om Härjångsfjällen förekommer tydliga ribbmoränformer (fig. 35), vilka sannolikt består av en morän av grusigare karaktär eller med skikt av sorterade sediment.

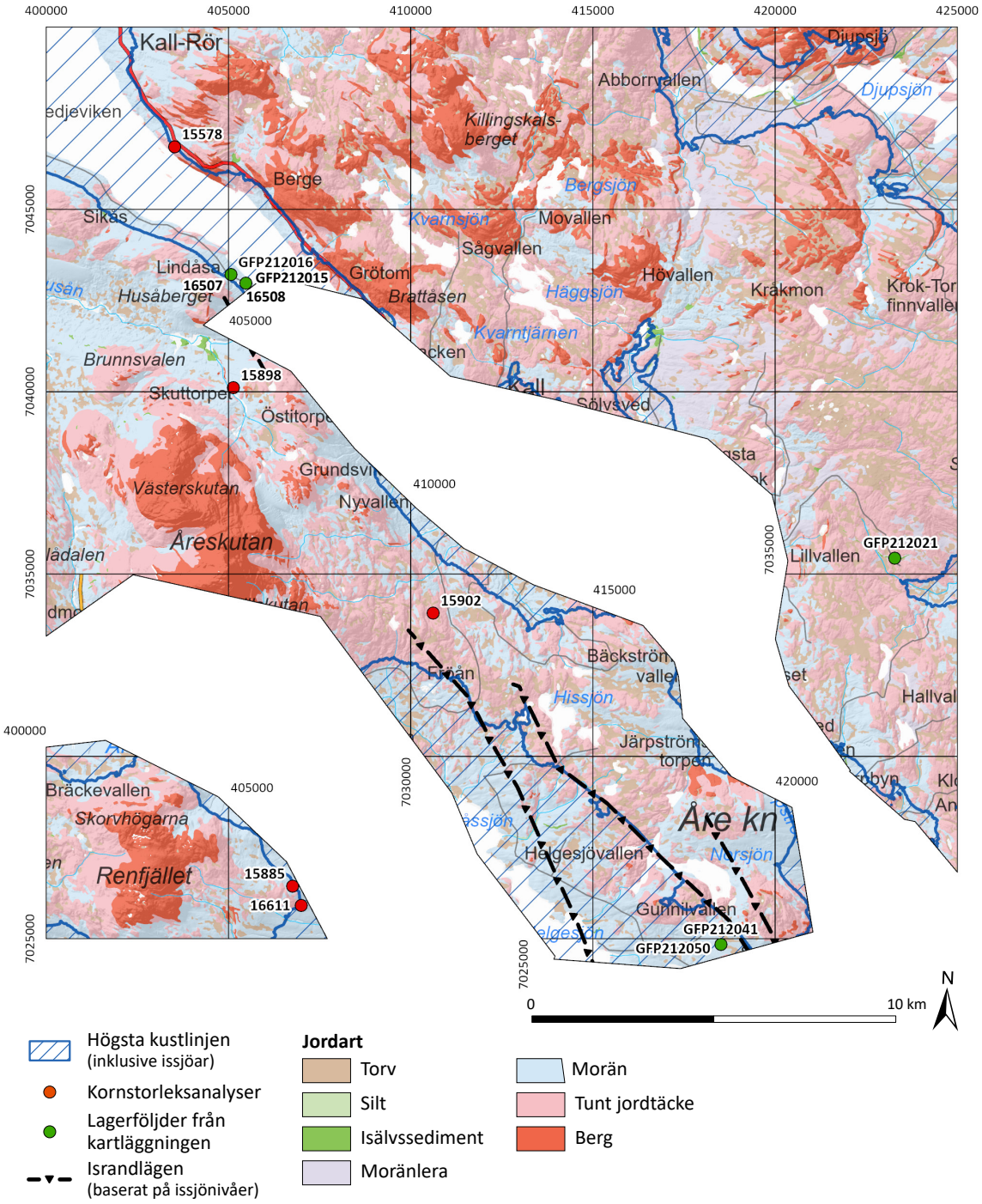
3.8.2 Isälvsmaterial

Isälvsmaterial förekommer främst vid Ljungris, längs Ljungan, nordost om Vålåstugorna, samt i dalgångarna kring Trondfjällen (1 285 m ö.h.) och Gråsjöfjället (1 426 m ö.h.). Tydliga avlagringar förekommer primärt längs Ljungans dalgång, tydliga åsryggar går där att följa upp mot Storulvån. Isälvsmaterialet består till betydande del av dalutfyllnad i form av sandur och större mäktigheter är troligtvis ej vanligt förekommande. I Ljungris, längs Ljungan, finns dock tecken på betydande mäktigheter av isälvssand.

3.8.3 Issjösediment

Issjöar har förekommit i området vilket syns genom förekomst av strandlinjer och områden med svallad morän. I dalgången vid Ljungris finns stora mängder sorterade sediment, se ovan. Sedimenten här är kartlagda som isälvsmaterial men delar av materialet har säkerligen också avsatts i stillastående issjöar, speciellt de finare fraktionerna.

3.9 Kall, 70 4 00 NV



Figur 36. Förenklad jordartskarta över delområdet. Högsta kustlinjen inklusive de högsta nivåerna som dämda issjöar nådde under deglaciationen markeras med streckad blå yta. Lägen för isdämningspositioner markeras med svarta linjer/trianglar. Positioner för kornstorleksanalyser och lagerföljder insamlade under detta kartläggningsarbete anges med röd respektive grön cirkel.

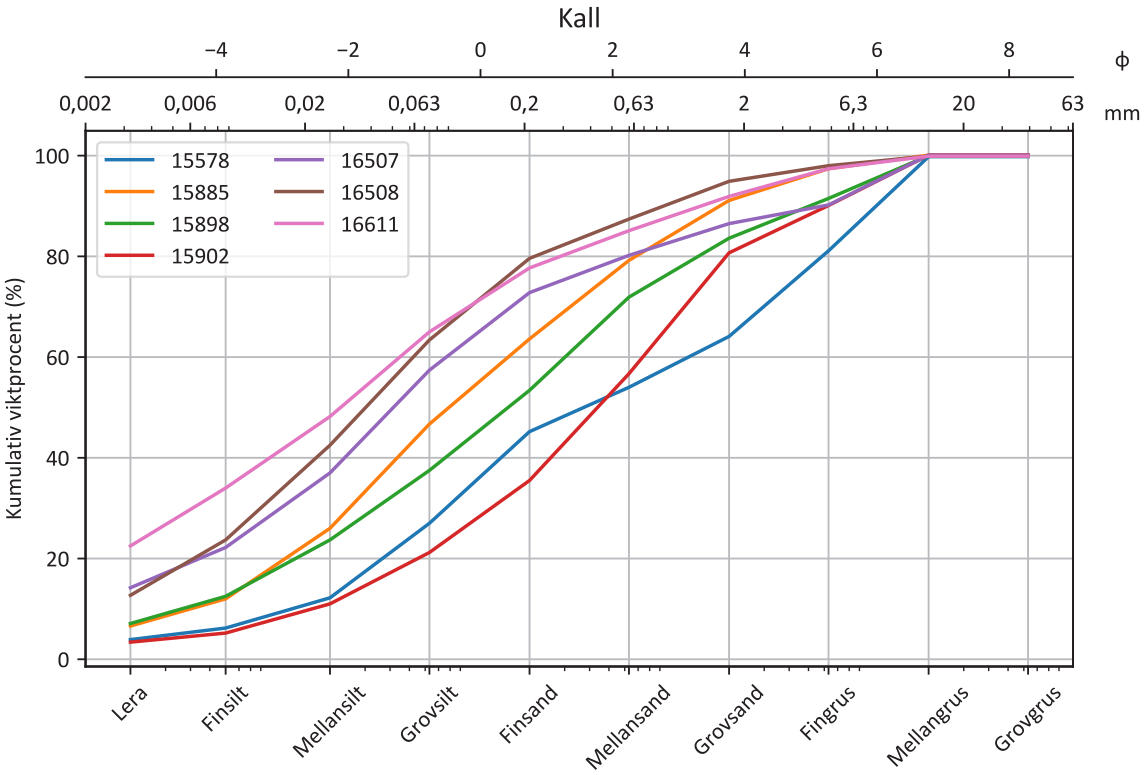
Delområdet Kall genomskärs av delområdet Åre. Kall utgör till största del områden som omger dalgångarna kring Åre samt Kall och Huså (fig. 36). I sydväst täcker området in Renfjället (986 m ö.h.). Den västra delen av området går genom Ullådalen, mellan Mullfjället (1 031 m ö.h.) och Åreskutan (1 420 m ö.h.). I nord sträcker sig området i höjd med Kall-Rör och i öst går gränsen strax öster om Järpen. Delområdets areal är 465 km^2 och ligger helt inom Åre kommun. Höjdområdena utgörs mestadels av kalfjäll eller fjällnära skogsområden. Den nordöstra delen av delområdet består mestadels av skogsområden, förutom lågfjällsområdet som omger Killingskalsberget (819 m ö.h.). Deglaciationen inom området skedde för ungefär 10 200 år sedan (4.1.2). Inom området finns, förutom större vägar, också en stor del skogsvägar. Dock har endast ett fåtal av dessa körts och kartläggningen är i stort baserat på fjärranalys och fältinformation från länskarteringen (Lundqvist, J. 1969a).

3.9.1 Morän och moräntäckta sediment

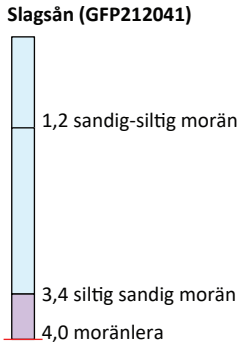
Området består till stor del av ett tunt eller osammanhängande moräntäcke eller berg i dagen (fig. 37). Ställvis förekommer större moränmäktigheter, oftast med en slät överyta som ofta är drumliniserad, till exempel i sluttningar ned mot dalgångarna, exempelvis väster om Järpströmmen. I denna mäktiga morän har ställvis raviner bildats, till exempel mellan Blåstenen och den lägre toppen Gråvalen mot öster. Också kullig morän förekommer, om än i mindre omfattning, till exempel i Husåns dalgång finns ett mindre moränbacklandskap.



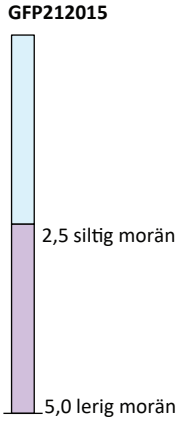
Figur 37. Exempel på område till stor del kartlagt som tunt eller osammanhängande moräntäcke på berg. Fotografi sydost över delområdet från toppen på Suljätten. Foto: Gustaf Peterson Becher.



Figur 38. Kornstorleksanalyser utförda på prov från delområdet. Proverna anges med ett 5-siffrigt löpnummer från SGU:s kornstorleksdatabas. Lokalernas position syns som en röd cirkel i översiktskartan för området.



Figur 39. Lagerföljd öster om Slagsån med en undre kompakt morän överlagrad av sandig-siltig morän.



Figur 40. Lagerföljd nordost om Huså

Moränens kornstorlek uppvisar en relativt stor variation och har ofta en siltig eller lerig komponent även om mängden ler inte är stor nog för att kartläggas som lerig morän (fig. 38). I de nordöstra delarna av delområdet är moränen kartlagd som lerig typ, baserat på fältinformation från länskarteringen (Lundqvist, J. 1969a).

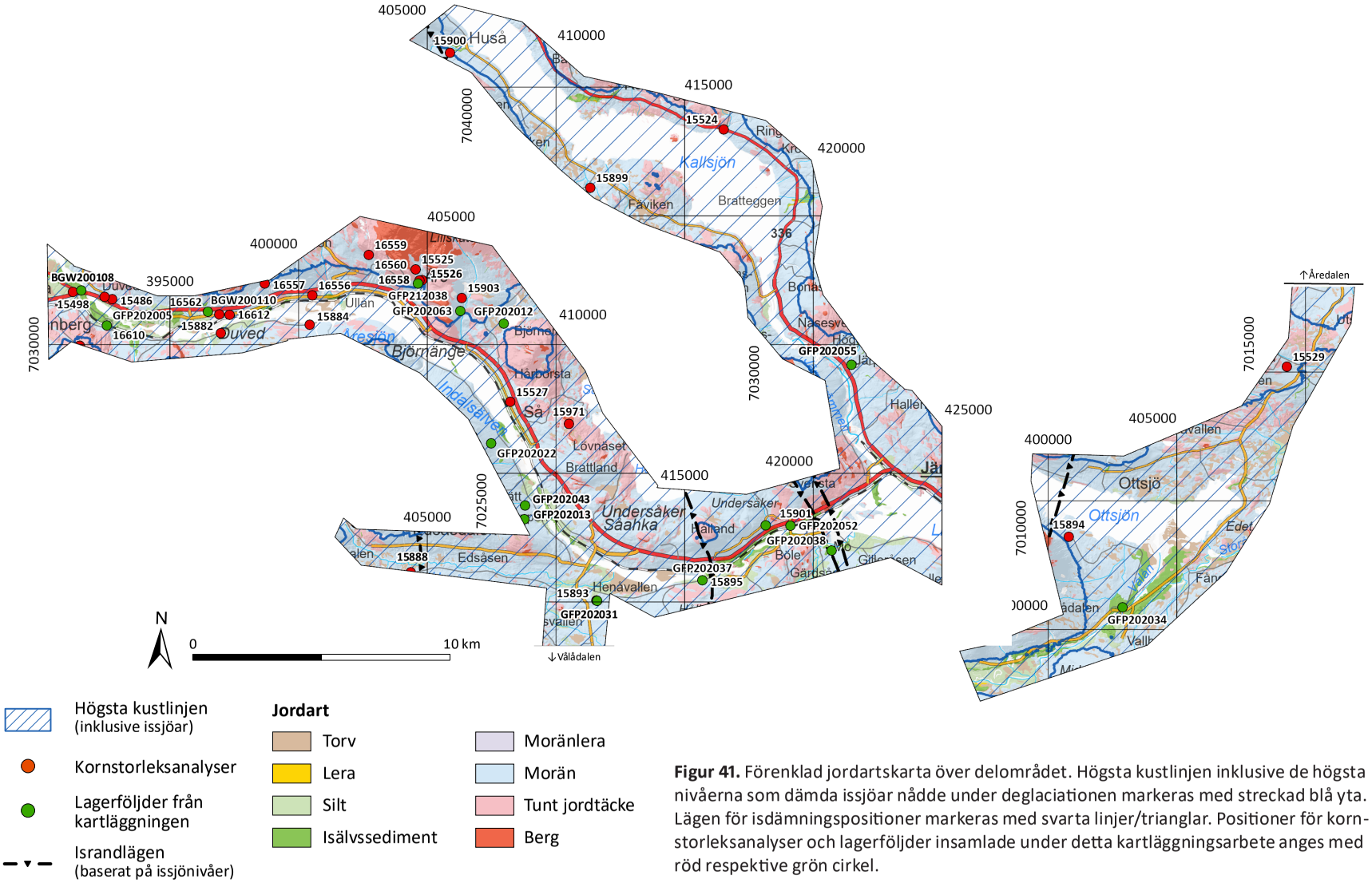
I regionen förekommer ställvis platser med två olika moräntyper; en undre blågrå lerig morän och en övre grå morän med lite högre silthalt. Dessa lagerföljder är speciellt vanligt förekommande i delområdet Åre. I delområdet Kall finns ett exempel på dessa vid Slagsån (fig. 39) samt nordväst om Huså (fig. 40). Dessa lagerföljder diskuteras i mer detalj i avsnitt 4.1.3.2.1.

3.9.2 Isälvssediment

Isälvssediment är inte vanligt förekommande inom delområdet eftersom dalgångarna, som isälvarna oftast följer, ingår i delområdet Åre (3.10). I nordöstra delen av området, vid Djupsjön och Nästtjärnarna förekommer ett par mindre rullstensåsar. Längre söderut, öster om Häggsjön, finns ett område med spår av isälvserosion, i vilket det förekommer tunna och osammanhängande områden med isälvsmaterial. I anslutning till detta område finns också en avsättning med något mäktigare avlagringar. I Stordalen, längs Husån, väster om Huså förekommer avsättningar av isälvsgrus. Dessa avsättningar är troligtvis förhållandevis tunna. En mindre rullstensås ses även drygt 3 km öster om Bratteggen, vid Lillvallen. I övrigt förekommer isälvseroderade områden lite allmänt inom östra delen av området längs sluttningarna ned mot Kallsjön och Järpströmmen, tillsammans med isälvsrännor, kalspolat berg och tunt eller osammanhängande isälvssediment.

3.9.3 Issjösediment

I regionen förekommer issjösediment vanligast i anslutning till dalgångarna och eftersom dessa ingår i delområdet Åre så förekommer inom området Kall endast ett fåtal ytor med issjösediment. Områden med tunna eller osammanhängande ytor med issjösediment förekommer främst öster om Helgesjön, nordost om Undersåker. Längs sluttningarna ned mot Kallsjön i områdets nordöstra del förekommer svallsediment, avsatta vid de forna stränderna i de issjöar som dämts mellan inlandsisen och fjällsidorna.



Högsta kustlinjen (inklusive issjöar)

Kornstorleksanalyser

Lagerföljder från kartläggningen

Israndlägen (baserat på issjönivåer)

Jordart

- Torv
- Lera
- Silt
- Isälvssediment
- Moränlera
- Morän
- Tunt jordtäcke
- Berg

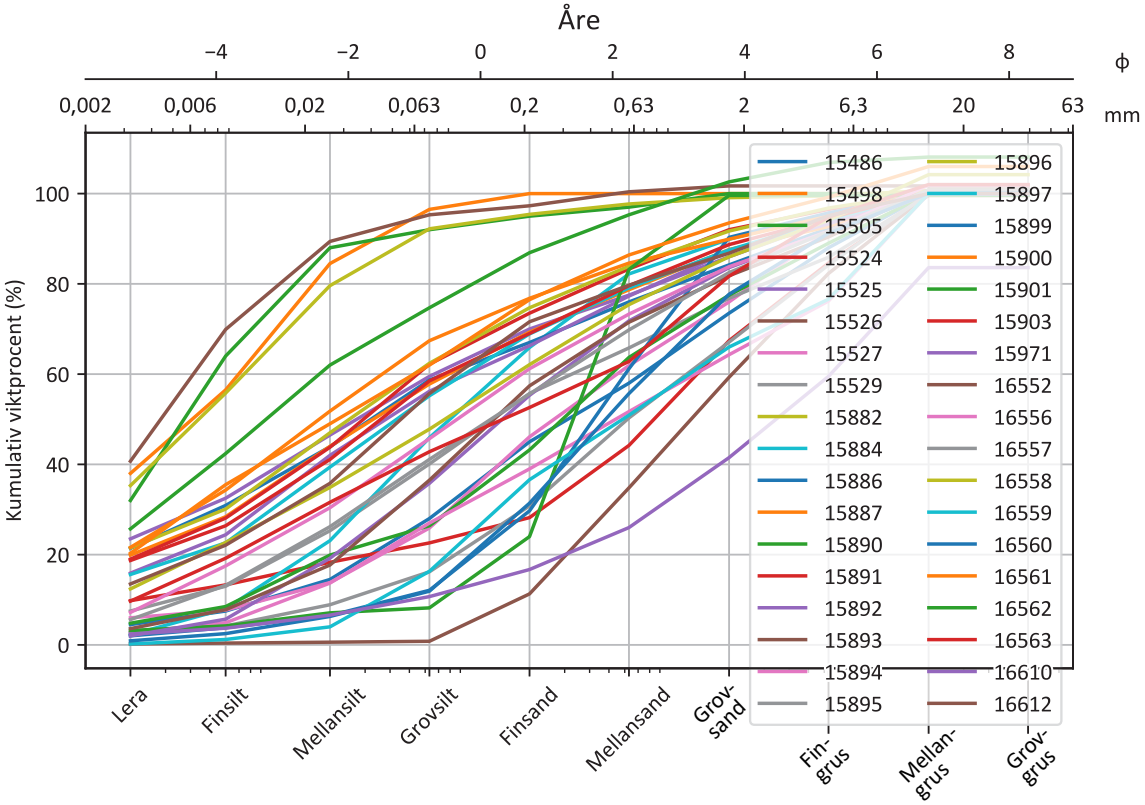
Figur 41. Förenklad jordartskarta över delområdet. Högsta kustlinjen inklusive de högsta nivåerna som dämda issjöar nådde under deglaciationen markeras med streckad blå yta. Lägen för isdämningspositioner markeras med svarta linjer/trianglar. Positioner för kornstorleksanalyser och lagerföljder insamlade under detta kartläggningsarbete anges med röd respektive grön cirkel.

Delområdet Åre följer i stort dalgången kring Indalsälven, från Duved i väster till Järpen i öster, med en avstickare mot Edsåsdalen och Vålådalen samt en mot Kall och Huså (fig. 41). Detta ger en förhållandevis splittrad indelning av delområdet men syftet är att dessa mer infrastrukturtäta områden har en något mer detaljerad kartläggning, speciellt rörande mängden fältarbete. Delområdets areal är 343 km^2 och är helt inom Åre kommuns gränser. Deglaciationen i området skedde mellan 10 400 och 10 300 år före nutid (4.1.2). Fältarbete har utförts i stor utsträckning, i jämförelse med omkringliggande kartblad, och många av platserna har besökts i fält. Detta till trots är kartläggningen i stort baserad på fjärranalys.

3.10.1 Morän och moräntäckta sediment

Inom hela delområdet täcker morän stora delar av sluttningarna längs dalgången. Moränen är ställvis mäktig men förekommer också som tunt eller osammanhängande täcke på berg, speciellt i de högre liggande områdena. Moränens övre del är ofta av en sandig eller sandig-siltig typ (fig. 42). Denna övre moräntyp, som finns i markytan, överlagrar en ofta lerig morän eller moränlera.

I praktiken betyder detta att moränen i delområdet ofta varierar från en lerig morän längst ned till en sandig-siltig morän högre upp i lagerföljden. Denna spridning syns i de kornstorleksanalyser som finns i SGU:s databaser (fig. 42). Förekomsten av en undre lerig morän har beskrivits tidigare, och benämns lokalt ”blåhall(a)”. Under fältarbete har denna lagerföljd noterats på flera platser (fig. 43). Blåhalla förekommer ofta inom delområdet, vilket inte minst är tydligt i flera av de geotekniska undersökningar som utförts i samband med byggnationer i Åre by med



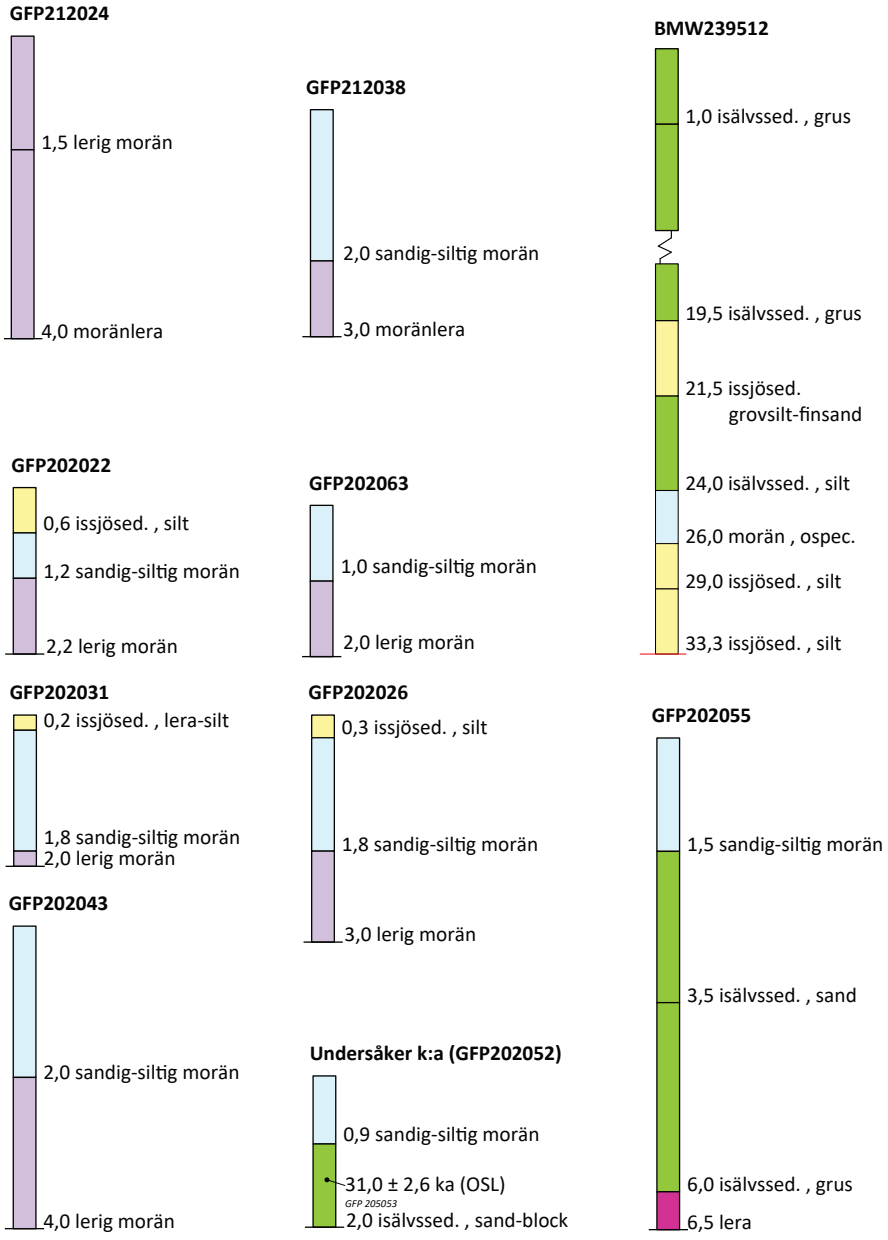
Figur 42. Kornstorleksanalyser utförda på prov från delområdet. Proverna anges med ett 5-siffrigt löpnummer från SGU:s kornstorleksdatabas. Lokalernas position syns som en röd cirkel i översiktskartan för området.



Figur 43. Typiskt utseende på gränsen mellan en övre sandig-siltig och undre lerig morän. Exempel från slutt-ningen på södra sidan av Brattlandsforsen.
Se GFP202043 i figur 44.
Foto: Gustaf Peterson Becher.

omnejd. Den undre moränen är mycket kompakt och svårgrävd som torr. Den överlagrande moränen är i stället mindre kompakt och dess siltiga innehåll gör den förhållandevis erosions-känslig. Den undre leriga moränen utgör troligen på många platser ett tätande lager vilket påverkar dräneringen i jordlagren negativt, inte minst gällande den övre siltiga moräntypen.

Det är viktigt att påtala att mycket talar för att detta är ett spritt fenomen i hela regionen och måste beaktas vid eventuella markarbeten. Oberoende av bildningssätt så talar kombinationen med en tät undre lerig morän och en mer genomsläpplig och siltig ovanliggande morän, för att nederbörd som faller i området ej dräneras bort. Detta kan potentiellt påverka markens erosions- och skredkänslighet negativt. Under kartläggningsarbetet har tre lokaler med sorterade sediment under den överliggande sandiga-siltiga moränen (GFP202052, GFP202055 och BMW239512 i figur 44). Lagerföljderna beskrivs och tolkas i avsnitt 4.1.3.2.1.



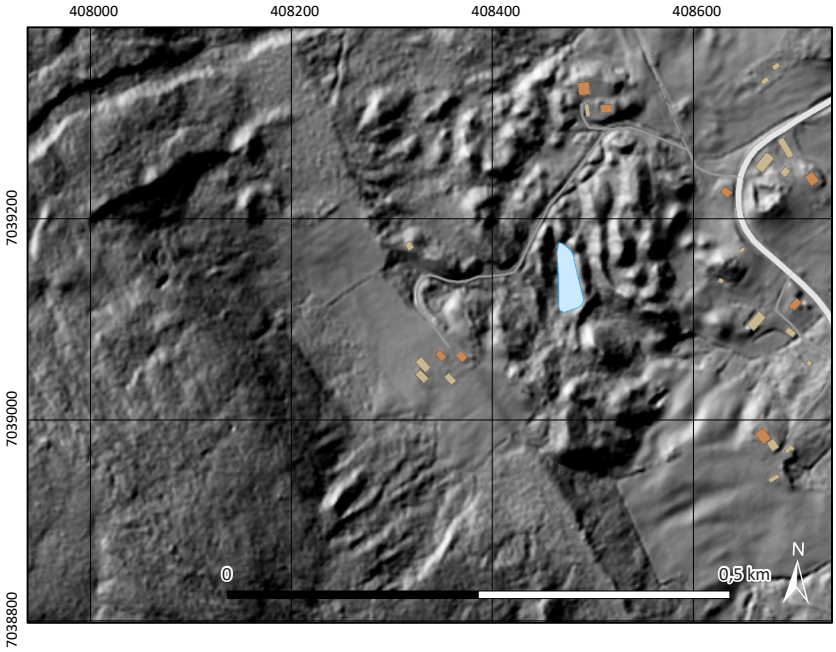
Figur 44. Lagerföljder med dubbla eller moräntäckta sediment inom delområdet Åre.

3.10.1.1 Skred och slamströmmar

Spår av skred och slamströmmar i morän är många i delområdet. Detta är som förväntat, västra Jämtlands län har betydligt mer nederbörd, moränerna är siltiga eller leriga, och sluttningarna är branta. Under kartläggningen har flera skred och slamströmmar kartlagts, skreden ligger i en egen produkt, Raviner och Skred, medan slamströmmarna ligger som ytor i jordartskartan.

Spår av tydliga skred finns bland annat öster om Sadeln, på Åreskutans södra delar, strax öster om skidanläggningen. Vid en fältbesiktning av detta skred närmast anläggningen är det tydligt att skredväggen består av sandig-siltig morän, och längre ned, mot botten av skredet syns den kompakta leriga moränen.

Intressant att notera är det moränskred som syns på sluttningen ned mot Kallsjön, sydost om Huså (fig. 45). Skredet är stort, cirka 400 × 500 m och med en brottkant på kring 50 m. Skredmassorna är mycket kuperade och numera uppodlade, vilket ytterligare visar hur finkornig moränen är i området.



Figur 45. Stort skred eroderat av strandprocesser.

I den övre delen av skredärret syns tydliga strandlinjer. Strandlinjerna har påverkat inte bara omkringliggande morän utan också själva skredärret; ett tydligt tecken på att skredet bildades innan strandlinjen.

Genom de studier som gjorts av strandlinjerna är det möjligt att sätta en ålder på skredet. När inlandsisen smälte tillbaka österut under deglaciationen dämdes en issjö i nuvarande Kallsjön så fort iskanten kommit öster om vattendelaren. Issjön dränerades i väster, ned mot Atlanten. Isen drog sig tillbaka, och det var inte förrän inlandsisen blev så liten att vatten kunde dräneras österut, mot Östersjön, som nivån i den forna Kall-issjön sänktes (4.1.2). Baserat på deglaciationsmodellen vilken bygger på åldersbestämning av issjönivåer (4.1.2) (Regnéll m.fl. 2023) bör skredet vid Huså ha bildats mellan 10 300 och 10 060 år sedan enligt, alltså efter deglaciationen av området och innan strandlinjen bildades. Miljön vid deglaciationen var mycket annorlunda från idag, mängden vegetation var mycket begränsad och således få rötter som höll jorden på plats. En rimlig hypotes är därför att flera av de stora moränskred som finns i delområdet faktiskt är mycket gamla. Det är viktigt att notera att vi endast kan bevisa detta för skredet i Huså och fler studier behövs för att klargöra åldern på övriga skred. Skredet kan jämföras med de som beskrivs i delområdet Kaxås, 3.14.

Utöver dessa skred går också skred i dagens raviner, ett tydligt exempel är slänterna kring Ullån, väster om Åreskutan (fig. 46). Dessa skred, bildade vid erosion längs en bäck i en ravinbotten, är kopplade till mängden nederbörd. Hög nederbörd påverkar nämligen både bäckens erosionskraft i ravinbotten och vattenmängden i sedimenten, vilket direkt påverkar förutsättningarna för skred.

En slamström bildas vid kraftig nederbörd och marken blir så blöt att jorden börjar flyta och rinna utför till exempel en bäckravin. Densiteten i slamströmmen är hög, den har en stor kraft och kan vara förödande för till exempel infrastruktur eller byggnader. I områden med siltiga jordar, branta sluttningar och stor nederbörd är förutsättningarna för slamströmmar stora. Detta är en miljö som förekommer inom delområdet. Ett tydligt exempel är Mörviksån som regelbundet huserar slamströmmar vilket har medfört tekniska åtgärder för att minska



Figur 46. Drönarbild över skred som bildats i Ullådalen under hösten 2022. Ullåbäcken i nedre högra hörnet av bilden. Skredet är på östra sidan av bäcken. Foto: Jens Hellström, Skogsstyrelsen.

påverkan på infrastruktur. Med en ökad nederbörd på grund av klimatförändringar är det troligt att slamströmmar kommer att bli vanligare (Olofsson 2013, Nylén m.fl. 2015, Lind m.fl. 2023).

Spår av slamströmmar finns på flera platser inom delområdet. Inte minst den lobformade del av stranden vid Åre by som är helt uppbyggd av slamströmssediment från Mörviksån. Norr om Åre by finns också en serie spår av slamströmmar, dessa fortsätter längs sluttningen västerut mot Tegefjäll. Likaså återfinns spår av slamströmmar vid Ottfjällets nordsida samt ställvis längs Åresjöns södra strand. I dessa områden bör markarbete utföras först när en bild av eventuella förutsättningar för slamströmmar (och skred) utförts. Detta är speciellt viktigt i ljus av kommande ökad nederbörd.

Ovanstående exemplifieras av den slamström som påverkade Åre, natten mellan den sjunde och åttonde augusti 2023 (Peterson Becher 2023). Slamströmmen aktiverades genom höga vattenflöden i avrinningsområdet som föder Mörviksån under en period av hög nederbörd. Det kraftiga vattenflödet eroderade längs Mörviksåns sidor, i det som ofta kallas Ravinen, vilket ökade mängden sediment i vattnet, och som en följd erosionskapaciteten. Detta ledde till bildandet av själva slamströmmen vilken forsade ned mot Åre by. Slamströmmen fyllde de sedimentationsdammar som är byggda för att stoppa slamströmmar vilket ledde till att den nådde hela vägen ned till byn. Sediment täppte igen fåran under en bro i centrala Åre by vilket ledde till en lokal översvämning. För mer ingående information om händelsen se SGU-rapporten ”Observationer i samband med slamströmmen i Mörviksån, Åre, 7–8 augusti 2023” (Peterson Becher 2023).

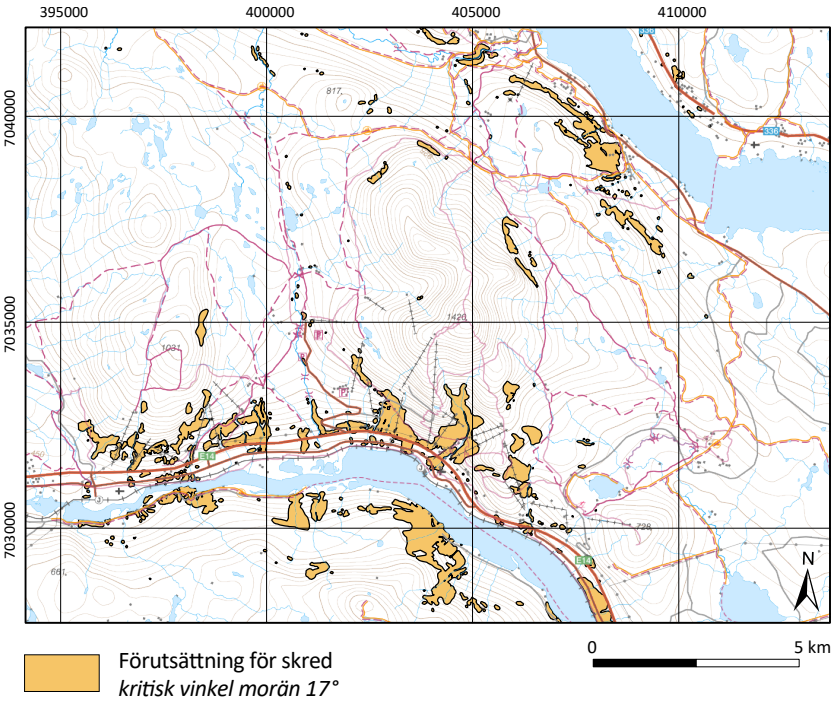
3.10.1.2 Förutsättningar för skred i morän

Variationer inom varje jordartskategori är stor och vilken typ av lutning eller nederbörd som ger tillräckliga förutsättningar för att utlösa skred är därför svåra att bestämma. Genom att använda en modell som i första hand är avsedd för finkorniga jordarter (Tryggvason, Melchiorre & Johansson 2014), som är grunden till SGU:s produkt ”Förutsättningar för skred i finkornig jordart”, och modifiera den att också inkludera morän, så har en mer heltäckande modell av eventuella skredförutsättningar i delområdet tagits fram.

I finkorniga jordarter brukar en sluttning på 6 grader anses som en lutning där det kan gå skred, den så kallade kritiska lutningen. Det är detta värde som används i SGU:s ordinarie skredförutsättningsprodukt (Peterson Becher 2021). Variationen i moränens egenskaper är stor och heterogeniteten både på stor och liten skala är betydande. Denna variation återspeglas också i de bedömningar av kritisk lutning som gjorts för morän. Ett spann för kritisk vinkel i morän är ofta från 25–35 grader (Burt 2004, CGS 2023) men studier i Sverige har också visat att skred kan gå i betydligt flackare moränytor, speciellt när moränen är finkornig, såsom situationen är i Åredalen. Skred i morän har noterats i sluttningar så flacka som 17 grader (Lundström, Viberg, Sundsten, Fallsvik & Sällfors 2007).

I modellen över Åre med omnejd har därför 6 grader använts som kritisk vinkel för finkorniga jordarter och 17 grader för morän. Områden med isälvsmaterial, berg, eller tunt och osammanhängande lager med morän har antagits vara stabila. Resultatet visas i figur 47.

Resultaten visar tydligt att områden med branta sluttningar faller ut, såsom Mörviksåns sluttningar, norra delen av Åre by, södra stranden på Åresjön (mitt emot Åre by) samt flera mindre områden vid Ullådalens sluttning ned mot Indalsälven, Tegefjäll, Duved och södra älvstranden mitt emot Tegefjäll samt Ullådalen. Utöver detta faller en del ganska uppenbara områden ut, såsom branten på Blåstens nordöstra sida och i fickor med morän på Mullfjällets östsida.



Figur 47. Förutsättningar för skred i finkorniga jordarter samt morän. Orange, områden med förutsättningar för skred i morän (> 17° lutning), eller finkorniga jordarter (> 6° lutning). Grön, berg i dagen (< 50 cm jorddjup) och tunt eller osammanhängande moräntäcke (ställvis upp till någon meters jorddjup).

Jämförs resultaten från modellen med faktiska spår av slamströmmar och skred så är överensstämmelsen förhållandevis god. Till exempel faller Mörviksån, slamströmsspåren vid Åre, skredet öster om Sadeln samt skredet vid Ullån ut.

Modellen ska ses som en översiktsbild och inte användas i detaljstudier. En övergripande modell och enkel analys över centrala Jämtlands län presenteras i en senare del av rapporten (5.4).

3.10.2 Isälvsmaterial

Isälvsmaterialet förekommer i princip i två olika lägen: på dalsidorna och i dalens botten. Isälvsavlagringarna på dalsidorna är ofta bildade som deltan i de issjöar som existerat inom delområdet. Troligtvis består dessa till stor del av sand och grus som till exempel de sorterade sediment som finns vid Tott och Fjällgården i Åre by. Dessa har avsatts i en högre vattennivå under deglaciationen och härrör från sand och grus som följt med en äldre generation av Mörviksån. Liknande avsättningar förekommer också vid Duveds skidanläggning, vid Kvarnån rakt söder om Duveds skans, i Ottsjö by samt längs Husån vid Huså. Dessa högt liggande och ofta relativt små avlagringar är troligen, på grund av deras topografiska läge, omättade av grundvatten.

Ställvis förekommer också små rullstensåsar, avlagrade utmed sluttningens lutning, ofta benämnda som slukåsar. I bottnen på dalgångar förekommer relativt mäktigare avlagringar. Från Sta via Duved till Ullån bryter ställvis isälvsmaterial markytan. I de västra delarna, kring Sta, är isälvsmaterialet i dagen. Längre österut däremot är det troligen täckt av issjössediment. Den rullstensås som går att följa från Storlien i väster löper alltså troligen längs Indalsälvens södra sida vid Sta för att sedan byta sida vid Sundet. Ställvis består isälvsmaterialet av typisk rullstensås, med grovt och blandade kornstorlekar, ställvis av finkornigare material, såsom sand, som spolats fram framför isen. Troligen utgör området för Duveds skans en del av denna rullstensås. Hur mycket åsmaterial som finns under lager av issjösediment är svårt att resonera kring utan ytterligare undersökningar. Vid Ullåns mynning i Åresjön löper troligtvis rullstensåsen, eller i vart fall löpte den smältvattenkanal som bildade rullstensåsen, ut i Åresjön för att igen synas vid Långnäset. Huruvida rullstensåsen finns kvar på Åresjöns botten eller om den eroderats bort av Indalsälvens vatten är svårt att veta utan ytterligare studier. Rullstensåsen fortsätter sedan fragmenterat längs Indalsälvens båda sidor för att sedan bli mer sammanhängande mellan Hålland, Slagsån och Tossön vid Järpen i öster.

Genom Kall, från Hjälmudden till Hårdlund sträcker sig en isälvsavlagring, troligen bildad som en rullstensås.Från Sönnestvallen, Trillevallen, slingrar sig en ås ned mot Sjöändan vid Ottsjön. Söderut utvecklas rullstensåsen till mäktiga isälvsavlagringar och en tydlig rullstensås längs dalgången mot Vålådalen. Vid Vålåns mynning i Ottsjön är stora delar av detta isälvsmaterial kopplat till olika generationer av delta-bildningar och erosion genom detsamma och utgör betydande mängder sediment.

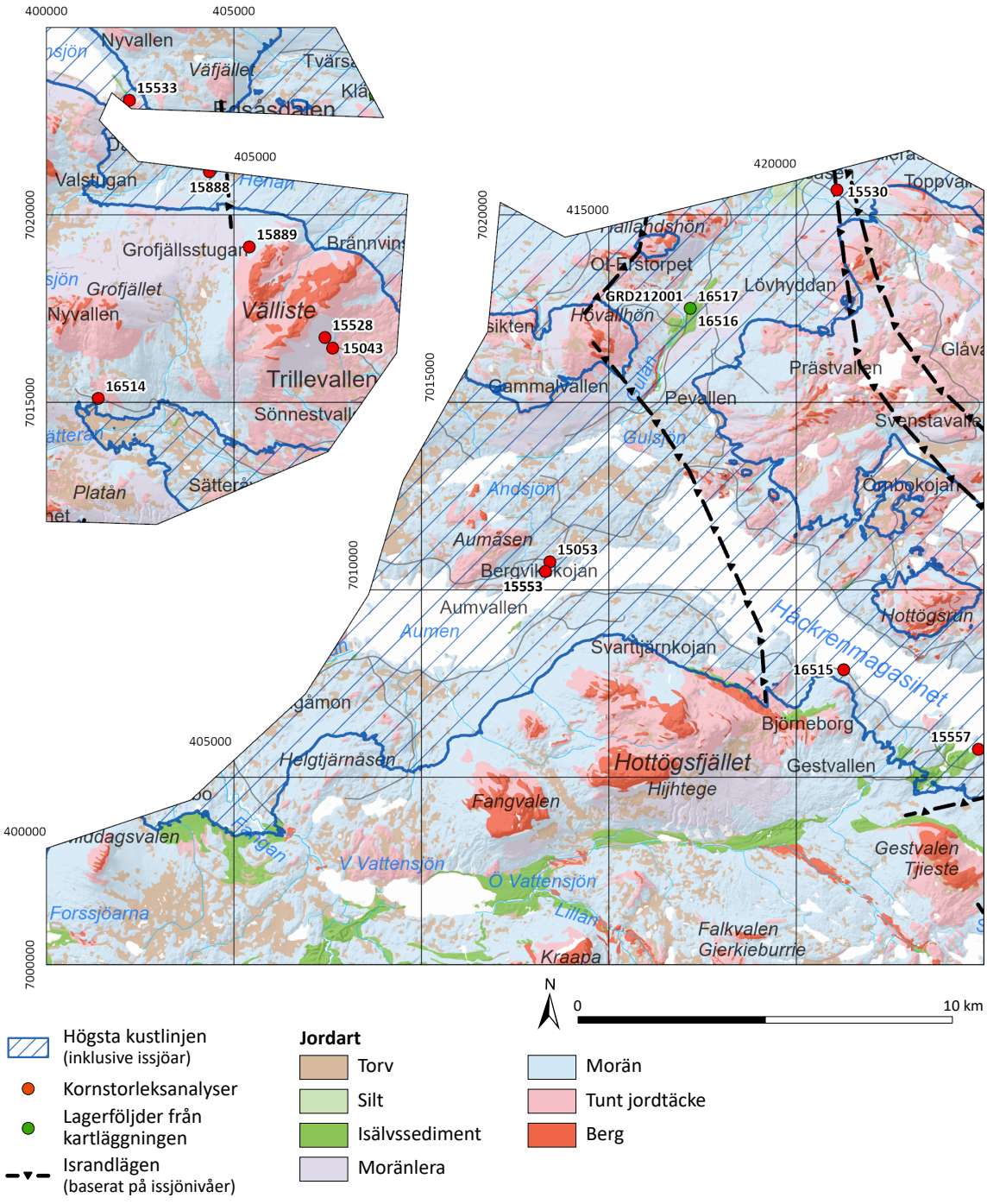
3.10.3 Issjösediment

Issjöar har under deglaciationen täckt stora delar av delområdet. Dock har inga stora mängder issjösediment avsatts utan endast tunna eller osammanhängande lager av issjösediment, oftast silt, förekommer. Dessa sediment förekommer bland annat väster om Duved, kring Åre by, Björnänge, Edsåsdalen-Undersåker, Ottsjö, Kall och Järpen. Det är inte ovanligt att sedimenten är varviga. Varv bildas vid olika smältvattenflöden kopplade till sommar och vinter, vilket skapar ”randiga sediment” (fig. 48). I dessa områden är det inte ovanligt att det förekommer betydande mäktigheter av issjösediment men endast i ganska liten utbredning.



Figur 48. Byggnation i varviga sediment i Åre by. Notera hur varven när de grävts fram bildar en trappstegsstruktur i leran/silten. Foto: Gustaf Peterson Becher.

3.11 Undersåker, 70 4 00 SV

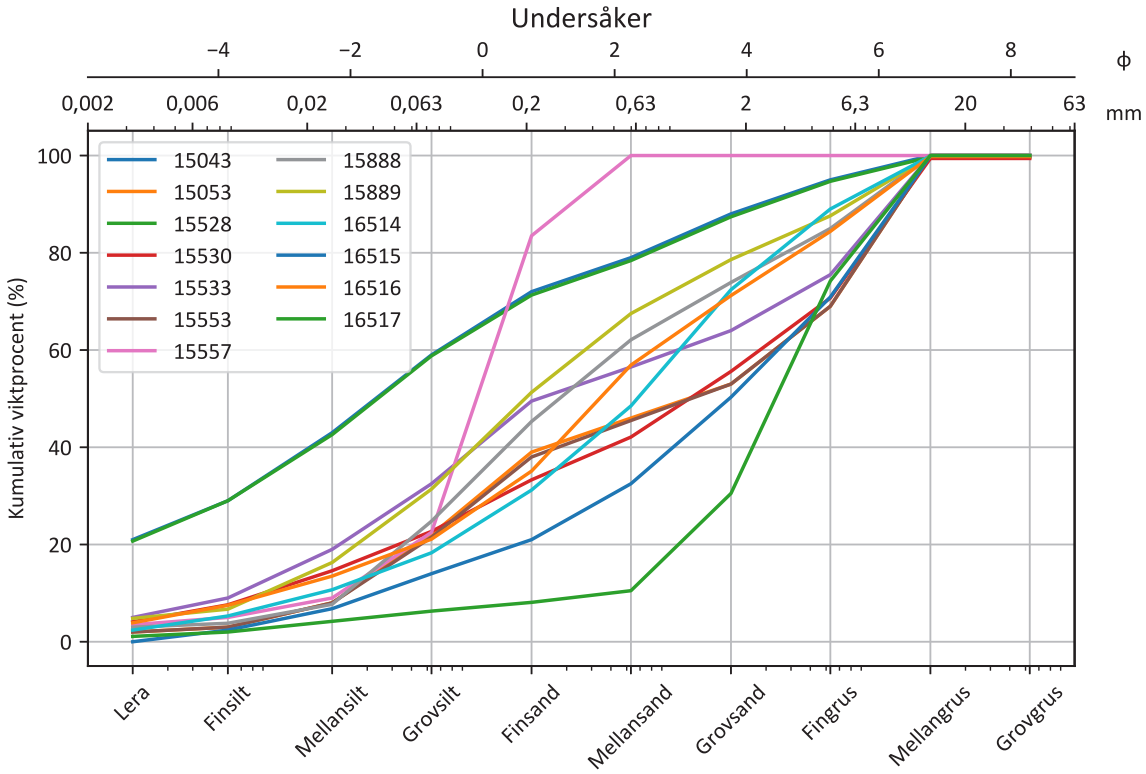


Figur 49. Förenklad jordartskarta över delområdet. Högsta kustlinjen inklusive de högsta nivåerna som dämda issjöar nådde under deglaciationen markeras med streckad blå yta. Lägen för isdämningspositioner markeras med svarta linjer/trianglar. Positioner för kornstorleksanalyser och lagerföljder insamlade under detta kartläggningsarbete anges med röd respektive grön cirkel.

Delområdet Undersåker delas upp av delområdet Åre, vilket i princip inkluderar de lägre liggande delarna. Arealen för kartområdet är 477 km^2 och området ligger helt inom Åre kommun. Den nordvästra delen består av fjällområdet kring Välliste (1 025 m ö.h.) och Grofjället (959 m ö.h.) samt de södra sluttningarna på Renfjället (986 m ö.h.) ned mot Edsåsdalen. I sydost består delområdet till största del av skogsområden och söderut mer fjällnära skog. Stora delar av Håckrenmagasinet ligger inom området och söder därom Hottögsfjället (1 106 m ö.h.). De södra delarna av området utgörs av Vålådalens naturreservat. Deglaciationen inom delområdet skedde för ungefär 10 300 år sedan (4.1.2). Fältarbetet har varit mycket begränsat då vägarna i området över lag är relativt få. Dock förekommer flera mindre vägar i den nordöstra delen. Delområdet Undersåker är således till stora delar baserat på fjärranalys.

3.11.1 Morän och moräntäckta sediment

Moränen i området är till stora delar av sandig typ (fig. 50). Baserat på fjärranalys har områden, med en slät framtoning och ställvis med raviner, kartlagts som lerig morän. Ett exempel ses i sydostsluttningen av Välliste, väster om Trillevallen. Generellt ser moränens mäktighet ut att vara något större i dessa områden i jämförelse med andra moränytor utan egenformer. Lerig morän förekommer också underlagrad en övre något grovkornigare morän. Kring Håckren, speciellt i nordväst, och i Rulldalen förekommer en del kullig morän. Genom att studera kornstorleksanalyserna går det att se en markant skillnad mellan lerig morän och sandig-siltig morän (fig. 50). Drumliniseringen i området visar på en övergripande isrörelse från öst till väst under deglaciationen.



Figur 50. Kornstorleksanalyser utförda på prov från delområdet. Proverna anges med ett 5-siffrigt löpnummer från SGU:s kornstorleksdatabas. Lokalernas position syns som en röd cirkel i översiktskartan för området. Notera att prov 15557 inte är en morän utan en sorterad grovsilt samt att 16517 är ett ofullständigt sorterat grus.

3.11.2 Isälvsmaterial

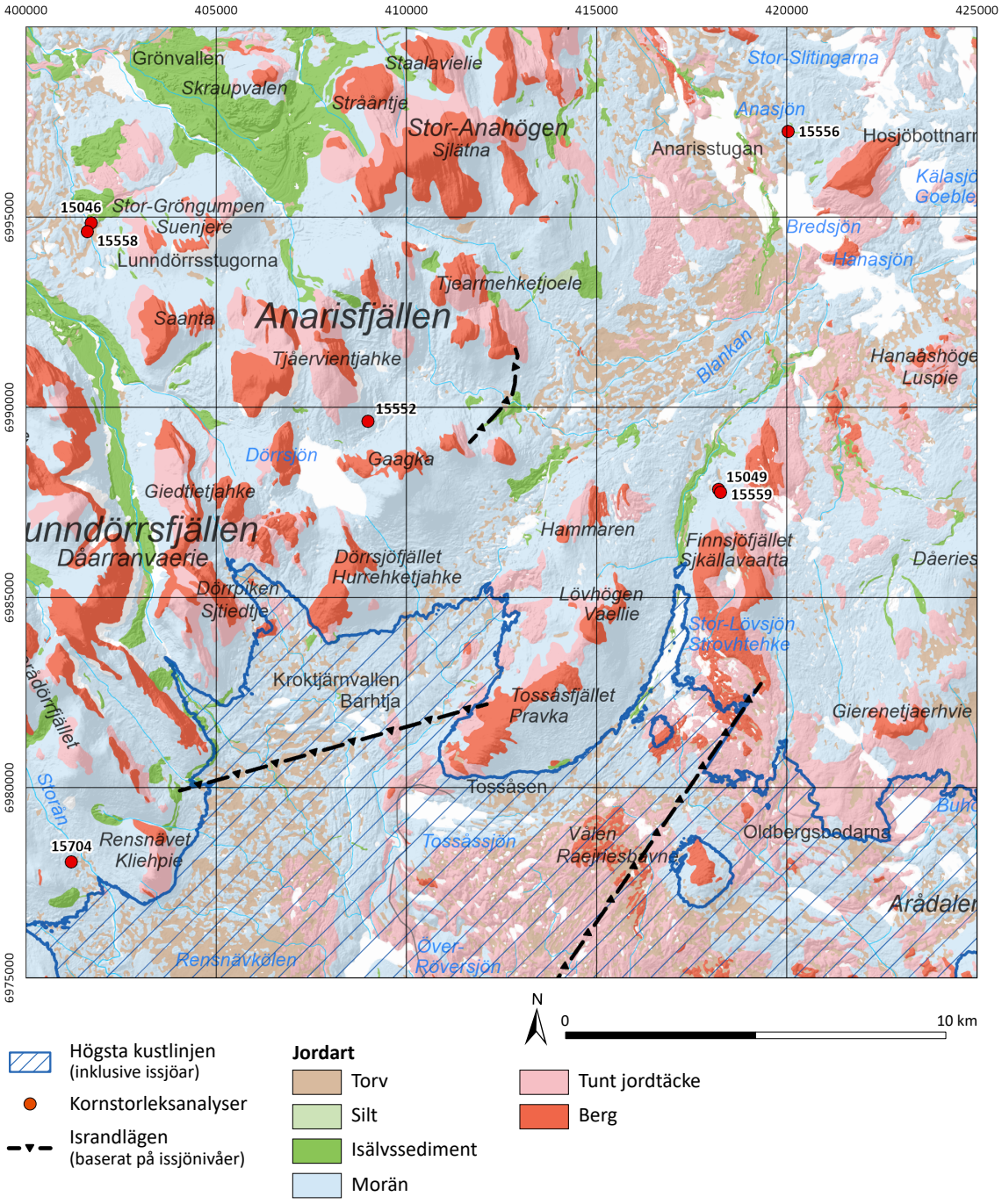
Isälvsmaterial förekommer i större utsträckning endast i områdets södra del, längs Rullån ned mot Vallbo. Isälvsmaterialet har avsatts i tunnlar under isen eller vid isälvens mynning. Avsaknad av tydliga rullstensåsar i dalgången talar för att det senare var dominerande. Bland kornstorleksanalyserna återfinns ett prov från området kring Rullån (16517), en grovsilt (fig. 50). Områdena med isälvsmaterial är troligtvis inte speciellt mäktiga, även om de täcker stora ytor. En tydlig rullstensås sträcker sig dock från Östra Vattensjön och upp mot Skraupvaltjärn där den övergår i en lateral bildning då smältvatten följt inlandsisens sida mot fjällsluttningen. Sådan lateral spolning har påverkat stor del av landskapet längs Rulldalens södra sluttningar. Flera kraftiga dräneringar av smältvatten har skett från sydost ned mot Rullåns dalgång. Längst i öster har det gett upphov till en lateralterrass av isälvssediment. I övrigt ser man mest spåren i form av ofta helt kalspolade hällytor.

Längs Gulån, från Håckren och ned mot Indalsälven, finns en tydlig isälvsränna i landskapet. Den huvudsakliga formen är säkerligen bergrundsbetingad men den har sannolikt använts för dränering vid de successiva issjösänkningar som förekom när inlandsisens kant förflyttades österut under deglaciationen (4.1.2). Vatten rann då med stor kraft ned mot nuvarande Gulåviken, spolade ur rännan ända ned till berggrunden, och avsatte betydande mängder ofullständigt sorterat grus i nordost (16517 i figur 50).

3.11.3 Issjösediment

Issjösediment förekommer endast som tunna eller osammanhängande lager av silt i området. Vid ängsområdena kring Vallbo förekommer dock mer sammanhängande områden med issjösediment. Issjöstrandlinjer förekommer i form av svallad morän, bildad genom vågverkan vid den forna strandkanten. Detta är tydligt vid Helgtjärnsåsen och Hottögsfjällets (1 106 m ö.h.) nordsluttningar. I närheten av isälvsavlagringarna kan nordvästlig–sydostlig det finnas svallsand och svallgrus.

3.12 Anarisfjällen, 69 4 50 NV

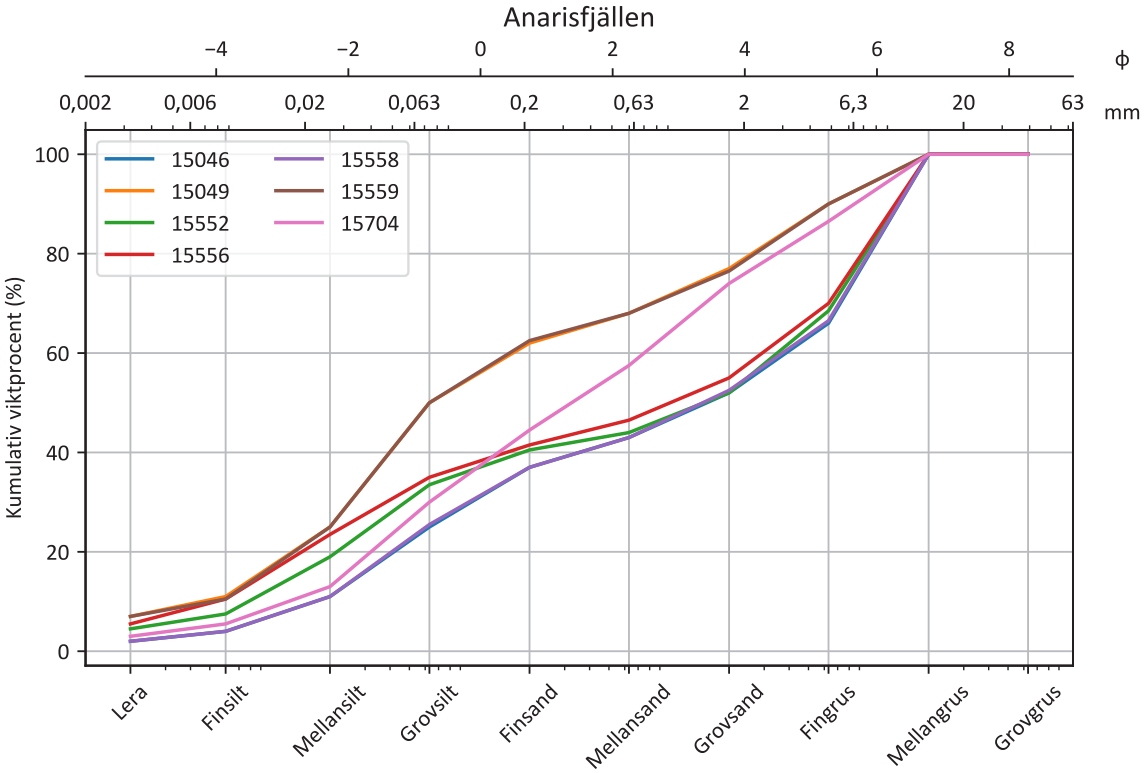


Figur 51. Förenklad jordartskarta över delområdet. Högsta kustlinjen inklusive de högsta nivåerna som dämda issjöar nådde under deglaciationen markeras med streckad blå yta. Lägen för isdämningspositioner markeras med svarta linjer/trianglar. Positioner för kornstorleksanalyser och lagerföljder insamlade under detta kartläggningsarbete anges med röd cirkel.

Delområdet Anarisfjällen sträcker sig från Grönvallen i nordväst till nära om Arådalen i sydost. Delområdet är 625 km^2 stort och ligger i Åre och Bergs kommuner. Området är i stora delar kalfjällsområden men i de centrala områdena kring Lundörrsfjällen och Anarisfjällen också högfjällsområden. Den högsta punkten inom delområdet är Gruvfjället (1 432 m ö.h.) på västra sidan av Lunndörrspasset tätt följd av Stor-Anahögen (1 423 m ö.h.) i den norra delen. I södra delen av området, och till viss del i nordvästra hörnet, breder skogsområden ut sig. Delområdet blev isfritt för ungefär 10 300 år sedan (4.1.2). I området finns i princip endast en väg, till och från Tossåsen. Detta betyder att delområdet i mycket liten mån har fältbesökts och kan ses som en ren fjärranalysprodukt.

3.12.1 Morän

Moränen i delområdet har kartlagts som siltig-sandig, vilket är baserat på kornstorleksanalyser från SGU:s databas (fig. 52). Området täcks till stor del av morän, vilken antas vara mäktigast i dalgångarna. På dalsidor och höjder är moränen oftast tunn eller osammanhängande. Ställvis i dalgångarna, speciellt i Stor-Lovdalen mellan Tossåsen och Anarisstugan, finns moränbacks-landskap och den antas vara något grovkornigare än omgivande morän.

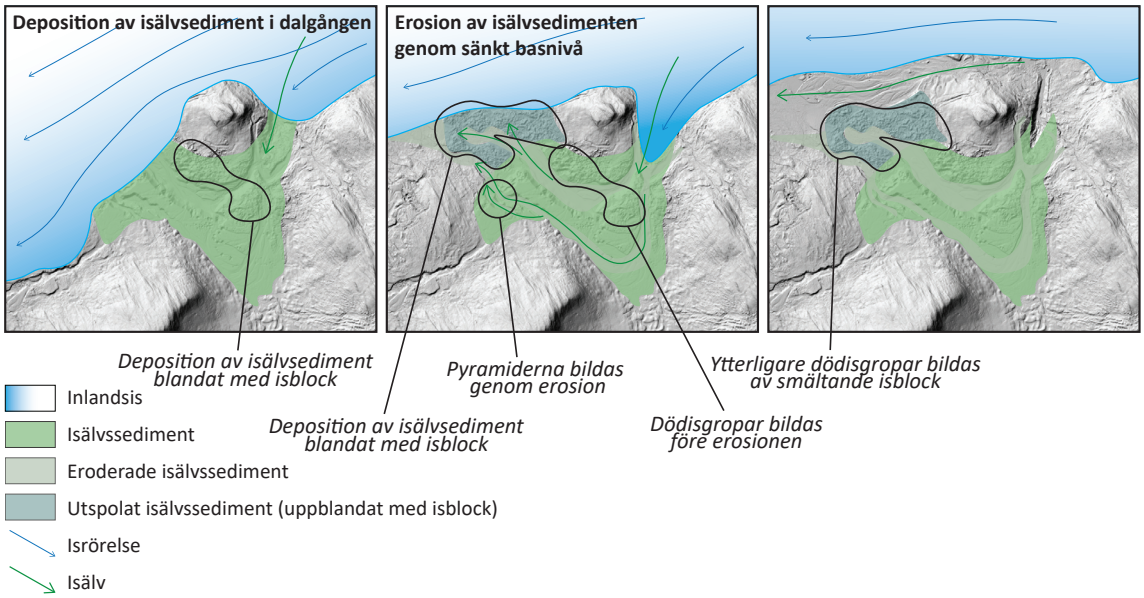


Figur 52. Kornstorleksanalyser utförda på prov från delområdet. Proverna anges med ett 5-siffrigt löpnummer från SGU:s kornstorleksdatabas. Lokalernas position syns som en röd cirkel i översiktskartan för området.

3.12.2 Isälvsmaterial

Isälvsmaterial förekommer rikligt i de nordvästra delarna av delområdet. Mäktigast är sannolikt sedimenten vid Lundörspassets nordliga del, väster om Lunndörsån, samt vid Issjödalen. Trots den stora mängden isälvsmaterial finns det inga stora tydliga åsryggar. Vid Issjödalen har sedimenten däremot avsatts i en mindre issjö söder om Skraupvalen. Sediment har sannolikt spolats ut i området norrifrån, genom Djupdalen, och avsatts mot den dämmande iskanten som löpte mellan Skraupvalen och Lill-Gröngumpen, vilket bildade den högsta terrassnivån Gröndalen (fig. 53). Dessa sediment var ställvis fyllda med isblock, vilket skapade dödisgropar när de smälte. När iskanten i norr drar sig tillbaka sänks basnivån för isälven genom Djupdalen vilket leder till att de nyligen avsatta isälvssedimenten eroderas och spolas ut mot iskanten i norr, sannolikt tillsammans med isblock, vilket bildar Issjödalen (fig. 53). I de sydvästra delarna eroderar isälven två små dalar (Gröndalen) och sparar material mellan dem, det är nu de så kallade Pyramiderna bildas (fig. 53 och fig. 54).

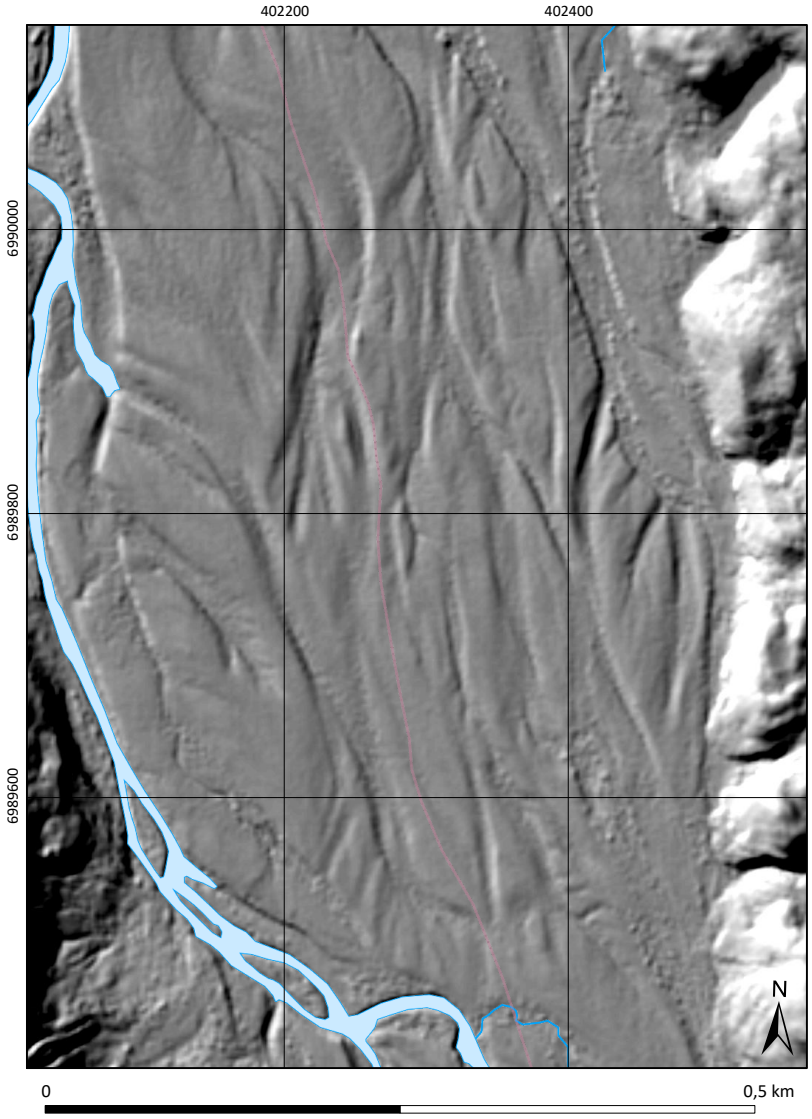
Lunndörrspasset som stormorfologiskt utgör en mycket tydlig U-dal har en dalutfyllnad av isälvsediment. I sedimenten finns vackert bildade älvfåror i en så kallad sandur (fig. 55).



Figur 53. Principskiss över bildandet av Pyramiderna i Issjödalen.



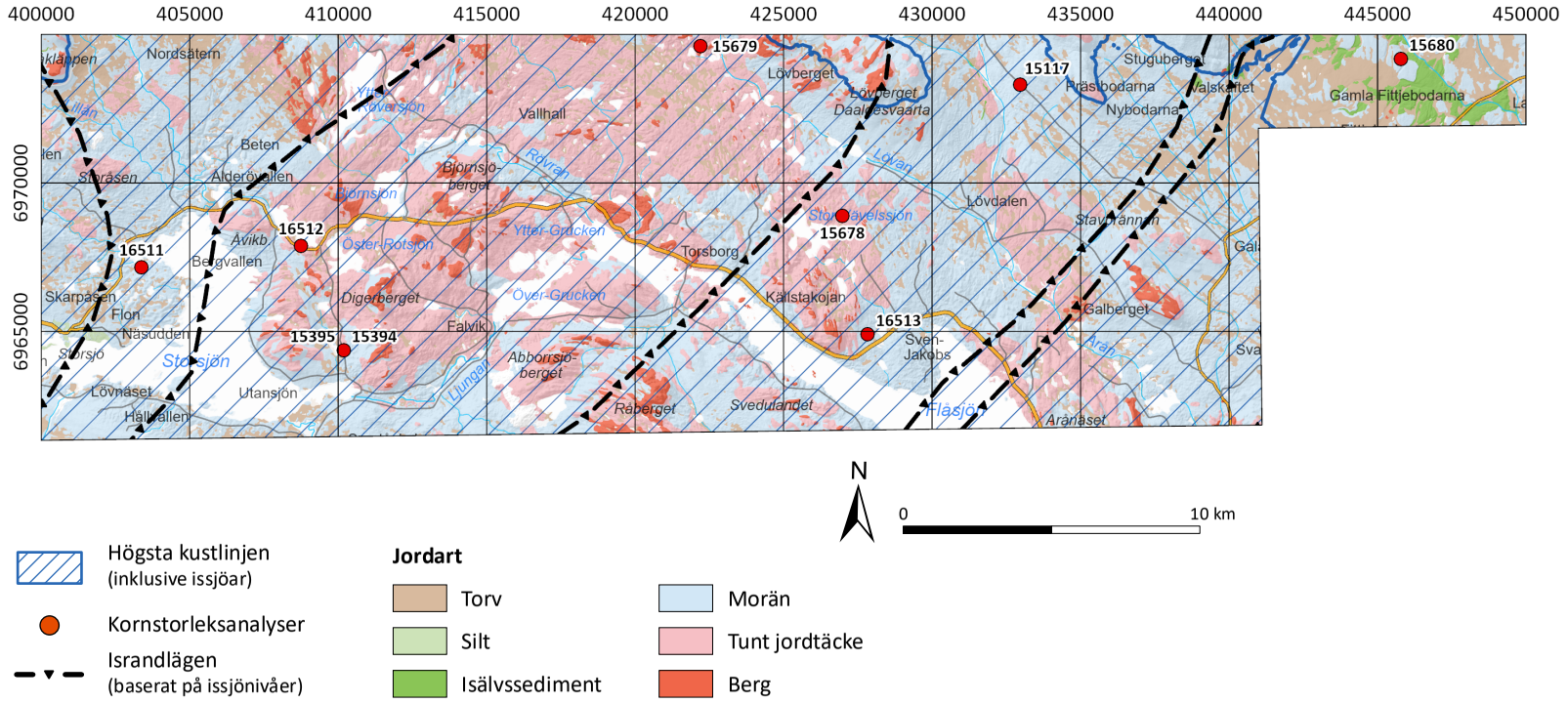
Figur 54. Pyramiderna från syd. Foto: Gustaf Peterson Becher.



Figur 55. Sandur i botten av Lundörrspasset.

3.12.3 Issjösediment

Inget finkornigt sediment har kartlagts inom delområdet. Sannolikt finns det tunna eller osammanhängande lager av silt då stora delar av det södra delområdet varit täckt av issjöar (fig. 51).

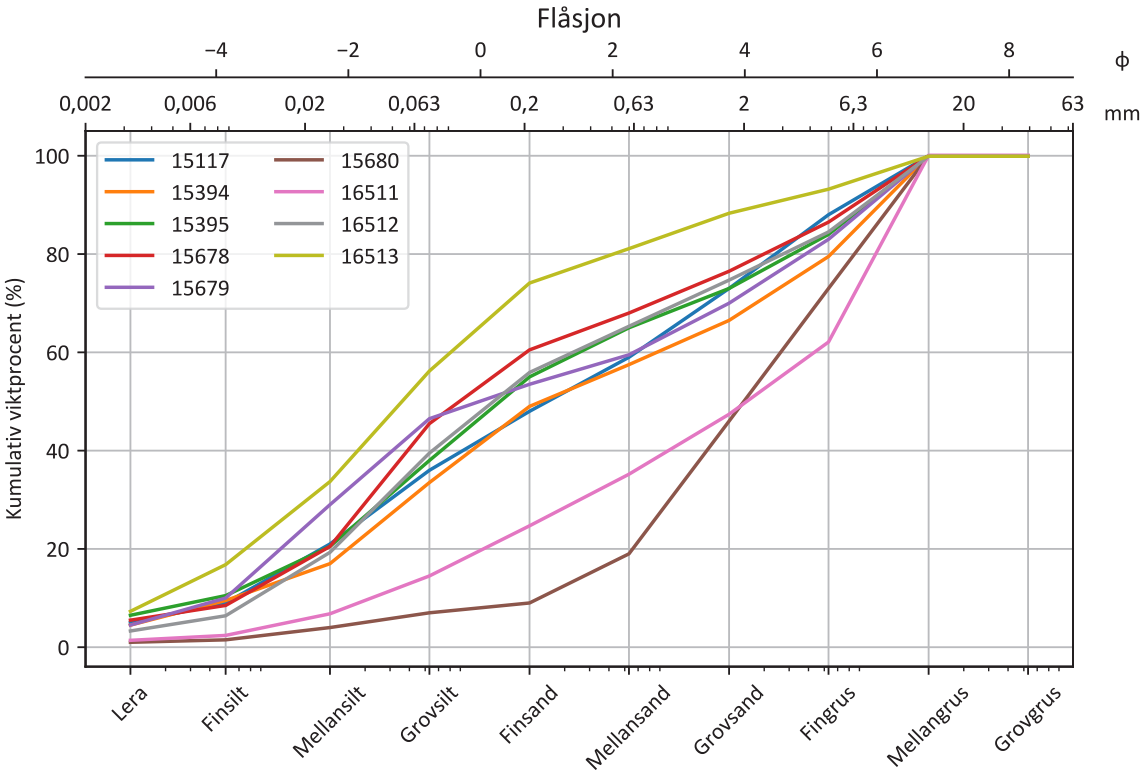


Figur 56. Förenklad jordartskarta över delområdet. Högsta kustlinjen inklusive de högsta nivåerna som dämda issjöar nådde under deglaciationen markeras med streckad blå yta. Lägen för isdämningspositioner markeras med svarta linjer/trianglar. Positioner för kornstorleksanalyser och lagerföljder insamlade under detta kartläggningsarbete anges med röd cirkel.

Delområdet Flåsjön (fig. 56) sträcker sig från byn Storsjö i väster till Galåbodarna i öster, i norr löper gränsen strax norr om Nordsätern och i söder precis söder om Storsjön. Delområdet är 578 km^2 och ligger helt i Bergs kommun. Området består av skogsområden ungefär 500 m ö.h. Deglaciationen ägde rum ungefär mellan 10 300 och 10 100 år före nutid (4.1.2). Väg 535 går rakt igenom delområdet och flera mindre vägar ansluter till den vilket gör att möjligheten till fältarbete har varit relativt stor.

3.13.1 Morän

Moränen i området är till övervägande del av sandig-siltig eller sandig typ, ställvis förekommer också en grusig morän (fig. 57). Vilken sannolikt är kopplad till moränbackslandskap. En betydande del av moränen utgörs av tunna eller osammanhängande lager av morän på berg. Moränbackslandskap förekommer kring Storsjön samt vid Galåbodarna och Lövdalen i öster. Dessa områden har sannolikt en grusigare karaktär av morän.



Figur 57. Kornstorleksanalyser utförda på prov från delområdet. Proverna anges med ett 5-siffrigt löpnummer från SGU:s kornstorleksdatabas. Lokalernas position syns som en röd cirkel i översiktskartan för området. Notera att analys 15680 är från isälvssedimenten i sydväst om Ljåbodarna.

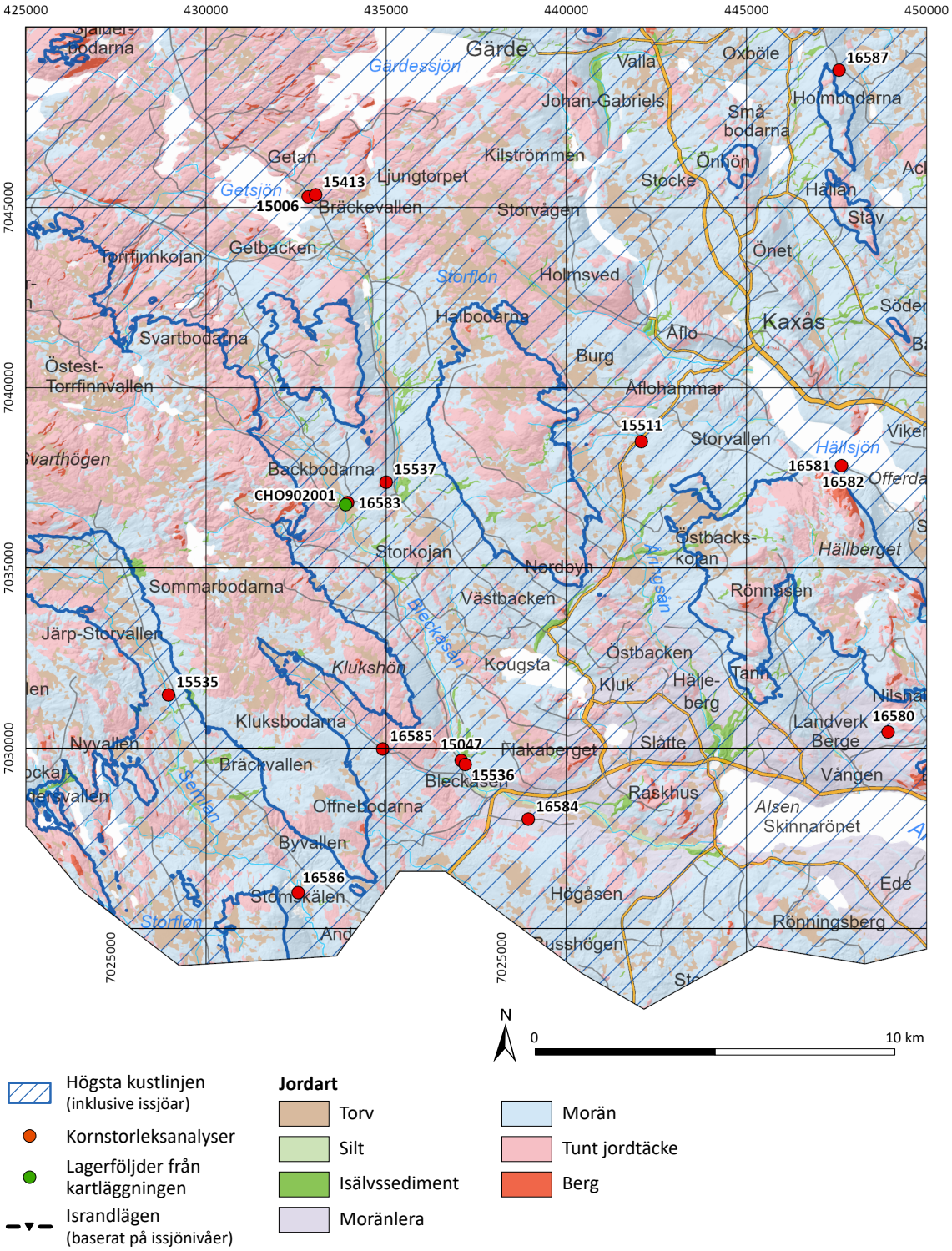
3.13.2 Isälvsmaterial

Delområdet uppvisar anmärkningsvärt lite isälvsmaterial. Endast i den allra östligaste delen finns större avlagringar, i form av proglaciala sediment. Dessa sediment är associerade med flertalet stora isälvskanaler. Mäktigheten av sedimenten är sannolikt inte betydande.

3.13.3 Issjösediment

Finkornigt sediment är inte, precis som isälvsmaterial, inte vanligt förekommande i delområdet Flåsjön. Det finns dock silt, ofta i anslutning till områden med bebyggelse, vilket kan förklaras med att dessa sediment generellt är enklare att odla, såsom vid Storsjö by. Utöver det förekommer issjösilt vid den västra delen av Storsjön. Sannolikt förekommer silt över stora delar av delområdet, speciellt som tunna eller osammanhängande lager. Dessa är dock svåra att finna med relativt begränsat fältarbete. Avsaknaden av finkorniga sediment, trots att området varit täckt av stora issjöar, är inte helt enkelt att förklara. Samtidigt visar avsaknaden av rullstensåsar att smältvattenflödet under isen inom området troligtvis varit begränsat vilket skulle leda till att lite sediment suspenderas i issjön.

3.14 Kaxås, 70 4 00 NO



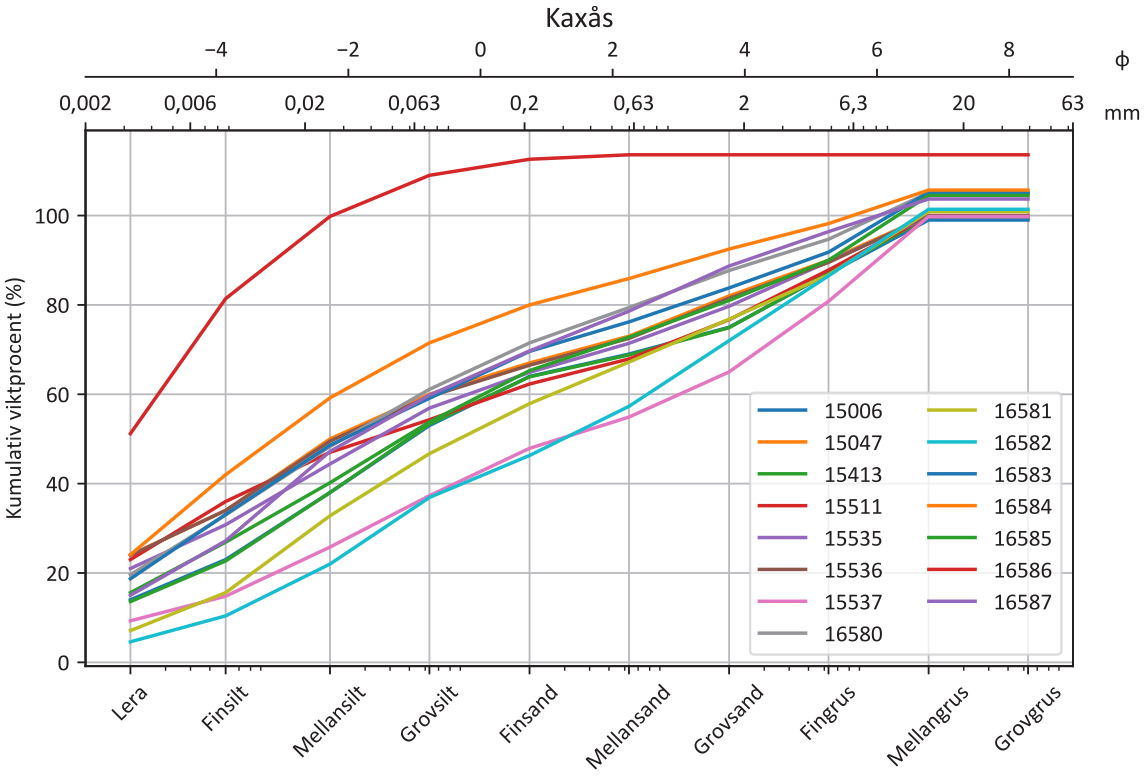
Figur 58. Förenklad jordartskarta över delområdet. Högsta kustlinjen inklusive de högsta nivåerna som dämda issjöar nådde under deglaciationen markeras med streckad blå yta. Lägen för isdämningspositioner markeras med svarta linjer/trianglar. Positioner för kornstorleksanalyser och lagerföljder insamlade under detta kartläggningsarbete anges med röd respektive grön cirkel.

Tätorten Kaxås ligger i nordöstra delen och Alsen i sydöstra delen (fig. 58). Kartbladet täcker 634 km^2 och den sydvästra delen ligger i Åre kommun medan den större delen tillhör Krokoms kommun. Höjderna inom kartbladet når 500 till 650 m ö.h., högst är Svarthögen med sina 652 m ö.h. Dalbottnarna i nordost ligger på runt 350 m ö.h. medan de i sydöstra delarna når omkring 300 m ö.h. Området är dominerat av skogsmark, med endast mindre öppna jordbrukslandskap omkring Kaxås, Alsen, Kougsta, Kluk och Bleckåsen. Inlandsisen lämnade området för drygt 10 100 år sedan (4.1.2). Möjligheten till fältkartläggning längs vägnätet är relativt stor även om betydande delar av området har kartlagts med fjärranalysmetoder.

3.14.1 Morän

Morän eller tunn morän ovanpå berggrunden täcker större delen av kartbladet. Jordtäckets mäktighet blir generellt mindre västerut, mot det angränsande kartbladet Kall.

Moränens karaktär är i de sydöstra och östra delarna lerig, medan den är sandig-siltig på resterande områden (fig. 59). Markytan är påtagligt blockfattig eller till och med blockfri, vilket antas bero på den skifferdominerande berggrunden.



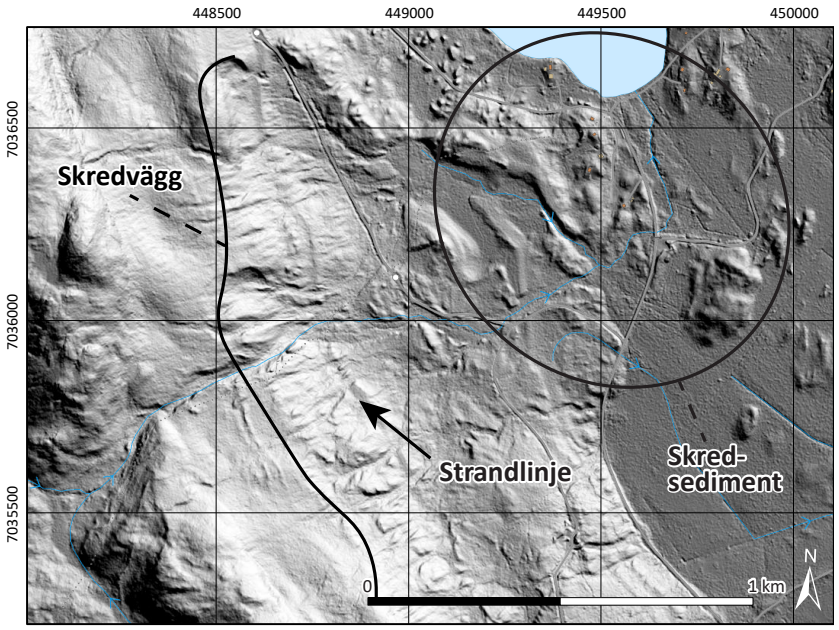
Figur 59. Kornstorleksanalyser utförda på prov från delområdet. Proverna anges med ett 5-siffrigt löpnummer från SGU:s kornstorleksdatabas. Lokalernas position syns som en röd cirkel i översiktskartan för området. Observera att prov 15511 ej är en morän.

3.14.1.1 Skred och slamströmmar

I kartbladets sydvästra del utmed vattendraget Semlan, mellan Över- och Nederflätet, norr om Mörsil finns ett par skålskred. Skreden är utlösta senare än strandlinjen vid 472 m ö.h., dock är det svårare att avgöra om samtliga är äldre eller yngre än strandlinjen vid 395 m ö.h. Detta innebär att skredet sannolikt bildats strax efter att Centraljämtska issjön tappades vid Fåker. Vilket gör det möjligt att uppskatta skredens bildning till strax efter 10 060 år före nutid, enligt deglaciationsmodellen baserad på daterade issjönivåer (4.1.2) (Regnéll m.fl. 2023).

På och nedanför bergssluttningen sydväst om Offerdals kyrka vid Sunnanå påträffas skredmassor över en ca 1,5 km^2 stor yta (fig. 60). De stora jordskreden utlöstes till synes efter att strandlinjen vid 478 m ö.h. bildades, men innan strandlinjen vid 402 m ö.h., vilken har bildats och kan följas på skredmassorna. Enligt deglaciationsmodellen baserad på daterade issjönivåer (4.1.2) (Regnéll m.fl. 2023) utgörs den översta strandlinjen av Centraljämtska issjöns nivå vid 10 060 år före nutid och den nedre strandlinjen nivån efter tappningen genom Indalsälven för ungefär 10 000 år sedan. Detta innebär att skredet bildats mellan 10 060 och 10 000 år sedan. Dessa skred kan jämföras med det vid Huså, med en uppskattad ålder mellan 10 300 och 10 060 år sedan (3.10.1).

Efter det att issjöns vatten lämnat området har mängder av slamströmmar bildat rännor utmed hela sluttningen, både genom skredavsättningarna och utanför dessa. Utmed Hällbergets nordost-sluttning norr om Sunnanå noteras flertalet spår av slamströmmar men slamströmsedimenten har sannolikt avsatts i sjön och syns därför inte på jordartskartan. Liknande landskap återfinns på Klukshöns östsluttning. Vid Flygarflon syns två mindre moränlober, bildade av en avancerande del av iskanten. En landform med stora likheter med Veikimorän syns vid Orrflon, samt nordväst därom, och vid Pålflon. Veikimoräner förekommer ofta i större områden och landformerna vid Orrflon är därför inga uppenbart tydliga exempel men sannolikt är det en landform besläktad med Veikimorän.



Figur 60. Skred med strandlinje bildad indikerar en ålder på mellan 10 400 och 10 100 år för skredhändelsen.

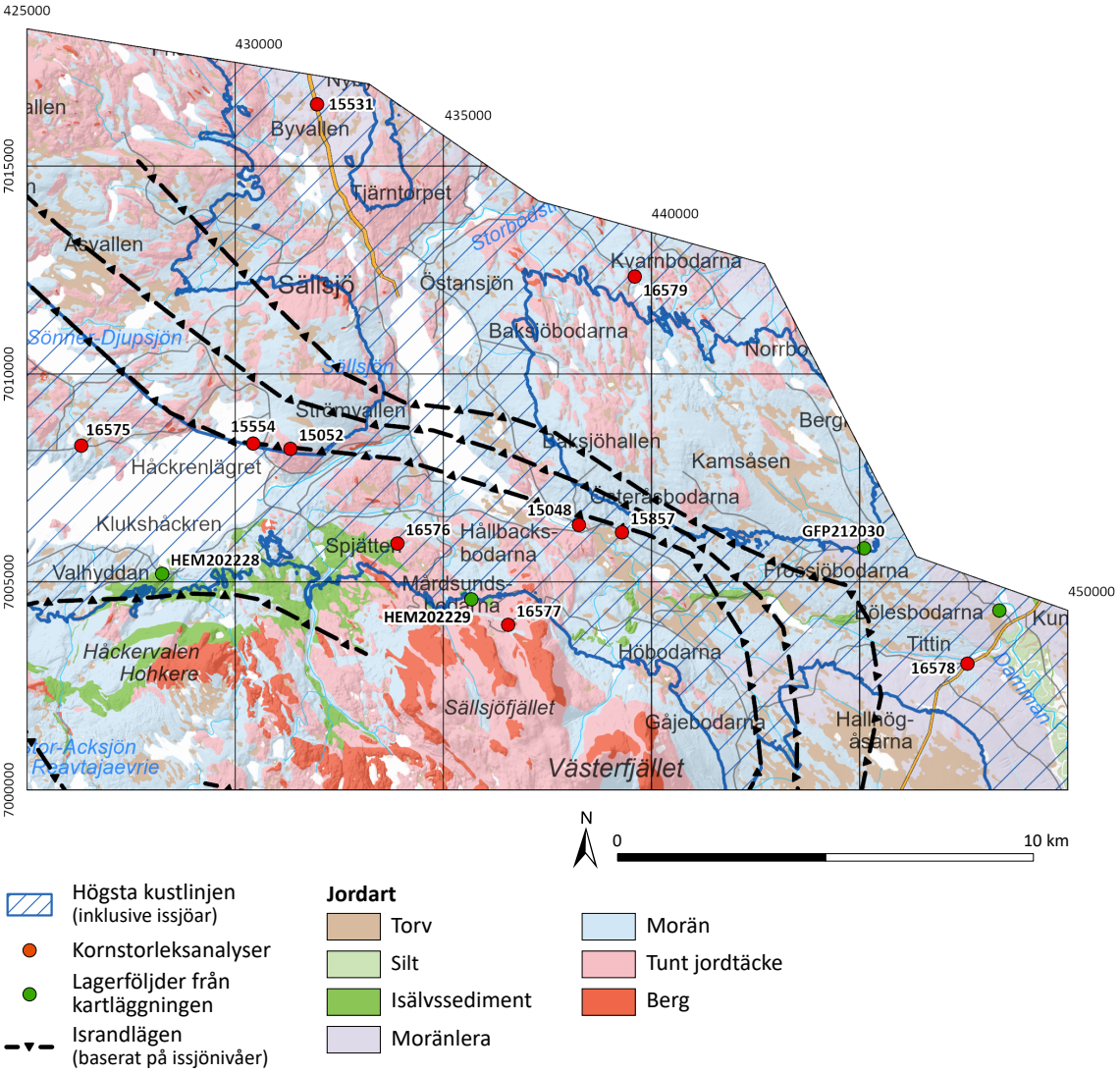
3.14.2 Isälvsmaterial

Generellt förekommer endast mindre åsryggar inom delområdet, varav de flesta tolkas bestå av relativt kort transporterat sediment av en blygsam mäktighet. På ett fåtal platser når sand- och grusavlagringar en större mäktighet, till exempel vid Vallarna utmed Vallån i kartbladets norra del.

3.14.3 Issjösediment

Issjösediment förekommer mycket sällan, trots att 75 % av kartbladets yta täcktes av issjöar när inlandsisen smälte tillbaka. Endast två mindre ytor på kartbladet består av glacial grovsilt-finsand, den ena utmed ån vid Bleckåsen och den andra utmed Myrdalsbäcken i Myrdalen.

3.15 Håckren



Figur 61. Förenklad jordartskarta över delområdet. Högsta kustlinjen inklusive de högsta nivåerna som dämda issjöar nådde under deglaciationen markeras med streckad blå yta. Lägen för isdämningspositioner markeras med svarta linjer/trianglar. Positioner för kornstorleksanalyser och lagerföljder insamlade under detta kartläggningsarbete anges med röd respektive grön cirkel.

Delområdet Håckren utgör området sydväst om Mörsil och Mattmar och sträcker sig mellan Västerfjället (1 158 m ö.h.) i syd och längs sluttningen mot Indalsälven i norr. I väster går gränsen för delområdet genom Håckrenmagasinet och i öster går gränsen i Dammåns närområde. Delområdet är 332 km^2 stort och ligger inom Åre kommun. Området runt Indalsälven utgörs av kartläggningsområdet Mörsil, vilket kartlades i ett tidigare projekt och beskrivs därför inte här. Stormorfologiskt består områdena av platå och lågfjäll i dess södra del och bergkullterräng i dess norra. Området genomskärs av tre dalstråk, ett större i väst–östlig riktning längs Indalsälven, ett mindre i samma riktning, Håckrenmagasinet-Österån-Dammån, och ett i nord–sydlig riktning, Gisterån-Storbodströmmen-Sällsjön. Deglaciationen i området skedde för knappt 10 300 år sedan (4.1.2). Områdets södra, västra och centrala delar har inte fältbesökts på grund av bommade eller icke körbara vägar. Det betyder att en stor del av områdets södra del som bland annat innefattar Håckervalen, Sällsjöfjället och Västerfjället inte har fältbesökts.

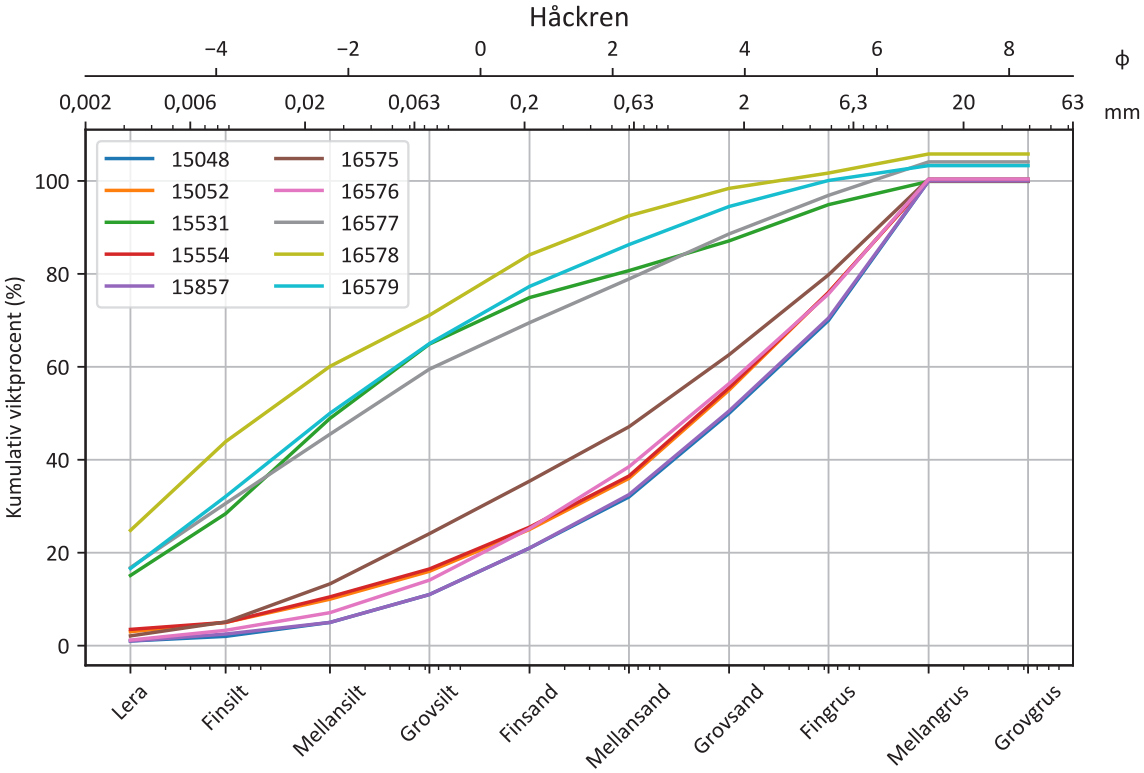
3.15.1 Morän

Moränen är generellt blockfattig inom hela kartbladet men variationer i kornstorlek mellan sandig-siltig morän, lerig morän och moränlera förekommer (fig. 62). Moränlera/lerig morän återfinns främst i det sydöstra dalstråket där Dammån avvattnar Sällsjöfjällets (1 116 m ö.h.) östra sluttningar samt ned mot Ågården och Hallen. Moränlera och lerig morän förekommer också vid Sällsjö och norrut vid Nybyn samt i området Mattmar-Hållbacken. Sandig-siltig morän förekommer i lågområdet längs Indalsälven samt kring Håckrenmagasinet och längs områdets östra kant vid Rågsvedbäcken.

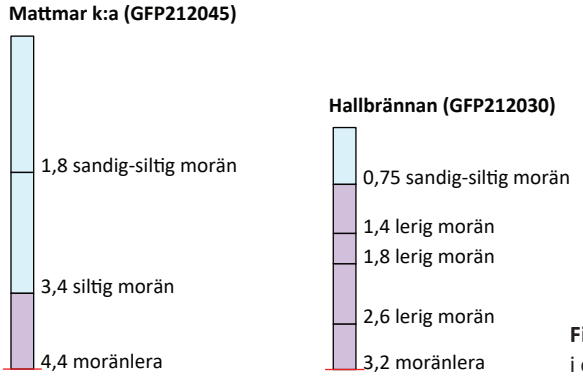
Ett större område med kullig- och ribbmorän ligger i lågområdena längs med Indalsälven från söder om Mattmar ut mot Hammarnäs. Huvudriktningen på moränryggarna är nord-sydlig.

På Håckervalens nordsluttningar finns DeGeer-moräner som är orienterade längs höjdkonturerna. DeGeer-moränerna överlagrar en fragmenterad ås som löper upp för sluttningen, vinkelrätt mot moränryggarna. Vid något tillfälle under deglaciationen bör således en isrörelse varit direkt sydlig över Håckervalen och Järvdalen. DeGeer-moränerna torde således ha bildats när denna is retirerat och laterala vattenmassor dämts mellan isen och sluttningen. Dessa laterala vattenmassor utgör möjligen ett förstadium till de issjöar som successivt dämts i Ottsjön och Håckrenmagasinets dalgång av en öst-retirerande iskant (4.1.2).

Inom delområdet har en lokal med dubbla moräner noterats vid Hallbrännan, med en sandig-siltig morän som överlagrar lerig morän (fig. 63). Strax utanför området, vid Mattmar kyrka, har en liknande lokal noterats (fig. 63). Dessa lagerföljder kan sannolikt jämföras med liknande i till exempel Åredalen (3.10) och diskuteras i mer detalj i avsnitt 4.1.3.2.1.



Figur 62. Kornstorleksanalyser utförda på prov från delområdet. Proverna anges med ett 5-siffrigt löpnummer från SGU:s kornstorleksdatabas. Lokalernas position syns som en röd cirkel i översiktskartan för området.



Figur 63. Lagerföljder med flera moränbäddar i eller i anslutning till delområdet Håckren.

3.15.2 Isälvsmaterial

I områdets östra delar mellan Bölesbodarna och Höbodarna sträcker sig en rullstensås som är delvis draperad med silt. Åsen har en väst–östlig sträckning vilket tycks återspegla en isrörelseriktning under deglaciationen. Denna isrörelse har varit väsentlig för att dämma vattenmassor inom Håckrens dalstråk. Laterala smältvattenkanaler som lutar in mot dalgången stödjer antagandet om att isrörelsen har varit väst–östlig.

En annan mindre isälvsavlagring vid Lillstavallen har en nordostlig–sydvästlig riktning och återspeglar troligen isrörelseriktningen vid deglaciationen.

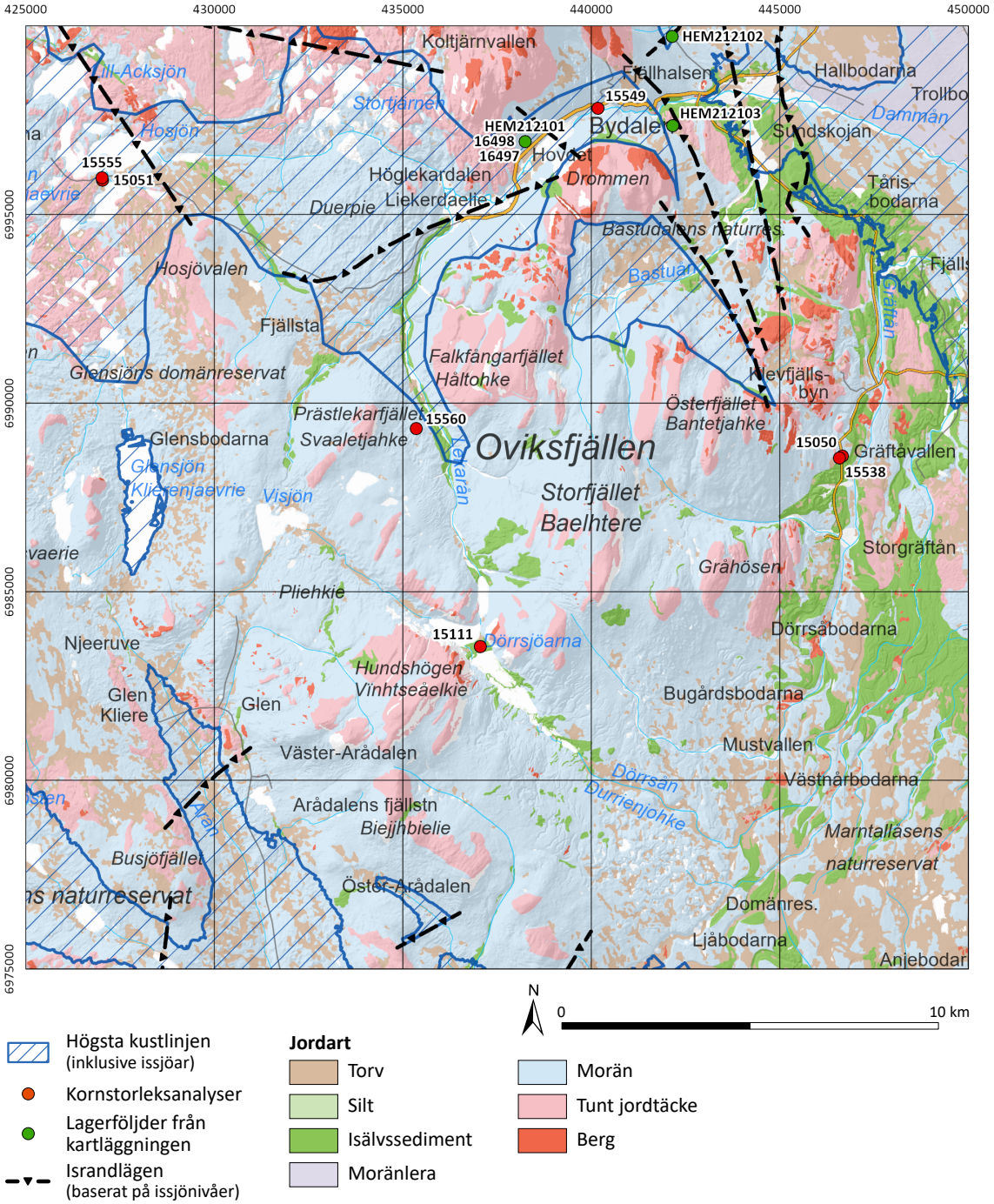
En annan intressant lokal med isälvsavlagringar och en spektakulär deglaciationssekvens ligger söder om Håckrenmagasinet, det vill säga längs Håckervalen och Sällsjöfjällets nordsluttningar. Isälvsgruset här är mäktigt, med dödisgropar och isälvseroderade områden. Dessa terrass-lika avlagringar är troligen avsatta med iskontakt mot en istunga med västlig isrörelseriktning. Vissa tycks dock vara rester av smältvattenerosion där proglaciala och laterala rännor förekommer. Isälvsavlagringarna är belägna i serier upp längs sluttningen och verkar vara inskurna av flertalet issjönivåer då även flera strandhak är framträdande. Enligt landformskartläggningen verkar dessa avlagringar ha en koppling till flertalet proglaciala rännor som skär igenom Håckervalens platåer samt Järvdalens botten, längre österut (Blomdin m.fl. 2021). Dessa rännor kan tolkas vara utloppsrännor från de issjöar som dämts söderut i Bydalen. Detta visar således att isen i Bydalen retirerade snabbare än isen i Håckren.

Strax öster om Ågårdarna finns en större flack grusig avlagring vid några av de många issjöstrandlinjerna, avlagringen består av tappningssediment från issjötappningar ned mot Storsjön.

3.15.3 Issjösediment

Trots att området till stor del är präglat av förekomsten av issjöar är mängden issjösediment förhållandevis sparsam (fig. 61). Sediment kopplade till issjöar förekommer främst längs Frossjöns dalgång, mellan Bölesbodarna och Höbodarna. På högre nivåer förekommer dock tydliga strandvallar bildade av vågors verkan. Vid Mattmar och Tossberg finns tydliga strandlinjer och även längs höjderna väster om Hallen är det gott om strandlinjer på flera nivåer. Dessa strandlinjer är bildade av issjöar i den Centraljämtska issjön (4.1.2).

3.16 Oviksfjällen, 69 4 50 NO



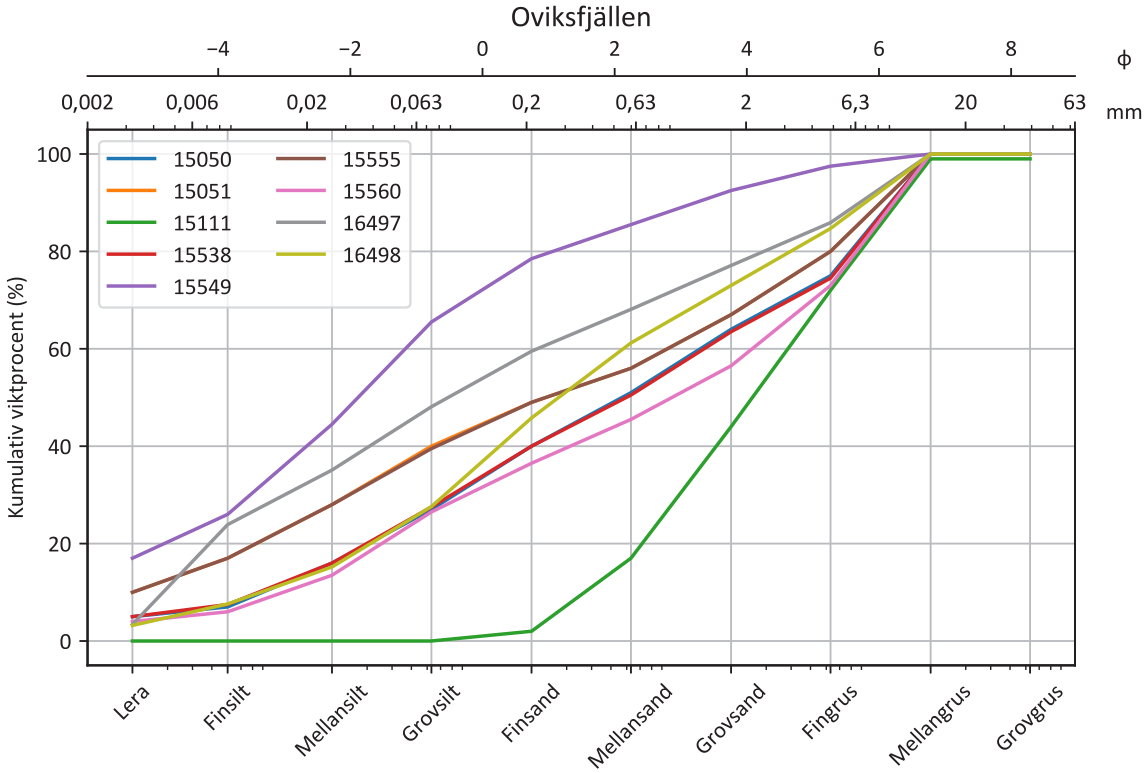
Figur 64. Förenklad jordartskarta över delområdet. Högsta kustlinjen inklusive de högsta nivåerna som dämda issjöar nådde under deglaciationen markeras med streckad blå yta. Lägen för isdämningspositioner markeras med svarta linjer/trianglar. Positioner för kornstorleksanalyser och lagerföljder insamlade under detta kartläggningsarbete anges med röd respektive grön cirkel.

I delområdet Oviksfjällens (fig. 64) norra del ligger tätorten Bydalen och i öster Gräftåvallen. Den västra delen av området kallas Bredsjöplatån och ligger på cirka 700 till 800 m ö.h. Delområdet domineras av Oviksfjällen, precis som namnet antyder, med Storfjället (1 260 m ö.h.) och Österfjället (1 211 m ö.h.), och den högsta punkten i området är 1 372 m ö.h. på toppen av fjället Hundshögen. Genom området går två djupa passdalar, Lekarån-Dörrsjöarna och Bydalen. Delområdet täcker 625 km^2 och en liten del av området ligger i Åre kommun, men till större delen Bergs kommun. Området är till stora delar kalfjäll eller fjällnära skog, i de östra delarna förekommer dock en del skogsmark. Inlandsisen lämnade sannolikt delområdet för omkring 10 200 år sedan (4.1.2). Vägarna i området är generellt få, men upp emot Bydalen och Glen har det varit möjligt att genomföra fältkontroller. Således är delområdet Oviksfjällen i stora drag en fjärranalysprodukt med stöd av äldre kartläggning.

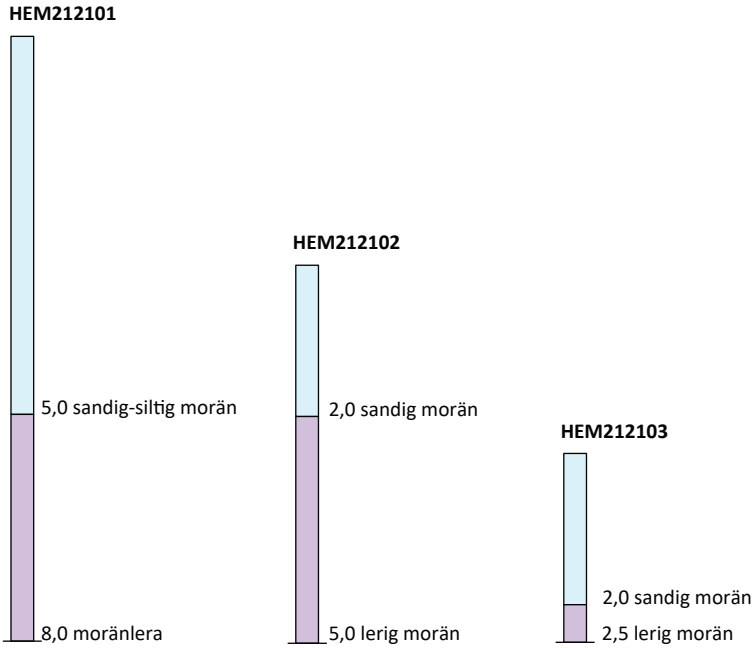
3.16.1 Morän och moräntäckta sediment

Oviksfjällen domineras av morän med variationer av sandig och siltig, samt lerig morän (fig. 65). I områdets nordöstra hörn, i Bydalen, förekommer lerig morän och moränlera enligt Lundqvist (1969a), men vid det begränsade fältarbetet har detta område inte varit tillgängligt på grund av bommade vägar.

Totalt har tre lokaler med fler än en moränbädd observerats, där den leriga typen befinner sig på djupet (fig. 66). Ytterligare en lokal har en övre moränbädd som överlagrar ett ej specificerat jordlager. Alla fyra lokalerna har gemensamt att den övre moränbädden är cirka 2 m mäktig, av sandig eller sandig-siltig typ, och belägen på sluttningarna omkring Bydalen. För ytterligare diskussion kring dessa lagerföljders tillkomst se del om stratigrafin i Jämtlands län (4.1.3)



Figur 65. Kornstorleksanalyser utförda på prov från delområdet. Proverna anges med ett 5-siffrigt löpnummer från SGU:s kornstorleksdatabas. Lokalernas position syns som en röd cirkel i översiktskartan för området.



Figur 66. Lagerföljder med dubbla moräner i Bydalen, inom delområdet Oviksfjällen.

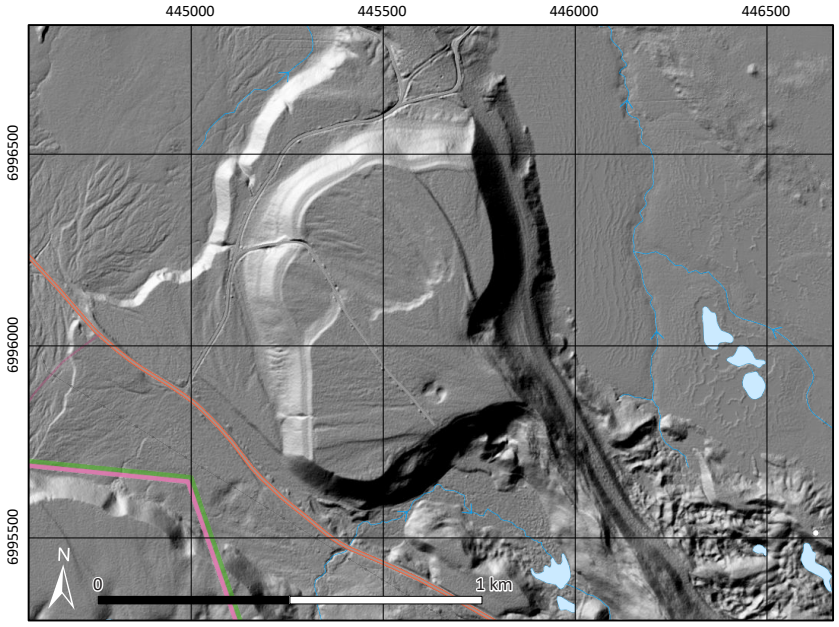
I den sydöstra delen av kartbladet, genomskurna av Dörrsån, förekommer landformen Veikimorän med glaciala lineationer i sydostlig–nordvästlig riktning, troligen kopplade till den senaste nedisningen, vilket talar för att Veikimoränen är bildad före den senaste nedisningen. Förekomsten av dessa landformer antas tillhöra det äldre israndläge som kan följas över stora delar av Sveriges inland (4.1.1.2).

3.16.2 Isälvsmaterial

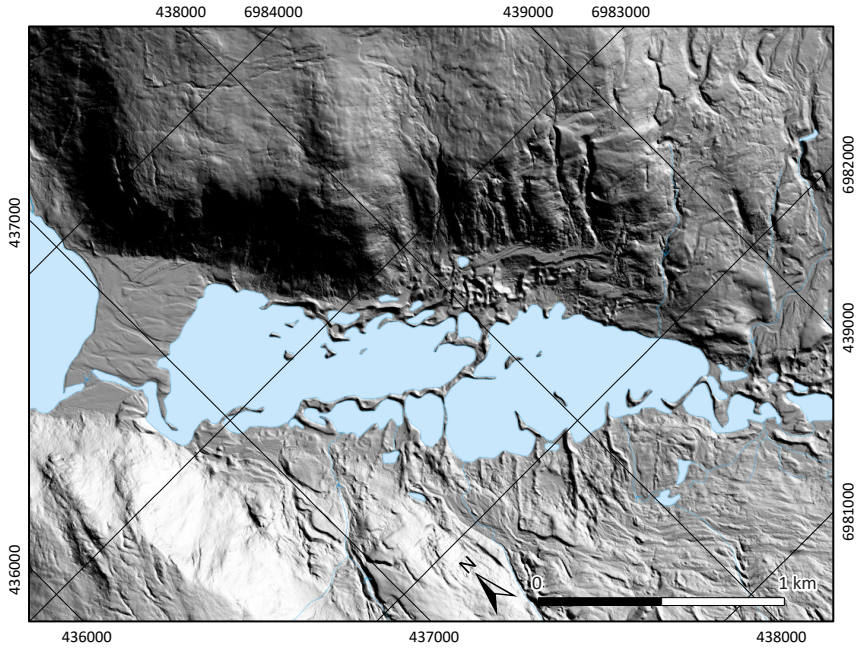
Det finns mäktiga grus och sandavlagringar på Oviksfjällens ostsluttningar. Dessa har bildats genom sortering och avlagring av material som spolats då Ljunganissjön successivt dränerats norrut, förbi Gräftåvallen, mot Bydalen och in i den Centraljämtska issjön (4.1.2). De högst belägna smältvattenrännorna på sluttningen motsvaras av en rullstensås som kopplar till ett delta uppbyggt i grus (fig. 67).

Det finns talrika spår av smältvattendränering i hela området. Dessa områden har ofta kartlagts som isälvseroderade områden. De större åsarna inne i fjällen har en sydos–nordvästlig riktning medan det finns ett flertal ryggar som tolkats vara slukåsar eller eventuellt små ändmoräner. Det är dock väldigt svårt, utifrån fjärranalys, att avgöra hur dessa små ryggformer kan ha bildats. De uppvisar stor variation i storlek och orientering.

Vid Dörrsjöarna, mellan Storfjället (1 260 m ö.h.) och Hundshögen (1 372 m ö.h.), återfinns ett landskap med hög diversitet av landformer (fig. 68). En bred landbrygga mellan sjöarna representerar ett sandur, med tydliga erosionsformer i överytan. Sydost därom finns en serie rullstensåsar, en central åsrygg följer dalgången och bildades sannolikt under inlandsisen mer eller mindre längs isrörelseriktningen under deglaciationen, från sydost mot nordväst (fig. 68). Korsande åsryggar, vilka kan tolkas som så kallade slukåsar, korsar den centrala rullstensåsen. Dessa är sannolikt bildade under ett senare skede när sprickor i en istunga fylldes av vatten och sediment (fig. 68). Möjligen kan detta vatten kopplas till laterala spolningar längs fjällsidan, från sydväst till nordost. Området är ett vackert exempel på den komplexitet som kan skapas i samband med deglaciationen och kräver ytterligare arbete för att kunna beskrivas i detalj.



Figur 67. Delta sydost om Bydalen.



Figur 68. Dörrsjöarna. Observera att norr inte är upp i figuren.

3.16.3 Issjösediment

Endast ett fåtal lokaler med finkorniga sediment har påträffats. Silten på dessa lokaler har tolkats härröra från sedimentation i issjöar och draperar både isälvssediment och morän på ett par platser i områdets östra delar och kartläggs då som tunna eller osammanhängande lager. Siltens utbredning kan också ha underskattats på grund av det begränsade fältarbetet i stora delar av området.

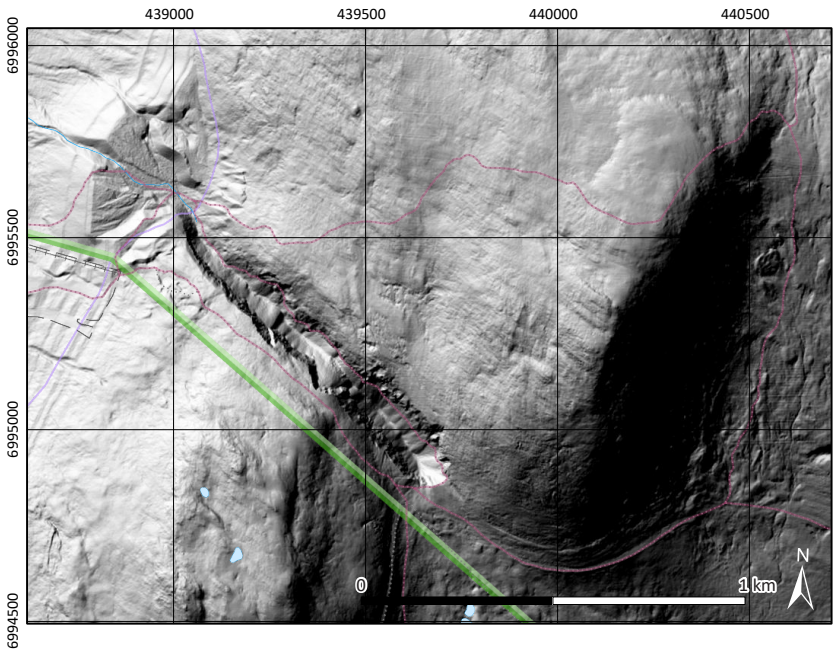
3.16.4 Dromskåran

En landform som ofta tillskrivits en bildning kopplad till flödet mellan issjöar är Dromskåran (fig. 69).

Dromskåran är en spektakulär landform, en tydlig skåra i berget mellan Drommen (1 121 m ö.h.) och Falkfångarfjället (1 188 m ö.h.). Lokalen beskrevs först av Högbom (1892) och senare Andersson (1897) och Eriksson (1912). Mannerfelt (1945) beskrev Dromskåran och dess omgivningar i stor detalj, och landade i en förklaring till dess bildning kopplade till dräneringen mellan Dromissjön som existerade i sydost till issjön i Bydalen och senare



Figur 69. Bild från högsta punkten längs Dromskårans dalgång, nordväst mot Bydalen. Foto: Gustaf Peterson Becher.



Figur 70. Dromskåran sydväst om Bydalen. Observera det tydliga deltat i nordväst samt den undulerande bottenprofilen i ”skåran”.

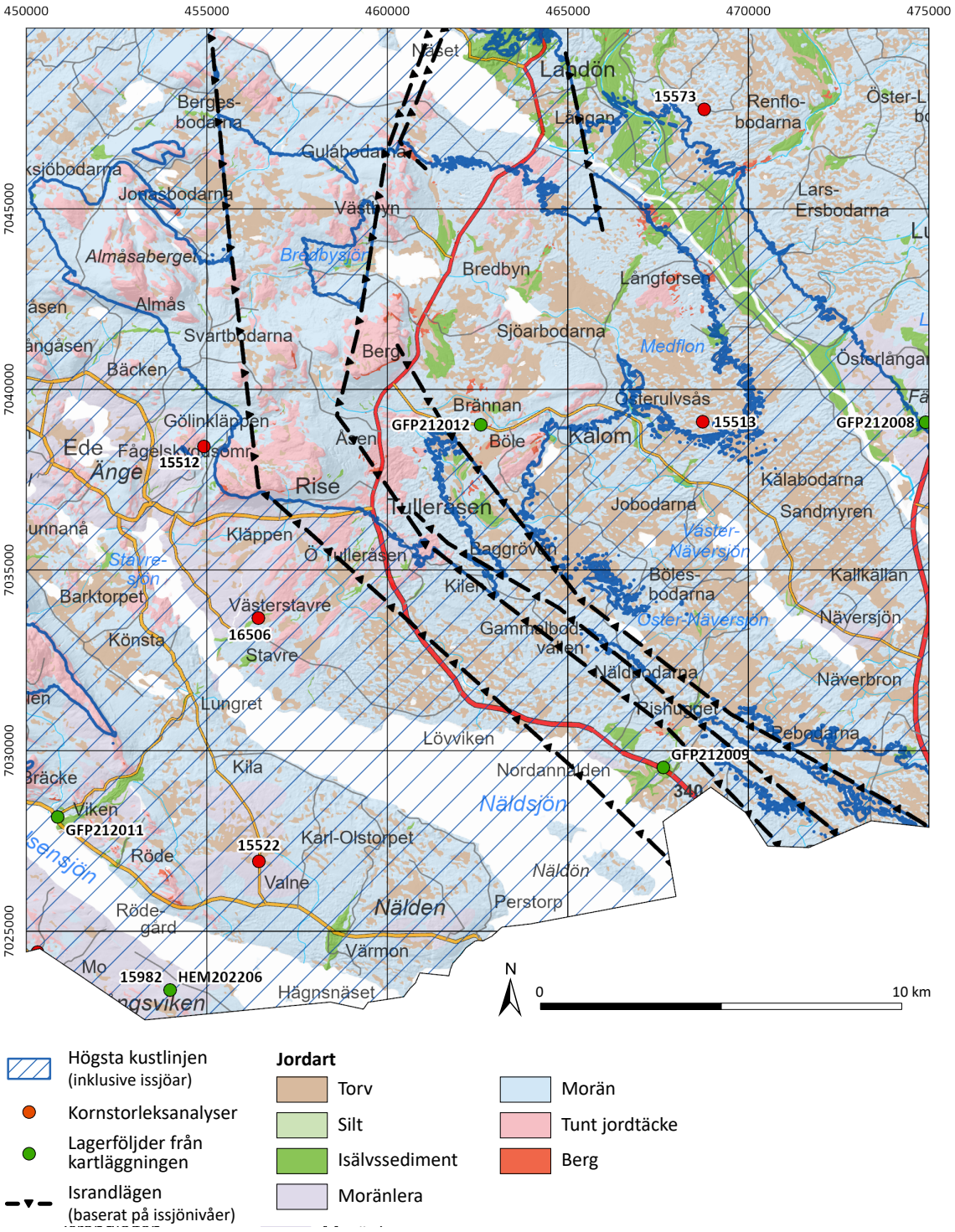
Centraljämtska issjön. Även om dess form sannolikt förstärktes något då vatten från södra Dromissjön tappades mot nordväst ned i Bydalen, är det inte troligt att landformen bildats enbart under de deglaciala issjöstadierna i området, något som också påpekas kort av Hoppe (1983).

Troligen har Dromskåran en betydligt längre historia kopplad till en svaghetszon i berget vilket gjort den mer mottaglig för vittring. I öst och väst från Dromskåran förekommer spröda deformationszoner. Dessa är subparallella med nedskärningen, vilket eventuellt gör det möjligt att koppla Dromskårans formation till det spröda regionala deformationsmönstret som är kartlagt i bergrundskartan över området (Strömberg, A., Karis, Zachrisson, Sjöstrand & Skoglund 1984). Sannolikt har perioder av vittring under senare tid påverkat berget, vilket sedan har kunnat eroderats av inlandsisar under Pleistocen. Tittar man på Dromskårans längsprofil är det tydligt att den är högst i de centrala delarna (fig. 70) där också berget syns i dagen. För att vatten ska kunna erodera en sådan profil krävs ett högt vattentryck vilket endast kan fås under de specifika förhållanden som finns under inlandsisar och glaciärer (Greenwood, Clason, Helanow & Margold 2016). Det kan därför uteslutas att bildningen av Dromskåran är kopplad till dräneringen av Dromissjön. Sannolikt har Dromskåran (i bergets svaghetszon) eroderats subglacialt, troligen under flera glaciationer. Under senaste deglaciationen och efterföljande issjöstadier har formen sannolikt påverkats endast till liten del. Däremot har de tydliga strandlinjerna, som varit stationära i nivå med Dromskårans sydöstra passpunkt en längre tid, bildats när vatten dränerades mot Bydalen (fig. 71). Det är enkelt att föreställa sig ett vattenfall som flödat ned i en liten sjö högst upp i skåran. Från denna lilla sjö har sedan en älv runnit ned mot Bydalen och bildat det delta, med olika nivåer av strandlinjer, som syns vid Dromskårans mynning i nordväst. Från kartlagda strandlinjer ses att nivåförändringen i Bydalenissjön och Centraljämtska issjön sänktes från 800 till 780, till 770, till 760, och slutligen 750 m ö.h.; allt medan Dromissjöns nivå fortsatt var stationär.



Figur 71. Bild på strandhaket som bildats i Dromissjön sydost om Dromskåran. Issjöns nivå vid tiden för dränering mot Bydalen visas med all önskvärd tydlighet av Carl Regnéll. Observera att leden följer strandlinjen.
Foto: Gustaf Peterson Becher.

3.17 Offerdal, 70 4 05 NV



Figur 72. Förenklad jordartskarta över delområdet. Högsta kustlinjen inklusive de högsta nivåerna som dämda issjöar nådde under deglaciationen markeras med streckad blå yta. Lägen för isdämningspositioner markeras med svarta linjer/trianglar. Positioner för kornstorleksanalyser och lagerföljder insamlade under detta kartläggningsarbete anges med röd respektive grön cirkel.

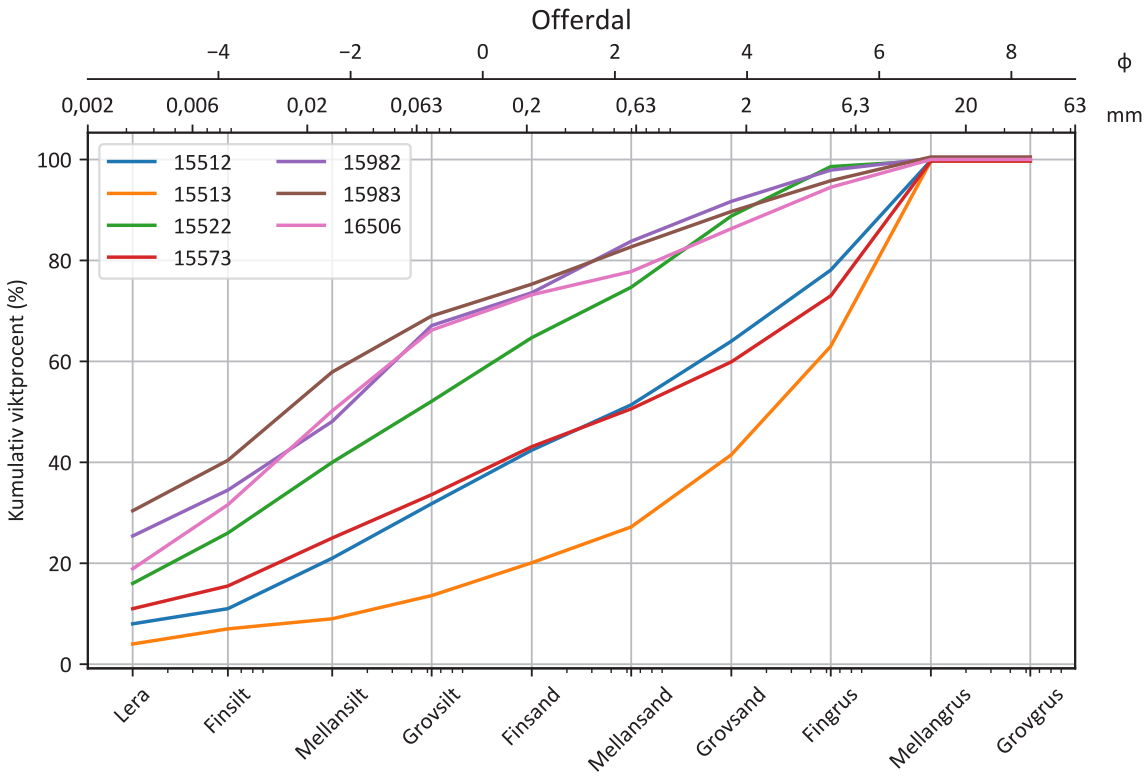
Delområdet Offerdal (fig. 72) sträcker sig mellan Alsensjön och de södra delarna av Näldsjön i söder och Landön i norr. I väster går delområdets gräns strax väster om Ånge och i öster följer gränsen till stora delar väg 339. Arealen är 653 km^2 och ligger i Krokoms kommun. Området består till största del av skogsområden med högre liggande områden nordost om Ånge, såsom Almåsaberget (706 m ö.h.). Deglaciationen i delområdet skedde för ungefär 10 000 år sedan (4.1.2). Det finns ett stort vägnät, både med större vägar och skogsvägar vilket ger möjlighet till relativt mycket fältkontroller.

3.17.1 Morän och moräntäckta sediment

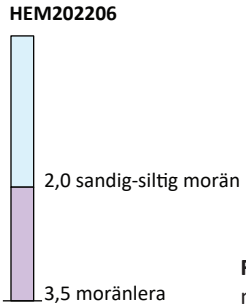
Moränen inom delområdet är generellt finkornig, såsom moränlera (fig. 72 och fig. 73). I de västra delarna är moränen fattigare på block och är ställvis förekommande i tunna och osammanhängande lager som draperar underliggande berggrundstopografi.

I de östra delarna av delområdet förekommer stora områden med ribbmorän, i de södra delarna av ribbmoränområdet med en huvudsakligen västnordvästlig–ostsydostlig riktning på landformernas krön. Nordost om en ungefärlig linje mellan Kälom-Aspås vrider ryggarna och får i stället en mer västlig-ostlig riktning. Detta indikerar bildning av ribbmorän under två olika tillfällen med skild isrörelseriktning. Generellt innehåller ribbmoräner en betydande andel mer eller mindre sorterade sediment, såsom linser eller lager av sand och grus.

Några större områden med sammanhängande morän där mäktigheten sannolikt är större och kanske även består av flera moränbäddar förekommer strax söder om Ånge mot Stavresjön och vidare sydväst om Näldsjön, samt söder om sjön Alsen där en vägskärning avslöjade en sandig-siltig morän överlagrande en svart kompakt moränlera (fig. 74).



Figur 73. Kornstorleksanalyser utförda på prov från delområdet. Proverna anges med ett 5-siffrigt löpnummer från SGU:s kornstorleksdatabas. Lokalernas position syns som en röd cirkel i översiktskartan för området.

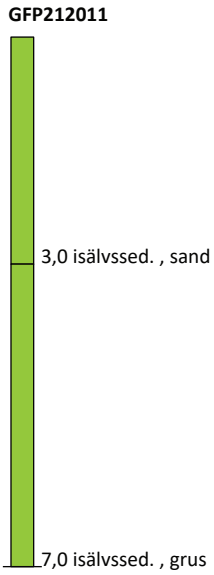


Figur 74. Lagerföljd HEM202226 med två olika moränbäddar.

3.17.2 Isälvsmaterial

Ett antal subglaciala isälvsstråk går i nordostlig–sydvästlig riktning tvärs de större dalstråken i området. På nordostsidorna av höjdpartierna är det huvudsakligen fråga om isälvserosion och på sydvästsidorna mindre åsar, flera med åsnät. Ett av dessa större åsnät ligger i den nordöstra delen av området, vid Landön. En ytterligare lokal som är värd att nämnas är åsnäten och åsryggarna vid Glösa. I den mäktigaste av dessa ryggar finns en nedlagd grustäkt med en lagerföljd som visar på grövre material i botten som sedan övergår mot finare uppåt (fig. 75).

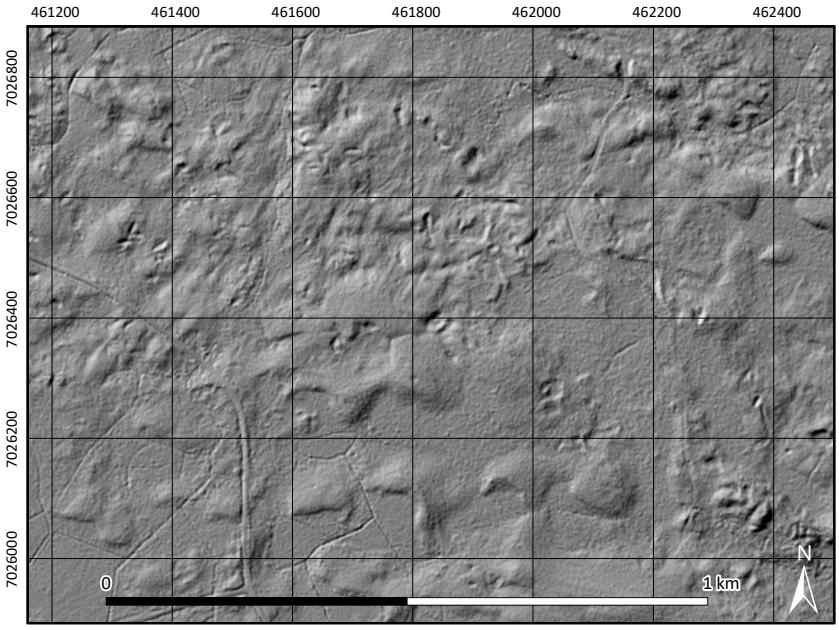
Utöver områden med rullstensåsar finns också flera lokaler med stora proglaciala erosionsområden. Detta är speciellt tydligt i ett område från Landögsjön förbi Berg ned mot Kälom. Här finns stora ytor med områden som präglats av smältvattenerosion med tydliga erosionsrännor och avsättning av ofullständigt sorterat grusigt sediment. Erosionen kan sannolikt kopplas till tappning av issjöar under deglaciationen. Även om det har existerat issjöar i området så har inga områden med issjösediment noterats i området. Men många av torvmarkerna i området underlagras sannolikt av finkorniga issjösediment. Längs Långan, Åkerån och Gysån finns stora vidsträckta sanduravlagringar. Dessa har troligen endast ringa mäktighet då det på flera ställen syns frameroderade hällar. Den postglaciala älven Långan har sedan omfördelat en del tidigare avsatta glaciofluviala sediment vilka nu kartlagts som sandiga älvsediment.



Figur 75. Lagerföljd i rullstensås vid Glösa.

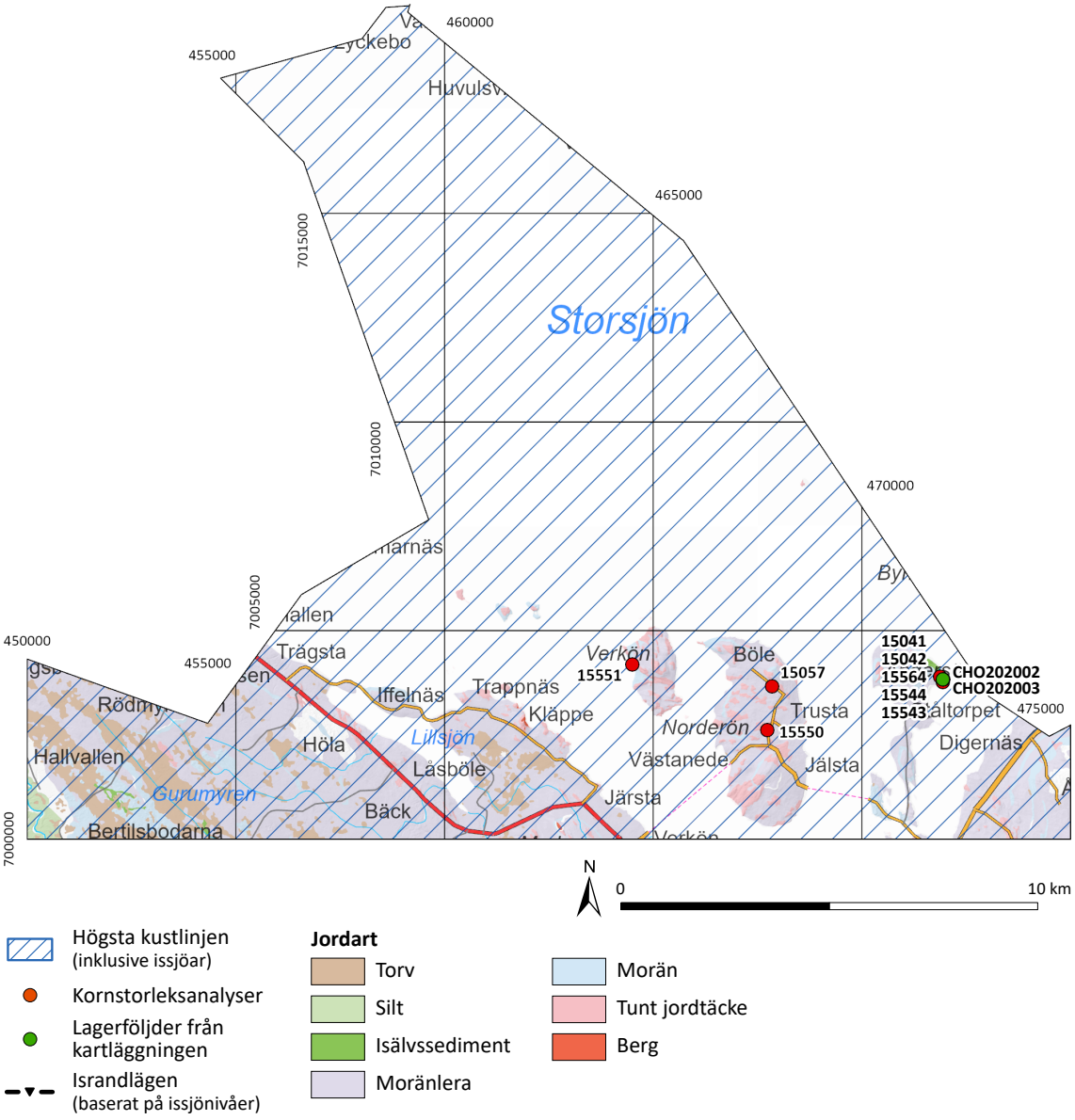
3.17.3 Övriga jordarter och landformer

Inom delområdet förekommer inga mäktiga lager med issjösediment, trots att stora delar av området varit täckt av issjöar under deglaciationen. Däremot noteras, norr om Nälden flertalet tydliga isbergsspår (fig. 76). Dessa har bildats genom att isblock har seglat runt på issjön och dess ”köl” har skrapat i sedimenten på sjöbottnen. Denna typ av landformer har beskrivits också i de södra delarna av Jämtlands län (Öhrling, Mikko, Peterson Becher & Regnéll 2020).



Figur 76. Exempel på isbergsspår nordväst om Nälden.

3.18 Norderön



Figur 77. Förenklad jordartskarta över delområdet. Högsta kustlinjen inklusive de högsta nivåerna som dämda issjöar nådde under deglaciationen markeras med streckad blå yta. Lägen för isdämningspositioner markeras med svarta linjer/trianglar. Positioner för kornstorleksanalyser och lagerföljder insamlade under detta kartläggningsarbete anges med röd respektive grön cirkel.

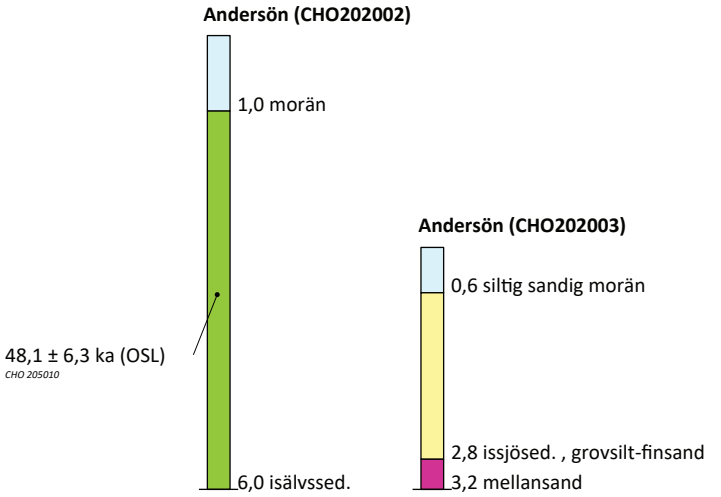
Området Norderön (fig. 77) är ett litet område och består till stor del av Storsjön och landområden söder om Hallen samt Verkön, Norderön, och Andersön. Norderön är endast 244 km^2 och ligger i Krokoms, Östersunds och Åre kommuner. Området består till största del av vatten, skogsområden och brukad mark. Deglaciationen i området skedde sannolikt mellan 10 200 och 10 100 år före nutid (4.1.2). Möjligheten till fältarbete längs vägnätet är relativt stort.

3.18.1 Morän och moräntäckta sediment

Moränen i området är av lerig typ. Endast områden med kullig morän har kartlagts som grovkornigare morän och dessa områden ligger i bladets sydöstra del samt på de centrala delarna av Andersön. På Norderön är moränen genomskuren av flera hällar eller områden med tunt eller osammanhängande moräntäcke. På Andersöns nordöstra del, vid Oxmjälet, återfinns en lokal med moräntäckta sediment (fig. 77 och fig. 78). Denna har beskrivits i litteraturen tidigare men ej beskrivits i större detalj (Asklund 1936, Frödin 1954, Lundqvist, J. 1967). Vid Oxmjälet har en tydlig nipa utvecklats genom vattnets erosion vid strandkanten. Nipan är drygt 10 m hög men endast de övre delarna är synliga. Lagerföljden uppvisar överst en morän med en tydlig erosionsgräns mot underliggande sediment som varierar från sandigt till siltigt (fig. 78).

I de finkornigare sedimenten finns tydliga deformationsstrukturer. Både upprepade avvattningsstrukturer och reversa förkastningar (fig. 79). Dessa tyder på att sedimenten påverkats av en eller flera perioder med både höga och låga subglaciala vattentryck i kombination med en skjuvning. Båda mest troligt kopplade till att sedimenten påverkats av den senaste inlandsisen. Detta stärks också av den datering av sedimenten som ger en ålder på knappa 50 000 år (fig. 78).

Lokalen vid Oxmjälet är representativ för regionen och finns åtkomlig för studier tack vare bildandet av nipan. Som ett troligt försök att bevara nipan har erosionen dämpats genom strandskoning i strandkanten. Problemet är att detta medför att den aktiva erosionen i nipan avstannar, nipan växer igen och lagerföljden växer igen.



Figur 78. Lagerföljder med moräntäckta sorterade sediment vid Oxmjälet, Andersön.



Figur 79. Avvattnings-strukturer och förkastningar vid Oxmjälet.
Foto: Gustaf Peterson Becher.

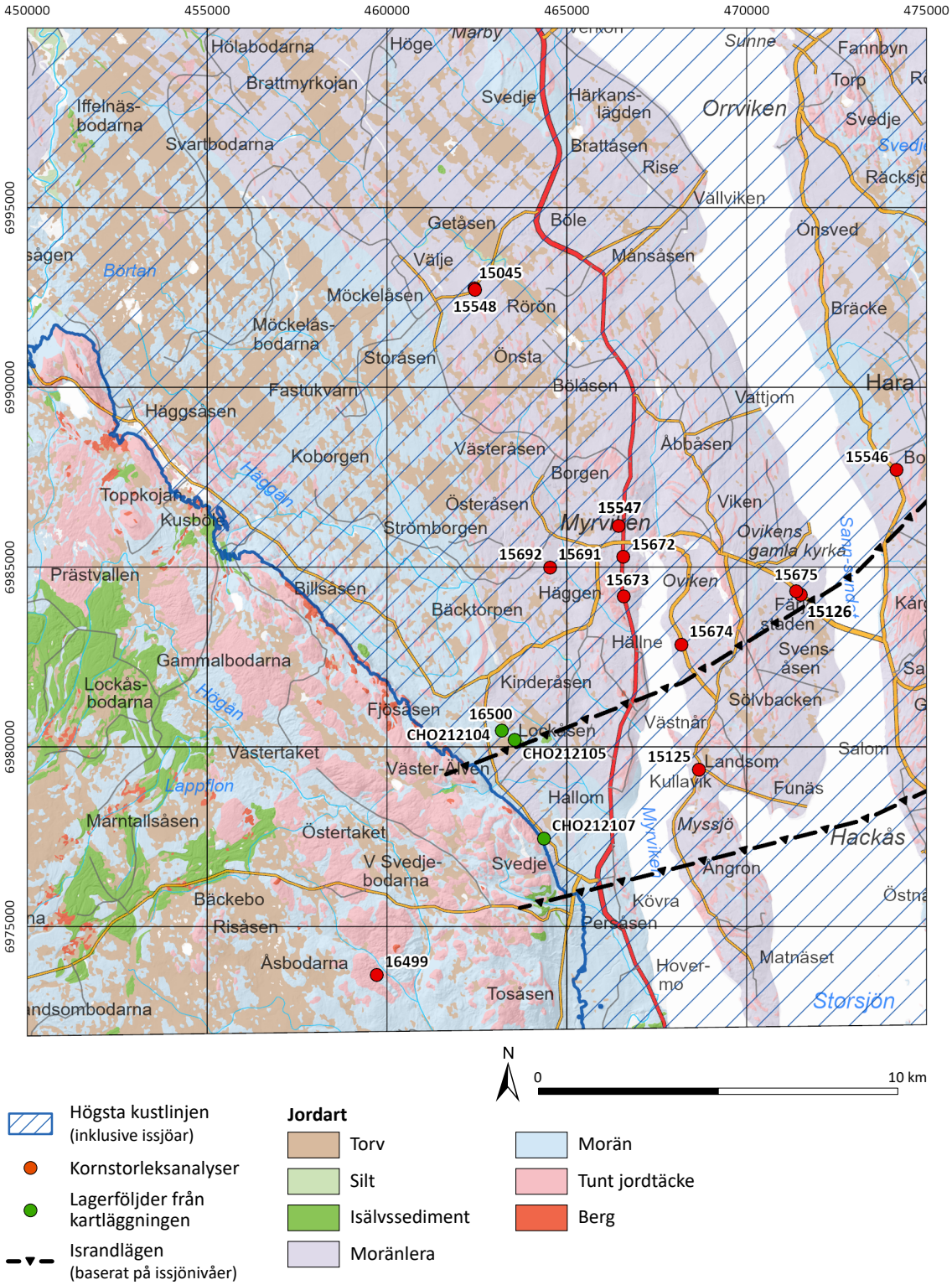
3.18.2 Isälvsmaterial

Isälvsmaterial förekommer endast i begränsad omfattning inom området, kring Gurumyren i områdets sydvästra del. Den största mängden isälvsmaterial inom kartbladet finns möjligen dolt under ett moräntäcke på Andersön, se ovan.

3.18.3 Issjösediment

Det finns inga förekomster av betydande mäktigheter av finkorniga issjösediment. Dock förekommer svallad morän och svallsediment bildade på flertalet nivåer i samband med de issjöar som existerade under deglaciationen. Vidare är moränen i området, är som nämnts ovan, ofta finkornig och det kan därför vara svårt att urskilja tunna lager av silt och lera på en sådan morän.

3.19 Myrviken, 69 4 55 NV



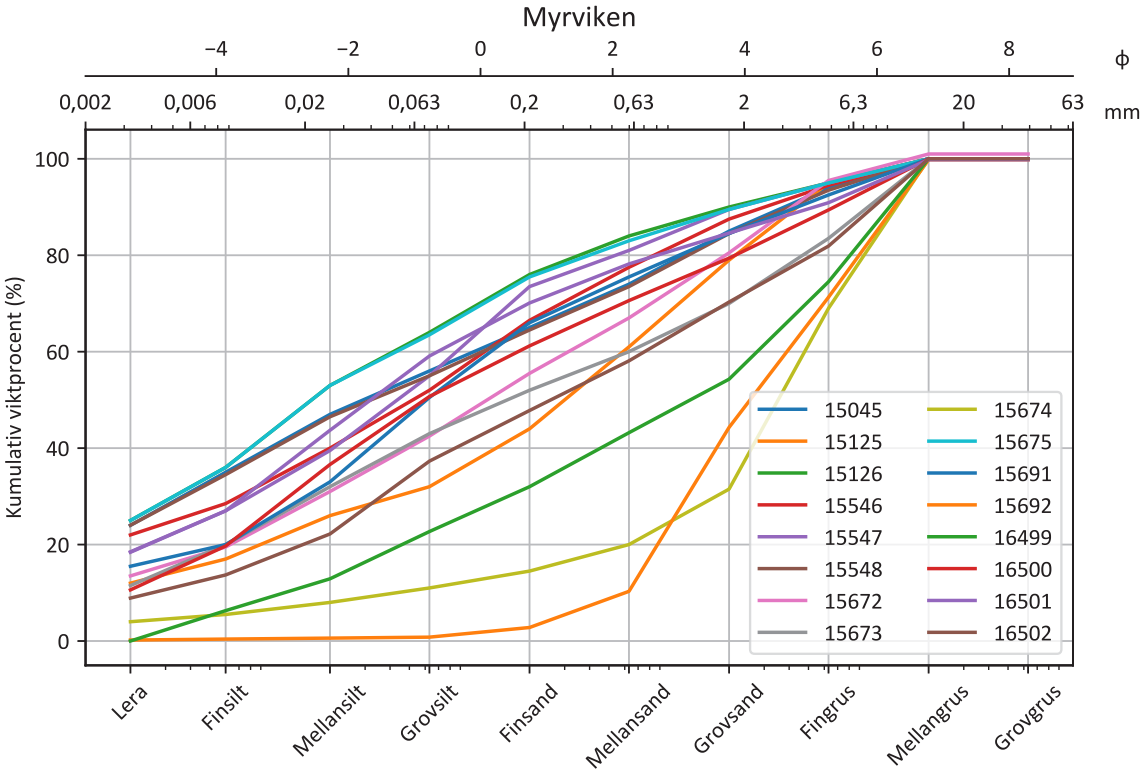
Figur 80. Förenklad jordartskarta över delområdet. Högsta kustlinjen inklusive de högsta nivåerna som dämda issjöar nådde under deglaciationen markeras med streckad blå yta. Lägen för isdämningspositioner markeras med svarta linjer/trianglar. Positioner för kornstorleksanalyser och lagerföljder insamlade under detta kartläggningsarbete anges med röd respektive grön cirkel.

Delområdet Myrvikens västra gräns går strax öster om Gräftåvallen och Järsta i norr. Den södra delen löper strax söder om Hovermö, och i öster går gränsen genom Hackås (fig. 80). Delområdet är 697 km^2 och ligger till större delen i Bergs kommun, med delar inom sydöstra Åre kommun och sydvästra Östersunds kommun. Skogsmark och stora myrmarker dominerar i de västra delarna medan öppna jordbruksmarker är vanligare i de östra. Området kan i stora drag delas in i två landskapsdelar; en svagt lutande förfjällssluttning i den sydvästra halvan, som diagonalt avgränsas med en förkastningsbrant till en moränslätt i resterande delar. Förfjällsluttningen ligger på mellan 500 och 600 m ö.h. Förkastningsbranten sluttar mot nordost och dess relativa relief är mellan 100 och 150 m. Moränslättlandskapets svagt böljande topografi har en relief på omkring 100 m. Deglaciationen inom delområdet skedde kring 10 000 år före nutid (4.1.2). Vägnätet täcker stora delar av området och således har möjligheten till fältarbete varit relativt god.

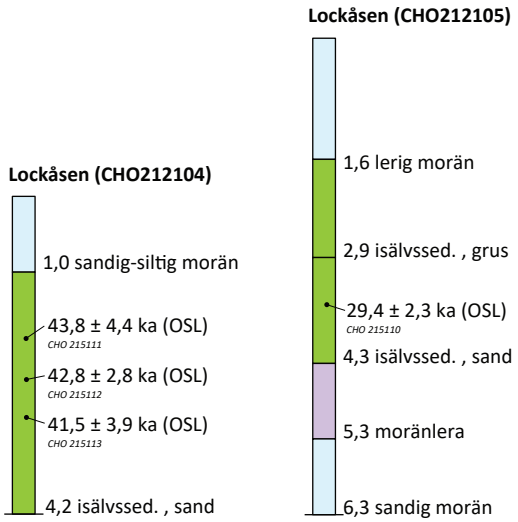
3.19.1 Morän och moräntäckta sediment

På kartbladet Myrviken har ungefär hälften av moränen, den östra halvan, en lerig karaktär vilket är tydligt i SGU:s databas över kornstorlekar (fig. 81). Detta kan sannolikt kopplas till berggrunden i området.

Sammanställning av lagerföljder på kartbladet visar på flertalet observerade lokaler med submoräna sediment (4.1.3.1). Två av dessa är dokumenterade under fältarbetet till denna beskrivning (fig. 80 och fig. 82), båda lokaliserade vid Lockåsen och beskrivna i mer detalj i avsnitt 4.1.3.2.3. Den västra lokalen av de två blottar en övre, sandig-siltig morän underlagrad av deformerad isälvssand (CHO212104 i figur 82). Knappt 500 m öster därom ligger den andra lokalen med en övre lerig morän underlagrad av isälvsgrus och sand. Härunder observerades ytterligare undre moränbäddar (CHO212105 i figur 82). J. Lundqvist (1967) beskrev fem lokaler med submoräna sediment vid Myrviken, Häggen, Gisselåsen, Kvarnbodarna, och Hovermo.



Figur 81. Kornstorleksanalyser utförda på prov från delområdet. Proverna anges med ett 5-siffrigt löpnummer från SGU:s kornstorleksdatabas. Lokalernas position syns som en röd cirkel i översiktskartan för området



Figur 82. Lagerföljden med moräntäckta sediment och dubbla moräner vid Lockåsen.

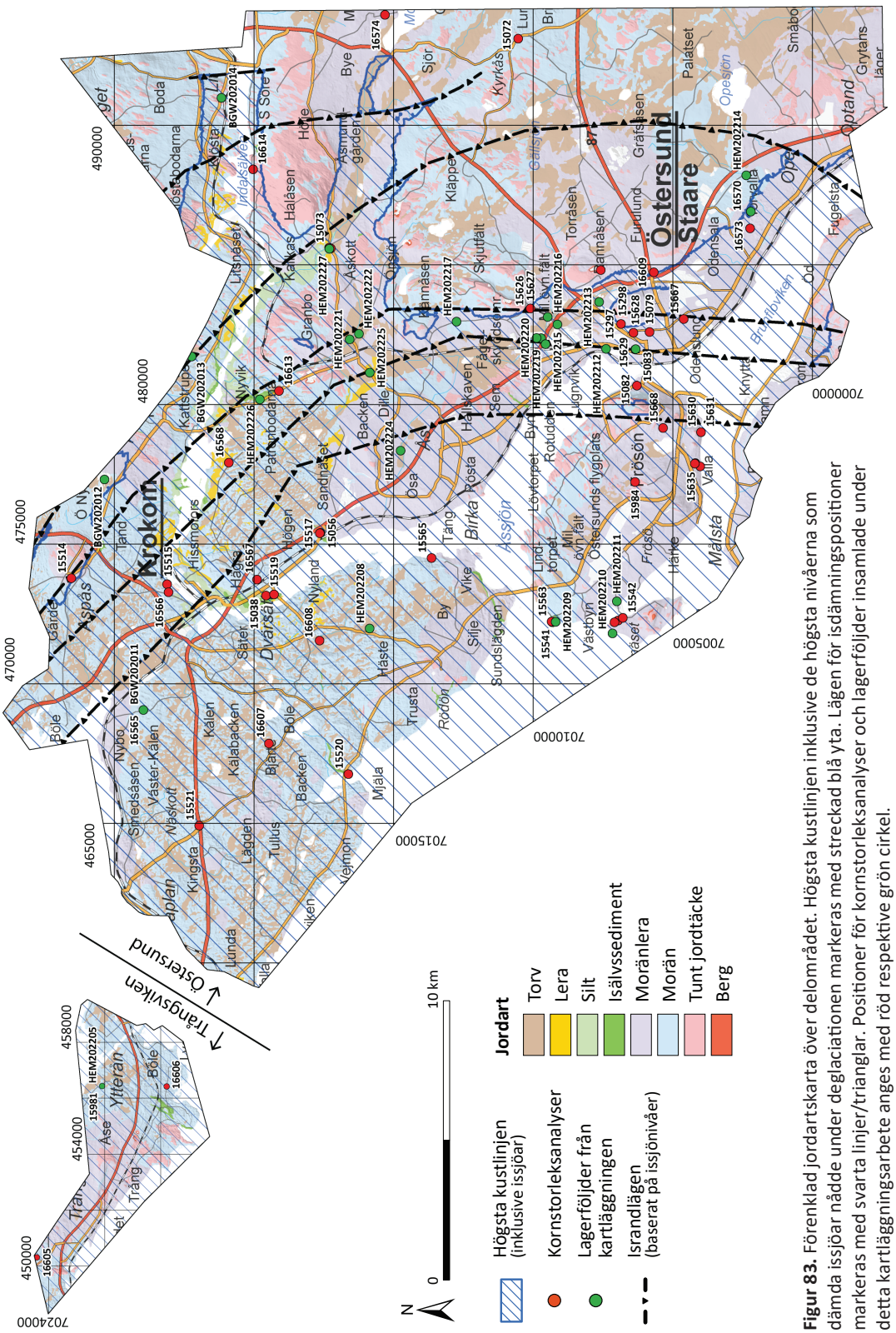
3.19.2 Isälvsmaterial

Den av istäcket uppdämda Ljunganissjön dränerades successivt norrut, förbi Gräftåvallen, mot Bydalen. Detta stråk, som följer Oviksfjällens östra sluttning och fortsätter in på förfjällsluttningen av kartbladet Myrviken består av massiva ytor med grusavlagringar. På kartan har stora tydliga rännor kartlagts som isälvseroderade områden och däremellan isälvsgrus eller sand. I övrigt förekommer inga betydande isälvsavlagringar i delområdet.

3.19.3 Issjösediment

Hela moränslätten var under deglaciationen täckt av den Centraljämtska issjön (4.1.2). Under fältarbete i området har, detta till trots, inga betydande förekomster av finkorniga sorterade sediment observerats.

3.20 Östersund, inklusive Trångsviken

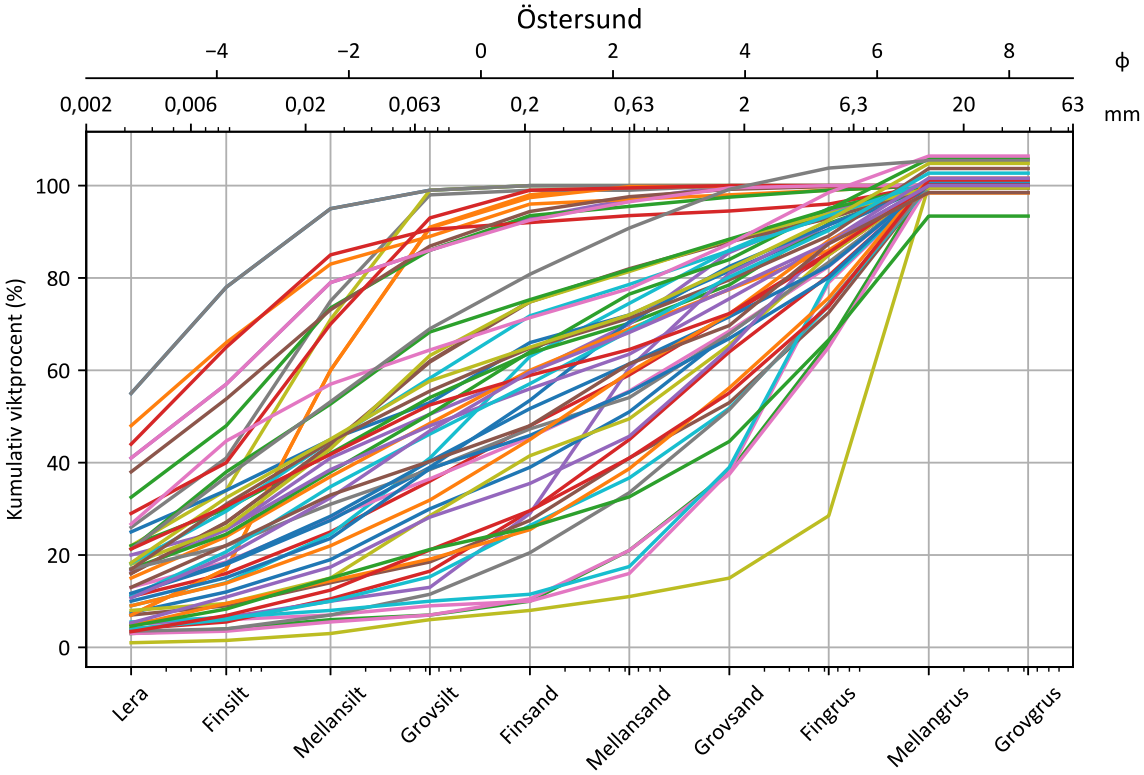


Figur 83. Förenklad jordartskarta över delområdet. Högsta kustlinjen inklusive de högsta nivåerna som dämda issjöar nådde under deglaciationen markeras med streckad blå yta. Lägen för isdämningspositioner markeras med svarta linjer/trianglar. Positioner för kornstorleksanalyser och lagerföljder insamlade under detta kartläggningsarbete anges med röd respektive grön cirkel.

Delområdet Östersund täcker ett område från Optand i syd till Krokom i norr. I öst går gränsen vid Lit. Hela Frösön, Rödö-halvön och Krokom ingår också (fig. 83). I detta område inkluderar vi också ett mindre område vid Ytterån och Trångsviken (fig. 83). Området är 694 km^2 och ligger i Östersunds och Krokoms kommuner. De sydöstra delarna består av mycket flacka områden huvudsakligen beroende på en mycket flack berggrundsyta av sedimentärt berg. Området består till största del av skogs- och myrmark. Utöver det utgörs en betydande del också av bebyggda områden, såsom områden i och kring Östersund. Områdena längst i öster består av småkuperad skogsmark. Delområdet blev isfritt för ungefär 10 000 år sedan (4.1.2). Möjlighet till observationer är stor med tanke på en stor mängd vägar. Däremot kan det vara värt att påpeka att stadsmiljön och antropogent påverkad mark gör det svårt att tolka de geologiska förhållandena, både med fjärranalys och i fält.

3.20.1 Morän och moräntäckta sediment

Moränens sammansättning inom delområdet är ofta mycket finkornig, såsom lerig morän och moränlera (fig. 84). Detta beror troligen till stor del på den lokala skifferbergrunden och kallas ibland för lokal skiffermorän i tidigare kartläggningar (Lundqvist, J. 1969a). I denna kartläggning skiljs den däremot inte från andra moränleror eller leriga moräner trots att den sannolikt har en annan bildningshistoria och position i stratigrafin. Dessa finkorniga moräner täcker betydande delar av delområdet, i synnerhet i och kring Östersund, endast ställvis är moränen något mer grovkornig, såsom sandig-siltig. På dessa platser är sannolikt inblandningen av material från urbergsområden i öster större. I SGU:s databas över kornstorlekar är det tydligt att det finns en stor variation av morän inom delområdet, från moränleror, lerig morän, sandig-siltig och även något grovkornigare moräntyper (fig. 84).



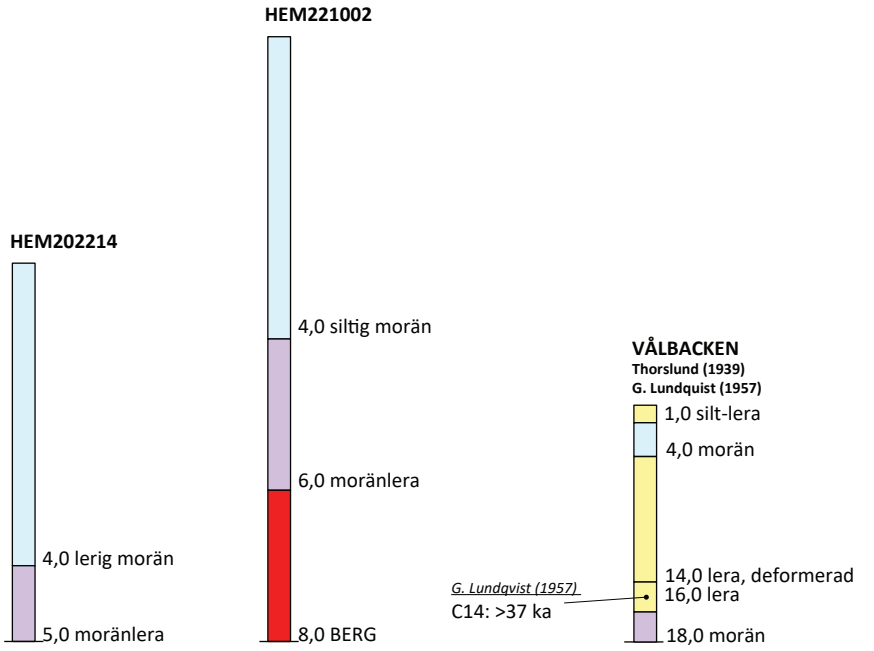
Figur 84. Kornstorleksanalyser utförda på prov från delområdet. Proverna anges med ett 5-siffrigt löpnummer från SGU:s kornstorleksdatabas. Lokalernas position syns som en röd cirkel i översiktskartan för området. Observera avsaknaden av teckenförklaring. För att se det geografiska läget hänvisas till SGU:s databas (SGU 2023).

I den nordvästra delen av området, kring Krokom och strax söder om Indalsälven är moränen kullig, av ribbmoräntyp (rogenmorän) och den är ofta grusigare än övrig morän och innehåller ställvis skikt av sorterade sediment, vilket också syns i SGU:s databas över kornstorlek (fig. 83 och fig. 84). Inom dessa områden med ribbmorän återfinns dock emellanåt mindre fläckar av lerig morän och moränlera, dessa är ofta uppodlade. Vid lokaler där olika moräner förekommer i samma lagerföljd är den leriga moränen alltid underst, till exempel vid Ope och i centrala Östersund (HEM202214 och HEM221002 i fig. 85).

Inom delområdet förekommer också moräntäckta sorterade sediment. I Östersund och på Frösöns östra del gjordes flera observationer av moräntäckta sorterade sediment redan under sent 1800-tal (Högbom 1893, Frödin 1916, 1954, Asklund 1936, Lundqvist, J. 1967). Högbom har beskrivit att moränen i Östersund underlagras av isälvssediment och issjösediment igenom det som idag är stadens centrum. Detta mönster syns till viss del också i SGU:s databaser med insamlade lagerföljder från externa parter (geotekniker). Vetskapen om förekomst av submoräna sorterade sediment bör således vara med som en del i planering inför markarbeten i området. Här är också på sin plats att nämna skifferberggrunden inom delar av Östersund (till exempel i området Karlslund) som vid kontakt med luftens syre snabbt vittrar och blir till en svart vittringslera som kan orsaka problem vid grundläggning.

I de områden där moräntäckta sediment kunnat påvisas i större skala har dessa kartlagts som områden med djuplager av sorterade sediment, till exempel vid Frösöns nordvästra udde samt vid Sundslägden på Rödön.

Inom delområdet har ingen av dessa lokaler daterats men vid Vålbacken, utanför Brunflo, har organiskt material från submorän lera daterats med kol14-metoden till äldre än 37 000 år (Lundqvist, G. 1957) (fig. 85). Se 4.1.3.1 för ytterligare diskussion kring sedimentens bildning, utbredning och ålder.



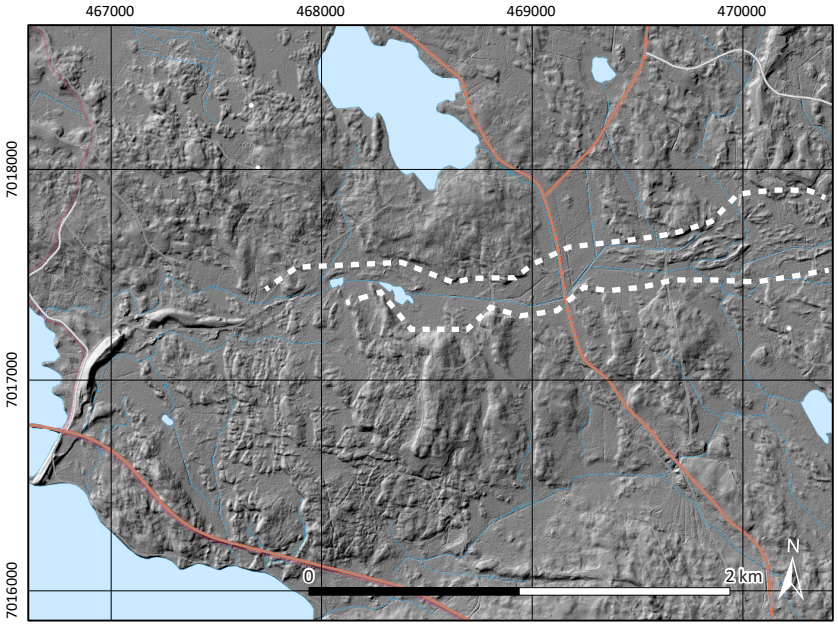
Figur 85. Lagerföljder med dubbla moräner i delområdet Östersund samt närliggande lokalen Vålbacken, vid Brunflo.

3.20.2 Isälvsmaterial

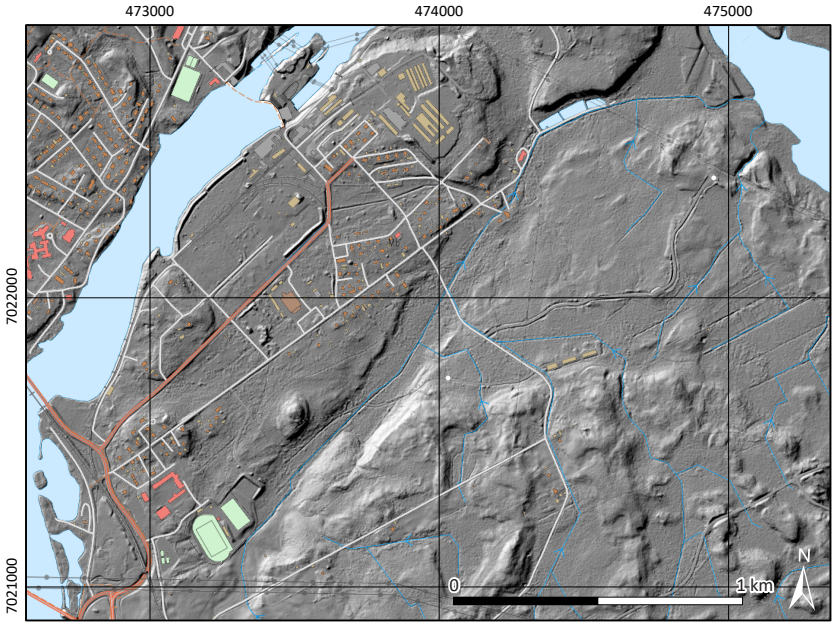
Genom delområdet sträcker sig flertalet stråk med smältvattenformer, oftast från nordost till sydväst och visar på en isrörelseriktning under deglaciationen. De tydligaste avlagringarna är åsryggarna vid Ytterån och Vaplan. Dessa går att följa mot nordost på angränsande delområde. Smältvattnet som spolat fram under isen har delvis deponerat material och avsatt en åsrygg samt delvis eroderat material och skapat korridorer, så kallade glacifluviala smältvattenkorridorer. Detta är tydligt på flera platser och till exempel vid en tydlig rullstensås som försvinner ut i Storsjön, mellan Backviken och Vallåviken (fig. 86). Notera att söder om och i anslutning till korridoren förekommer landformen murtoo, som också bildas av subglaciala smältvattenprocesser (Peterson & Johnson 2017, 2021; Ojala m.fl. 2019). Nordost om den tydliga åsryggen finns i stället endast en frameroderad korridor. På liknande sätt ser åsavlagringen strax söder om Krokom längs Indalsälven ut. Den nordostliga delen består till större delen av en frameroderad ränna som senare fyllts med glaciala finsediment från i Centraljämtska issjön avsatta sediment.

Om en korridor eller rullstensås bildas är beroende på vattentrycket under inlandsisen, rullstensås bildas vid lägre tryck och korridor vid högre tryck. I detta område förekommer också triangulära landformer, så kallade murtoos, som kopplas till återkommande höga vattentryck under inlandsisen (Ojala m.fl. 2019, Peterson Becher & Johnson 2021). Ytterligare tydliga rullstensåsar och isälvssediment förekommer också mellan Vike och Sundslägden på Rödön samt vid Byn nordväst om Östersund.

Utöver detta förekommer en del isälvsmaterial som går i andra riktningar, såsom sydost om Krokom samt längs Indalsälven i riktning ned mot Lit. Dessa områden kan troligen kopplas till tappningar av de issjöar som täckte delområdet under deglaciationen. Vid ett tillfälle tappades den yngsta generationen av Centraljämtska issjön denna väg (Regnéll m.fl. 2023), vilket beskrivs mer detaljerat i 4.1.2. Detta är speciellt tydligt vid den tydliga erosionsränna som syns vid Hissmofors, öster om Krokom (fig. 87). Den tappning som skedde innan detta, och som sannolikt genererade det så kallade 0-varvet, skedde i dalgången norr om Gällsåsberget.



Figur 86. Smältvattenkorridor (streckade linjer) som övergår i åsrygg vid Vallåviken.



Figur 87. Tappningsränna vid Hissmofors.

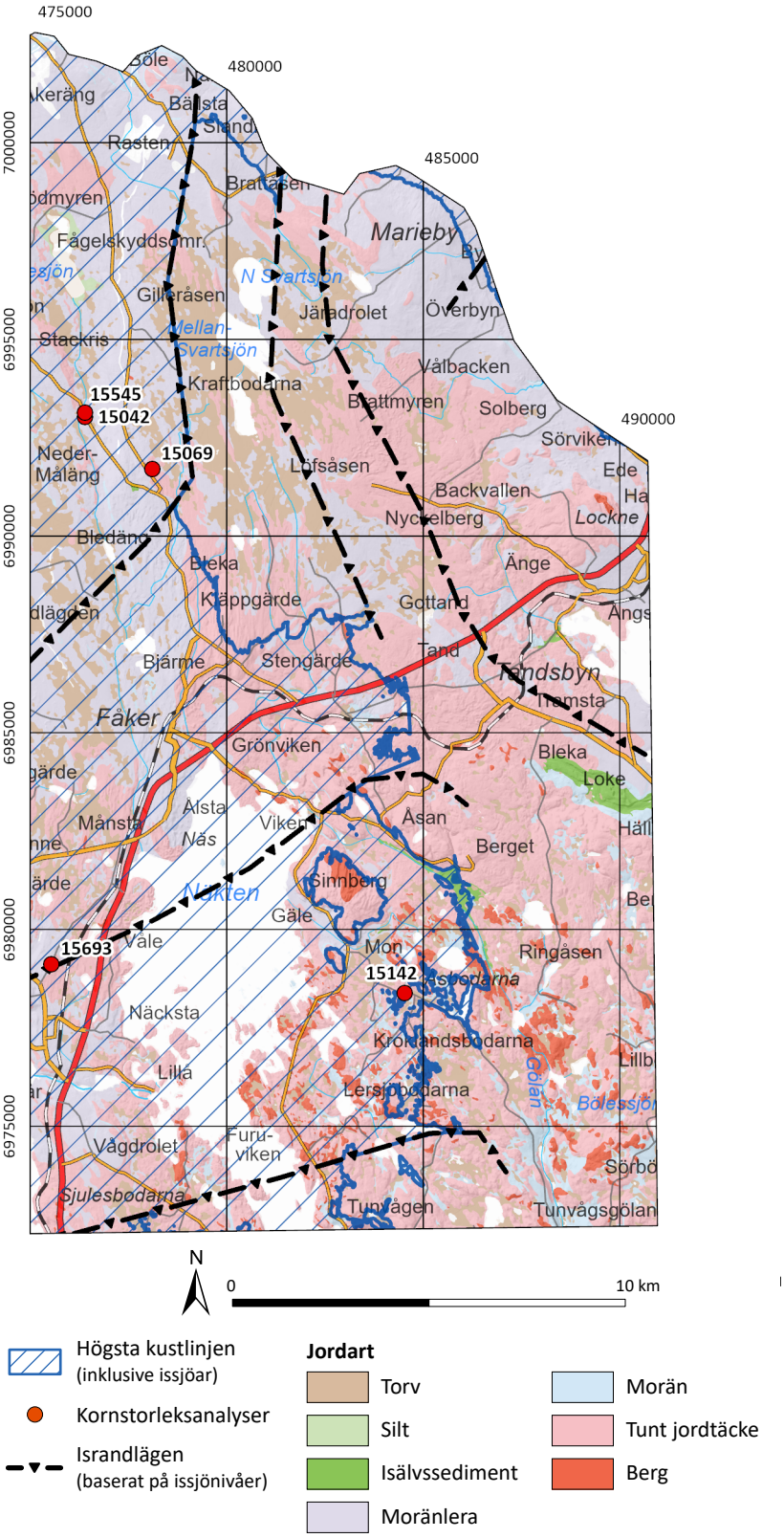
3.20.3 Issjösediment

I princip hela delområdet har varit täckt av issjöar under deglaciationen. Trots detta är utbredningen av issjösediment begränsad, troligen kopplat till den korta tid som dessa sjöar existerade. Ibland förekommer fläckvis med issjösediment längs Indalsälven, från Krokom till Lit samt i de dalgångar som löper sydost från Krokom via Tysjöarna mot Rannåsen samt från Kallkas mot Halåsen. I områden med ribbmorän, till exempel sydväst om Dvärsätt har issjösediment avsatts i lågpunkterna mellan landformerna. Många av de stora torvmarkerna inom dessa områden underlagras säkerligen av issjölera. Generellt är troligen mäktigheten på dessa sediment begränsad. Det kan också vara intressant att notera att det förekommer issjösediment under morän, till exempel på Frösöns östra strand (Högbom 1893)

3.20.4 Övriga jordarter

Inom området finns förhållandevis stora områden med jordarten bleke, namnet på grund av att den är vit eller gråvit. Flera av dessa ytor finns där man har dikat ut sjöar eller våtmarker, och där man har utflöde av kalkhaltigt källvatten. Som exempel kan nämnas Acksjön och Tysjöarna som båda är avsatta som naturreservat. Utfällningar av kalktuff finns på många ställen där källflöden når ytan och där kalken fälls ut på omgivande vegetation. Detta är speciellt tydligt i Odensalakärrets naturreservat.

3.21 Fåker



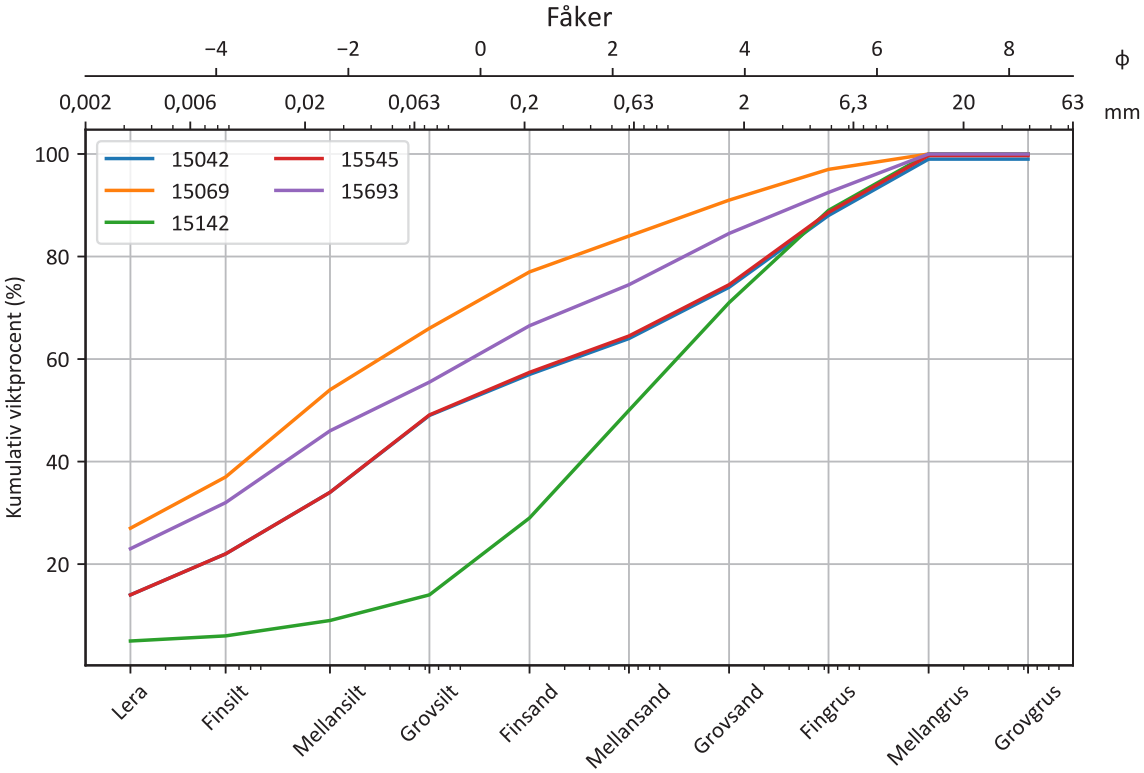
Figur 88. Förenklad jordartskarta över delområdet. Högsta kustlinjen inklusive de högsta nivåerna som dämda issjöar nådde under deglaciationen markeras med streckad blå yta. Lägen för isdämningspositioner markeras med svarta linjer/trianglar. Positioner för kornstorleksanalyser och lagerföljder insamlade under detta kartläggningsarbete anges med röd cirkel.

Delområdet Fåker sträcker sig mellan Hackås i väst och Brunflo i öst, i norr gränsar det mot delområdet Östersund, en bit upp på sluttningen ned mot Brunfloviken (fig. 88). Den södra gränsen går genom Näkten i höjd med Tunvågen. Den östra och södra kartbladgränsen går mot äldre kartunderlag. Delområdets areal är 416 km^2 och ligger till största del i Östersunds kommun, förutom i de södra delarna som utgörs av Bergs och Bräcke kommuner. De högst belägna delarna av området ligger kring 400 m ö.h. med Berget (432 m ö.h.) och Brattåsen (475 m ö.h.) i södra respektive norra delen av delområdet. Näkten och Locknesjöns nivå ligger på knappa 330 m ö.h. Området består till stor del av skogsmark samt längs vägnätet och samhällen uppodlad mark. Deglaciationen i området skedde kring drygt 10 000 år före nutid i samband med tappningen av Centraljämtska issjön längs Gimåns dalgång (4.1.2). Vägnätet täcker stora delar av området och således har möjligheten till fältarbete varit relativt god.

3.21.1 Morän och moräntäckta sediment

Moränen i området är finkornig, ofta av typen lerig morän men också moränlera förekommer. I den sydöstra delen är moränen dock grovkornigare, vilket kan kopplas till förändringen i berggrund (fig. 89).

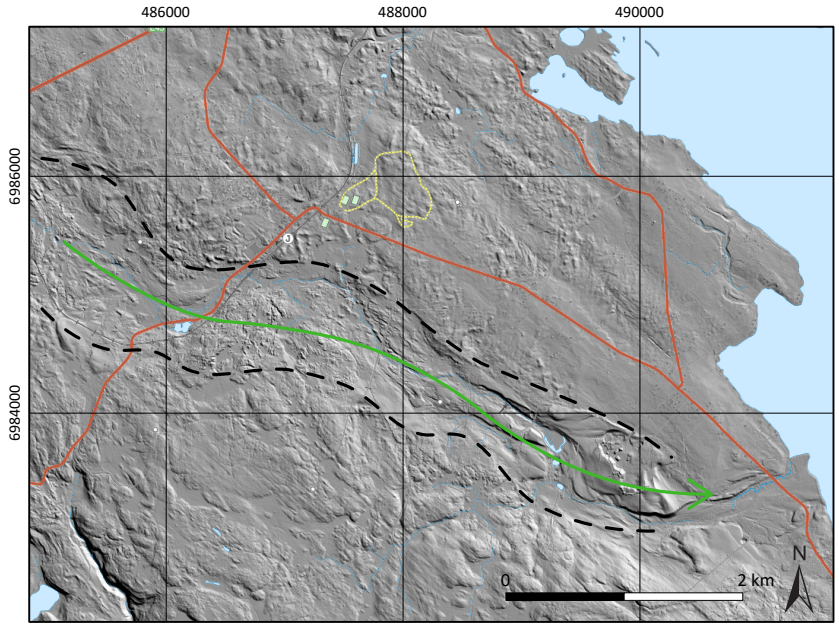
Tre lokaler med moräntäckta sediment är beskrivna sedan tidigare: i västra delen beskrivs morän på sand respektive lera vid Bodlägden och Kårgärde (Lundqvist, J. 1967). Strax utanför den nordöstra delen av delområdet finns en ytterligare lagerföljd med morän som överlagrar sand och grus, Överbyn (Lundqvist, J. 1967). För att sätta dessa lokaler i ett sammanhang är lagerföljden i Vålbacken, vilken dock ligger strax utanför delområdet och beskrivs i mer detalj i avsnittet 4.1.3.



Figur 89. Kornstorleksanalyser utförda på prov från delområdet. Proverna anges med ett 5-siffrigt löpnummer från SGU:s kornstorleksdatabas. Lokalernas position syns som en röd cirkel i översiktskartan för området.

3.21.2 *Isälvsmaterial*

Isälvssediment förekommer endast i liten utsträckning inom delområdet. Inga tydliga subglacialt bildade åsryggar finns utan isälvssedimenten är proglacialt avsatta, mest sannolikt i issjötappningar. Detta är speciellt tydligt söder om Tandsbyn där den största nivån av Centraljämtska issjön tappades genom Gimdalen (4.1.2) (Regnéll m.fl. 2023). Tappningen sänkte den Centraljämtska issjön med ungefär 80 m, vilket motsvarade en volym på ungefär 200 km^3. Vattenmassorna flyttade och omformade sediment till stor grad och denna del av delområdet är präglat av detta skeende. Tappningen eroderade jordlagrena ned till berget, vilket tydligt syns i kartbilden som isälvseroderade områden (fig. 90). Grus och sten avsattes vid Loke, mot Locknesjön till (fig. 91).



Figur 90. Tappningsrännan vid Tandsbyn. Streckade linjer anger gränsens för erosion under tappningen och den gröna pilen anger riktningen av flödet. Observera grustaget i den östra delen av rännan där fotografiet nedan är taget (fig. 91).



Figur 91. Tappningssediment vid grustäkten sydost om Loke. Foto: Gustaf Peterson Becher.

3.21.3 Issjösediment

Ungefär halva delområdet har täckts av den Centraljämtska issjön, detta gäller den västra halvan (fig. 88). Dock förekommer väldigt lite finkorniga sorterade sediment inom området. Det kan säkerligen kopplas till den förhållandevis korta tidsrymd som området täcktes av issjöar. Möjligen förekommer tunna lager av issjösediment ovan moränen men är mycket svåra att urskilja från den underliggande leriga moränen. Den enda platsen med kartlagda issjösediment inom området är vid Svedjesjön där silt förekommer.

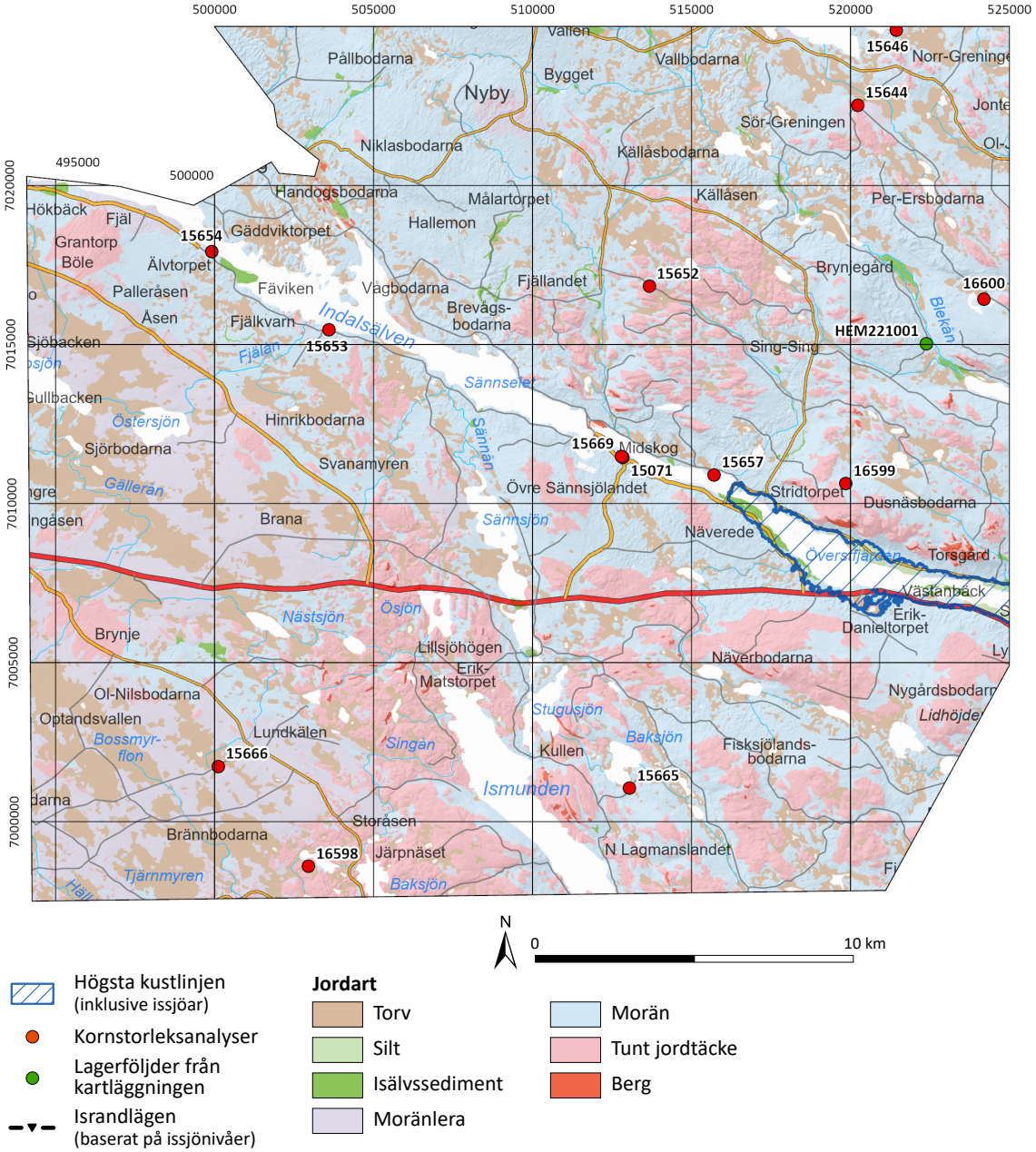
3.21.4 Övriga jordarter

Vid Svedjesjön finns också betydande lager med bleke (fig. 92), en jordart som bildas genom att kalkhaltigt berg löses upp i vattnet för att sedan fällas ut och bildar områden med mäktig kalkgyttja. Bleke förekommer också i andra delar av delområdet ofta vid stränder av utdikade våtmarker. Kalktuff har lokalt fällts ut vid källflödena inom Fillstabäckens naturreservat.



Figur 92. Bleke vid Svedjesjöns norra del. Foto: Gustaf Peterson Becher.

3.22 Ismunden, 70 5 00 SV



Figur 93. Förenklad jordartskarta över delområdet. Högsta kustlinjen inklusive de högsta nivåerna som dämda issjöar nådde under deglaciationen markeras med streckad blå yta. Lägen för isdämningspositioner markeras med svarta linjer/trianglar. Positioner för kornstorleksanalyser och lagerföljder insamlade under detta kartläggningsarbete anges med röd respektive grön cirkel.

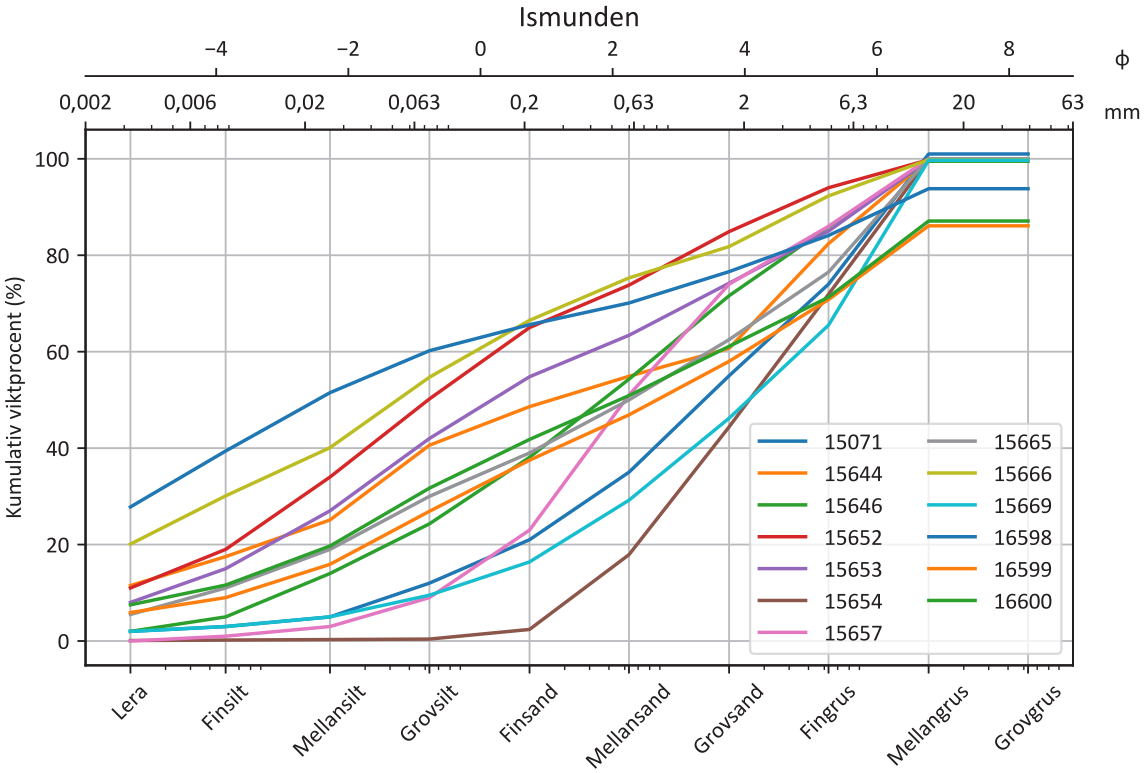
Delområdet Ismunden har en utsträckning längs Indalsälven från Handog i nordväst nästan till Stugun i sydöst. Riksvägen 87 skär genom området i ost–västlig riktning. Området är 790 km^2 stort och de västra delarna ligger i Östersunds kommun. De allra sydligaste delarna ligger i Bräcke kommun och den västra delen i Ragunda kommun, i norr sträcker sig delområdet också en liten bit in i Strömsunds kommun. De sydvästra delarna av området är mycket flacka, sannolikt beroende på den sedimentära kalkberggrunden. Centralt i den södra delen av området finns det två postglaciala förkastningar som fått sina namn från de

geografiska platserna Lillsjöhögen och Ismunden. Midskogsforsen och Midskogsdammen ligger på Lillsjöhögens postglaciala förkastning (Mikko, Smith, Lund, Ask & Munier 2015). Deglaciationen i området skedde kring 10 000 år sedan eller något senare (4.1.2). Möjligheten till fältkontroller längs vägnätet är relativt stort.

3.22.1 Morän och moräntäckta sediment

Morän täcker en stor del av området och det finns tre typer av morän kartlagda. Söder om Indalsälven och väster om Ismunden finns det mest lerig morän och moränlera. Den karakteriseras av blockfattiga flacka områden som är starkt drumliniserade. I resten av området finns det både vanlig sandig-siltig morän och moränbacklandskap. Denna variation syns också i SGU:s kornstorleksdatabas (fig. 94). Skillnaden mellan de två moräntyperna är mycket tydlig i markytan vilket sannolikt kan kopplas till att gränsen mellan urberg och fjällbergarter går igenom området (jämför fig. 159 och fig. 160). Gränsen mellan moräntyperna följer i stort gränsen mellan bergarterna.

I delområdets östra del noterades en lokal med sandig-siltig morän som överlagrar lerig morän. Som jämförelse finns i Östersund lokaler med morän på grus på moränlera (Högbom 1893). Bergarter i den undre moränen är varierande, men det förekommer klaster tolkade med ursprung från Åreskutan och mullfjället, således en västlig härkomst. Möjligen kan denna lokal tolkas på liknande sätt. På några platser längs Indalsälvens södra dalgång söder om Handog finns lokaler med moräntäckta isälvssediment. Dessa lokaler är inte publicerade men det finns flertalet noteringar i fältkartor från länskarteringen på södra sidan av Indalsälven. I kartläggningen har endast ett område med moräntäckta sorterade sediment kartlagts, sydost om Lit i områdets allra nordvästligaste del, detta då informationen i övrigt är knapphändig. Sannolikt är dock att sediment under den övre sandiga-siltiga moränen ställvis förekommer, i synnerhet längs Indalsälvens södra strand vid Handog.



Figur 94. Kornstorleksanalyser utförda på prov från delområdet. Proverna anges med ett 5-siffrigt löpnummer från SGU:s kornstorleksdatabas. Lokalernas position syns som en röd cirkel i översiktskartan för området.

3.22.2 Isälvsmaterial

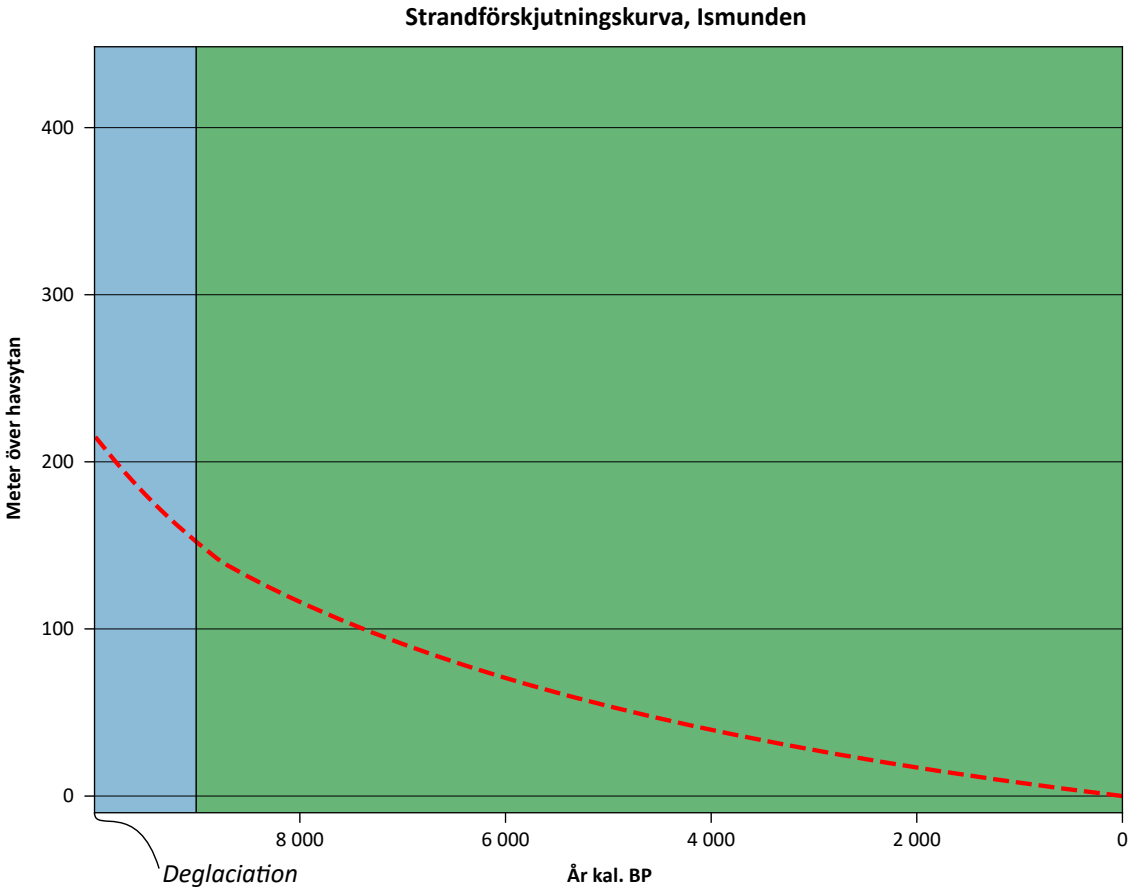
Det finns några små rullstensåsar norr om Midskogsdammen men det saknas välutvecklade rullstensåssystem i resten av området, men det är möjligt att delar av åsen i Indalsälvens dalgång ligger under vatten väster om Midskogsdammen. Isälvssediment som finns i dalgången samt norr om Handog är avsatta under de slutliga dräneringarna av den Centraljämtska issjön (4.1.2). Materialet består huvudsakligen av grovt grus och sten. Det finns endast en kort sträcka av Indalsälvens rullstensås synlig i dalgången, vid östra gränsen av området, nära Stugun. Acklingsåns dalgång, cirka en mil nordväst om Stugun, innehåller också grus och stenar avsatta av antingen en proglacial smältvattenälv eller en senare tappning av en mindre issjö.

3.22.3 Issjö- och sjösediment

Det finns bara några små områden som täcks av finkorniga sediment i delområdet. De ligger på båda sidor av Indalsälven precis väster om gränsen vid Stugun. Sedimenten är avsatta i Ancylussjön i närheten av den högsta kustlinjen. Upp till Näverede sträckte sig Ancylussjön, på en höjd av cirka 220 m ö.h. Landhöjningen var snabb i början och redan efter 1 000 år hade hela området rest sig över dåvarande havsyta (fig. 95).

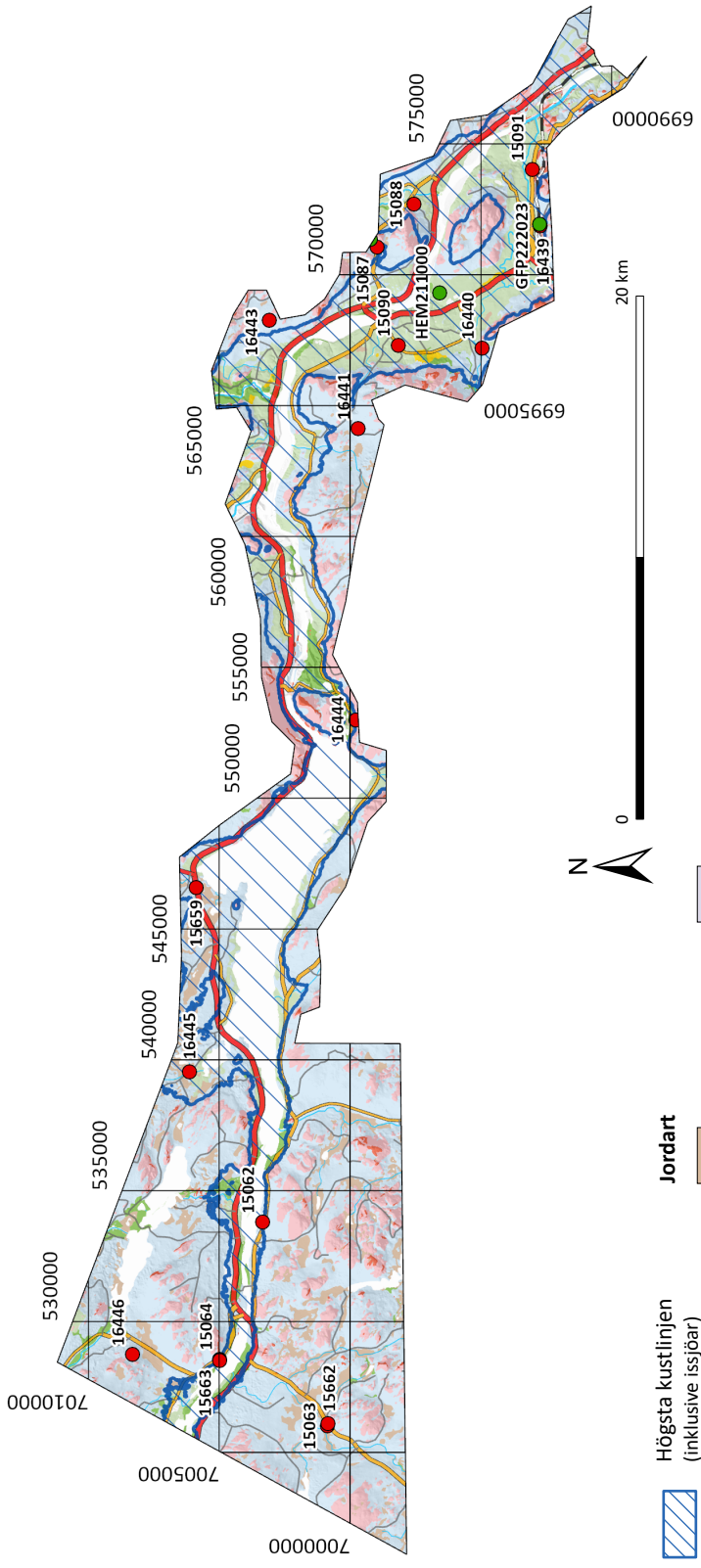
3.22.4 Övriga jordarter

I Stensundets naturreservat finns några lokaler med bleke i anslutning till källflöden och mindre sjöar. 500 m sydväst om Handogsbodarna finns en liten ravin bildad i bleke där mäktigheten uppgår till mer än tre meter.



Figur 95. Strandförskjutningskurva (röd) över delområdet från SGU:s strandförskjutningsmodell (Påsse & Daniels 2015). Blå bakgrund visar den period som delområdet i någon del låg under havsnivån. Grön bakgrund visar den period som hela området rest sig över havsnivån.

3.23 Hammarstrand



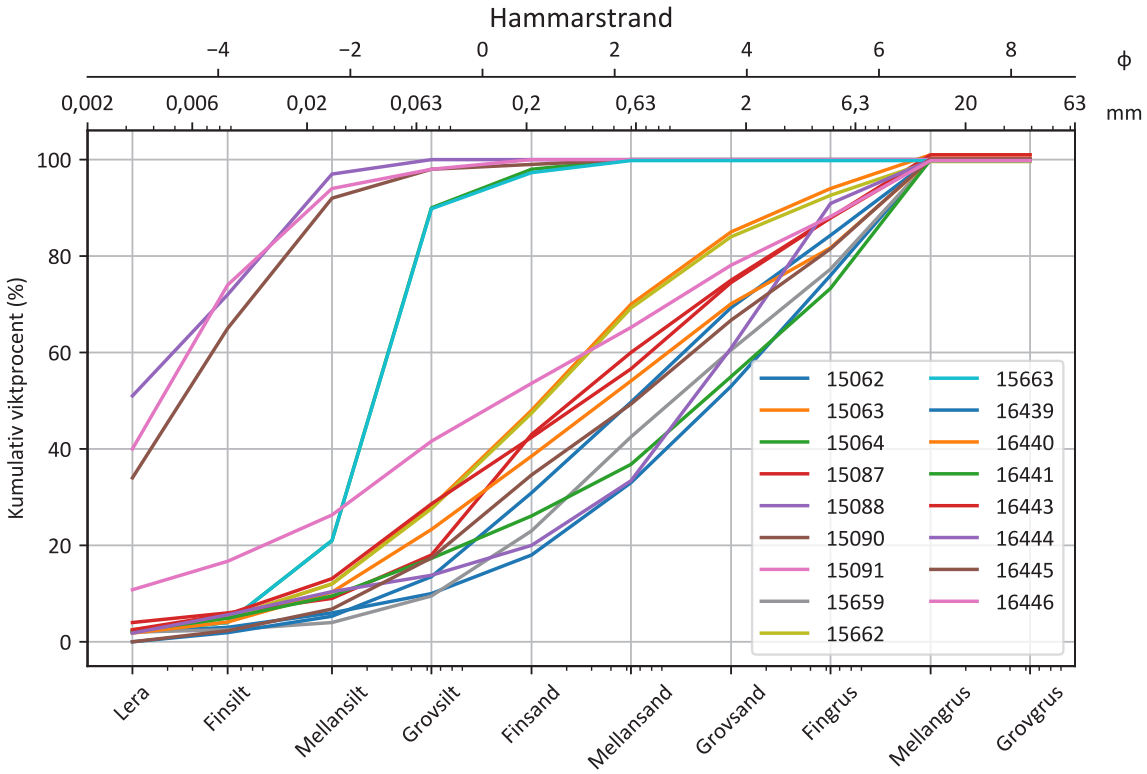
Figur 96. Förenklad jordartskarta över delområdet. Högsta kustlinjen inklusive de högsta nivåerna som dämda issjöar nådde under deglaciationen markeras med streckad blå yta. Lägen för isdämningspositioner markeras med svarta linjer/trianglar. Positioner för kornstorleksanalyser och lagerföljder insamlade under detta kartläggningsarbete anges med röd respektive grön cirkel.

Delområdet Hammarstrand sträcker sig längs Indalsälvens dalgång från väster om Stugun till väster om Bispgården i öster och täcker ett område om 388 km^2 (fig. 96). Delområdet ligger helt inom Ragunda kommun. Området består till stor del av skogsmark, speciellt i de östra delarna samt på sluttningarna kring Indalsälven. Nere i älvdalen består området i stället till stor del av jordbruksmark. Den största vägen i området är Riksväg 87 vars dragning är på den norra sidan av älven. Deglaciationen av delområdet skedde mellan ungefär 10 200 år sedan i de östra delarna och 10 100 år sedan i de västra delarna (4.1.2). Fältarbete har utförts i stor utsträckning, i jämförelse med omkringliggande kartblad, och många av platserna har besökts i fält. Detta till trots är kartläggningen i stort baserad på fjärranalys.

3.23.1 Morän och moräntäckta sediment

Trots att höjderna är mest kalt berg och tunn morän på berg så är morän en vanlig jordart i området utanför dalgångens nedre delar. Moränen består till större delen av sandig-siltig morän (fig. 97). Men det finns också moränbacklandskap och storblockiga områden, särskilt i den västra delen. Dessa områden har ofta en grovkornigare karaktär (fig. 97). En del mindre moränryggar har observerats på berget ovanför Gevåg. Dessa innehåller en stor del grovt och rundat material. Dess bildning är oklar men det finns på bladet Krångede (3.26) moränryggar associerade med det i avsnitt 4.1.1.2 beskrivna randläget.

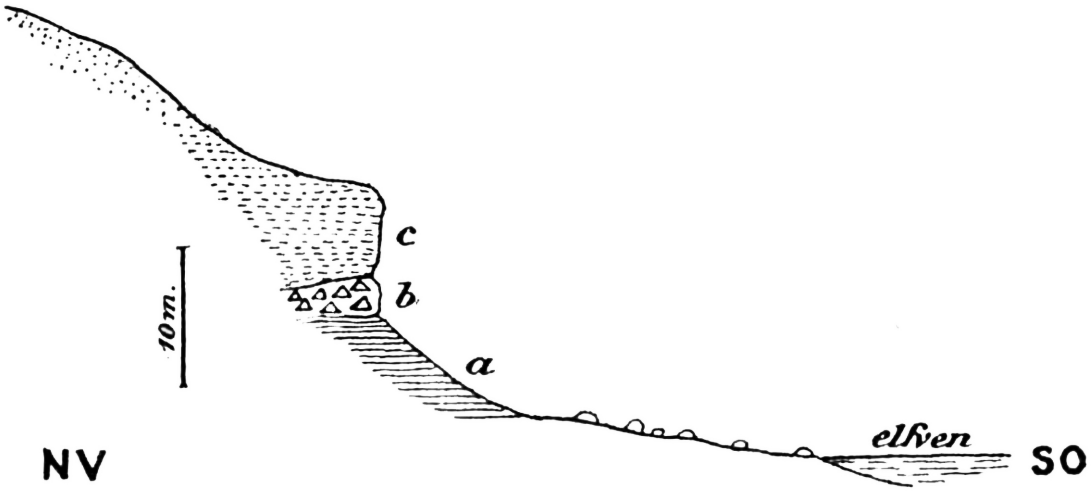
Vid Döda fallens besökscenter finns en släntad järnvägsskärning i isälvsgrus med en storblockig moränyta. Troligen moräntäckta sediment i anknytning till den zon där ett möjligt äldre israndläge påvisats (4.1.1.2). Vid Döviken återfinns en lokal med en lagerföljd med morän



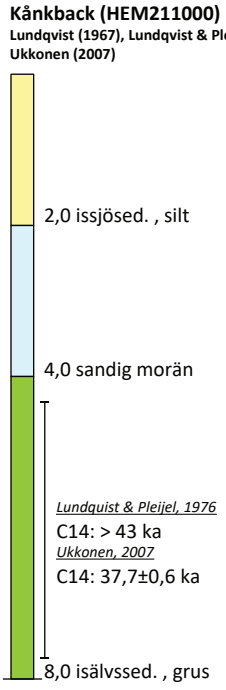
Figur 97. Kornstorleksanalyser utförda på prov från delområdet. Proverna anges med ett 5-siffrigt löpnummer från SGU:s kornstorleksdatabas. Lokalernas position syns som en röd cirkel i översiktskartan för området. Notera att proverna 15663, 15064 (mellansilt) och 15090, 15091, 16440 (ler) ej är moräner (Figur 96).

underlagrad av varvig lera i Storedan (Carlzon 1913, Lundqvist, J. 1967), detta är förövrigt den lokal som i de övre delarna uppvisar det så kallade 0-varvet (De Geer 1940). Detta är ett mönster som är vanligt förekommande i området och noterades först vid Ragunda kyrka (Högbom 1899) där morän överlagrar varvig lera (fig. 98).

Vidare finns vid Kånkback ett par stora äldre släntade täkter där lagerföljden visar på överst en glacial silt, därunder en sandig morän med kantiga stenar och block, och under detta mäktiga grusiga isälvssediment (figur 99 och HEM211000 i figur 96). I en av dessa täkter påträffades en mammutbete vilken också daterats till ungefär 40 000 år (Lundqvist, J. & Pleijel 1976, Ukkonen, Arppe, Houmark-Nielsen, Kjær & Karhu 2007) och diskuteras mer i 4.1.3. Detta område ligger i närheten av det ovan nämnda randläget (4.1.1.2).



Figur 98. Profil och lagerföljd vid Ragunda kyrka. Observera lager b, morän, överlagrande lager a, varvig lera (Högbom 1899)



Figur 99. Lagerföljd med sorterade sediment från Kånkback, Hammarstrand.

3.23.2 Isälvsmaterial

Den stora subglaciala isälvsavlagring som återfinns längre österut vid Bispgården går ej att återfinna på bladet Hammarstrand förrän uppströms Hammarstrand. Vid Döda fallet återfinns inga glacifluviala sediment utan endast glaciolakustrina sediment, avsatta i Indalsälvens fjordmiljö i Ancylussjön. Den stora tappning av Ragundasjön som skedde tycks alltså ha skett genom att Vild-Hussen (se faktarutan nedan) grävt sig igenom silt och finsands-avlagringar snarare än en ås, vilket ofta och troligen felaktigt hänvisas till i olika skrifter (se W:son Ahlman m.fl. 1924). Längs dalgången uppströms Döda fallet förbi Kånkbacksberget syns endast silt och frameroderade hällar och inget avsatt isälvssediment. Men vid soptippen precis söder om Hammarstrand ligger isälvsgrus täckt av morän från den senaste inlandsisen och senare täckt av glaciolakustrin silt från fjordmiljön strax efter isens avsmältande från området (fig. 99). Eftersom gruset är täckt av andra sediment är det svårt att veta den ursprungliga utsträckningen av materialet. Isälvsavlagringen längs Indalsälven fortsätter norr om Hammarstrand, vid Hammarforsen samt vid Rävanäset, där täkter avslöjar ett grusigt sandigt sediment. Isälvsavlagringen fortsätter längs Indalsälvens dalgång, delvis täckt av finkorniga sediment, upp till Krångede där ett stort område med isälvssediment, åsar, dödisgropar och ett deltaplan (kallat Getryggen på grund av dess branta form skapad av älvens postglaciala erosion) ligger i Tjärnviksdalen, söder om dagens älvfåra vid Krångede kraftverk. Den subglaciala avlagringen vid Tjärnviksdalen omges av en deltaliknande avlagring med mycket dödisgropar, detta delta motsvarar sannolikt vattennivån i Ancylussjön (2.3.1) vid den tid då den sista delen av Centraljämtska issjön tappades.

En större isälvsavlagring följer Gillerån norrut där den bildar en sandig dalfyllnad vid högsta kustlinjen.

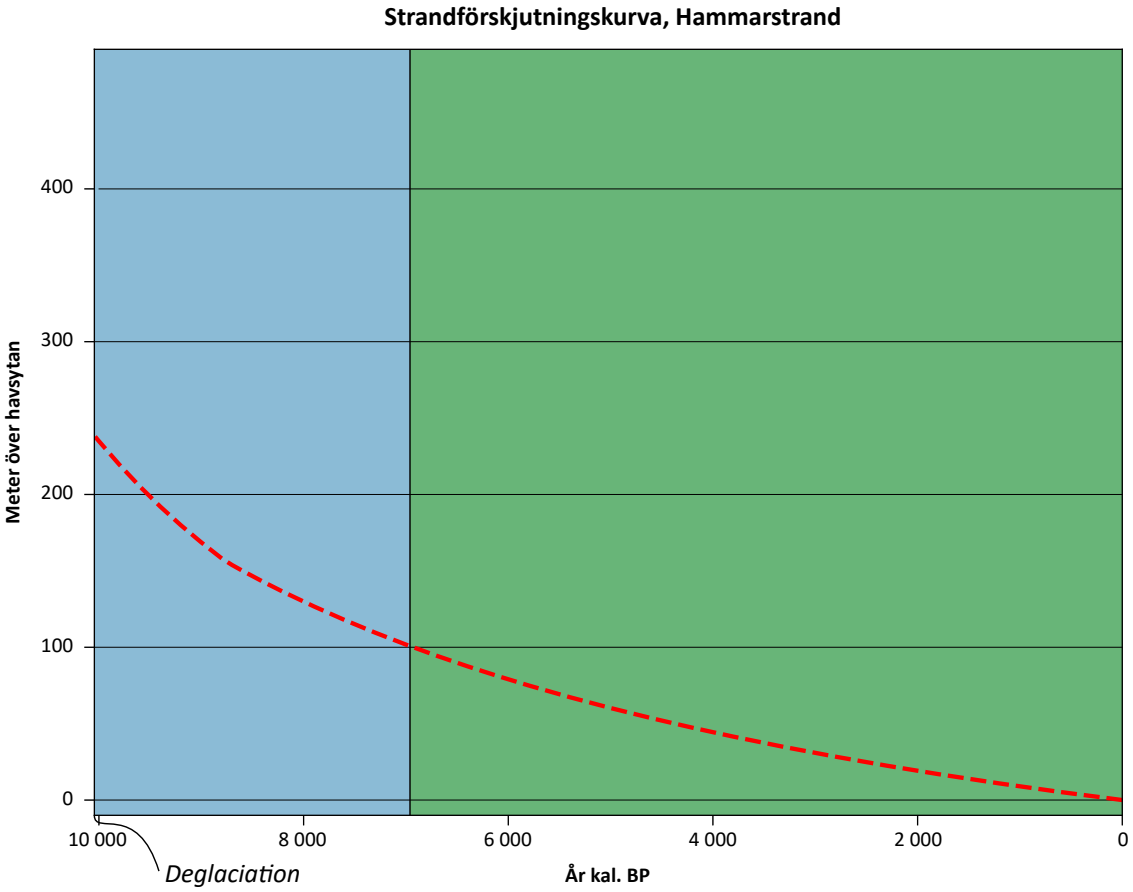
Mindre rullstensåsar finns också i Indalsälvens biflödens dalgångar, till exempel längs Mörtåns dalgång ost och nordost om Stugun. En del isälvssediment avsätts vid dräneringar av isdämda sjöar, dessa sediment kan till exempel vara *pending bars* (sv. ungefär stor dynform bildad i kraftigt flödande vatten) med grovt grus och sten som finns i Indalsälvens dalgång omkring Stugun där sista tappningen av Centraljämtska issjön även eroderat moränen så att stora områden består nästan uteslutande av block och framspolade hällar. En mycket grov isälvsavlagring deponerades under en dräneringshändelse längs Äcklingsåns dalgång norr om Stugun, dess fortsättning längs Mörtån har avsatt grus och sand som där omger den tidigare avsatta subglaciala avlagringen.

Magnus Huss (kallad ”Vild-Hussen”) var en köpman som 1793 tog på sig arbetet att bygga en kanal förbi den dåvarande Storforsen för att förenkla flottningen av timmer. Detta skulle ske genom att gräva igenom en siltavlagring, men som på grund av siltens egenskaper var lätteroderad. Den 6 juni 1796 bröt därför dåvarande Ragundasjön igenom siltavlagringen i och med erosion av sedimenten. Detta ledde till att sjön tömdes på endast fyra timmar. Storforsen torrlades och kom i stället att kallas Döda fallet.

3.23.3 Issjö- och sjösediment

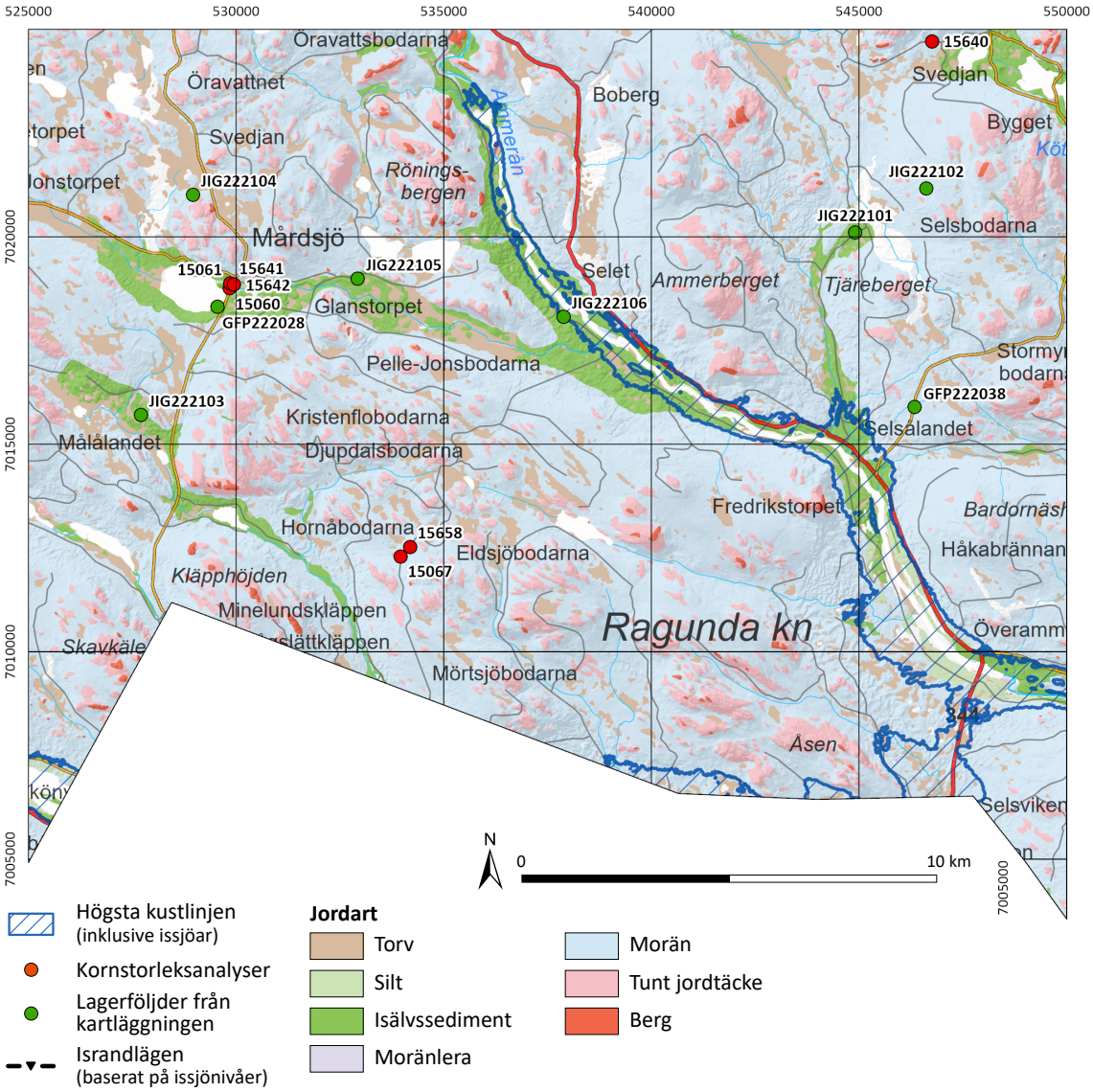
Dalgångsbotten ligger under den högsta kustlinjen och är till stor del täckt av finkorniga sediment som avsatts i Bottenviken under tiden för Ancylussjön. På kartan ligger det mycket finkorniga sediment i den östra delen av området vid Hammarstrand både över och under nivån av den gamla Ragundasjön vars strandlinje har markerats i kartan. Längs den gamla Ragundasjöns stränder syns flera stora skred i finkornig jord, dessa skred bildades troligen vid den katastrofala tappningen av Ragundasjön.

Betydande delar av de lägre delarna av delområdet, oftast i nära anslutning till Indalsälven, är beläget under högsta kustlinjen (fig. 96). Den högsta nivån av högsta kustlinjen, alltså Ancylussjöns nivå, var någonstans kring 240 m över nuvarande havsnivå och landhöjningen gjorde att området låg helt över havsnivån någon gång kring 7 000 år före nutid, se strandförskjutningskurvan (fig. 100).



Figur 100. Strandförskjutningskurva (röd) över delområdet från SGU:s strandförskjutningsmodell (Påsse & Daniels 2015). Blå bakgrund visar den period som delområdet i någon del låg under havsnivån. Grön bakgrund visar den period som hela området rest sig över havsnivån.

3.24 Stugun, 70 5 00 SO



Figur 101. Förenklad jordartskarta över delområdet. Högsta kustlinjen inklusive de högsta nivåerna som dämda issjöar nådde under deglaciationen markeras med streckad blå yta. Lägen för isdämningspositioner markeras med svarta linjer/trianglar. Positioner för kornstorleksanalyser och lagerföljder insamlade under detta kartläggningsarbete anges med röd respektive grön cirkel.

Delområdet Stugun ligger norr om Stugun, den södra gränsen löper strax norr om Mörtsjöarna. I öster sträcker sig området till Köttsjön och 5 km väster om Mårdsjö i väst. Delområdets areal är 431 km^2 och området ligger i Ragunda kommun, förutom en liten del i väster som tillhör Östersunds kommun. Området består till absolut övervägande del av skogsområden förutom kring byar, såsom Mårdsjö, där odlad mark förekommer. Ammerån skär rakt igenom delområdet och utgör den mest prominenta dalgången inom delområdet. De högsta höjdområdena i området är Storsvedjan (470 m ö.h.) söder om Mårdsjö och Storkälen (537 m ö.h.) i områdets nordöstra hörn. Deglaciationen i området skedde ungefär 10 100 år före nutid (4.1.2). Inom området finns, förutom större vägar, också en stor del skogsvägar. Flertalet av dessa väga har körts men i övrigt är kartläggningen i stort baserat på fjärranalys.

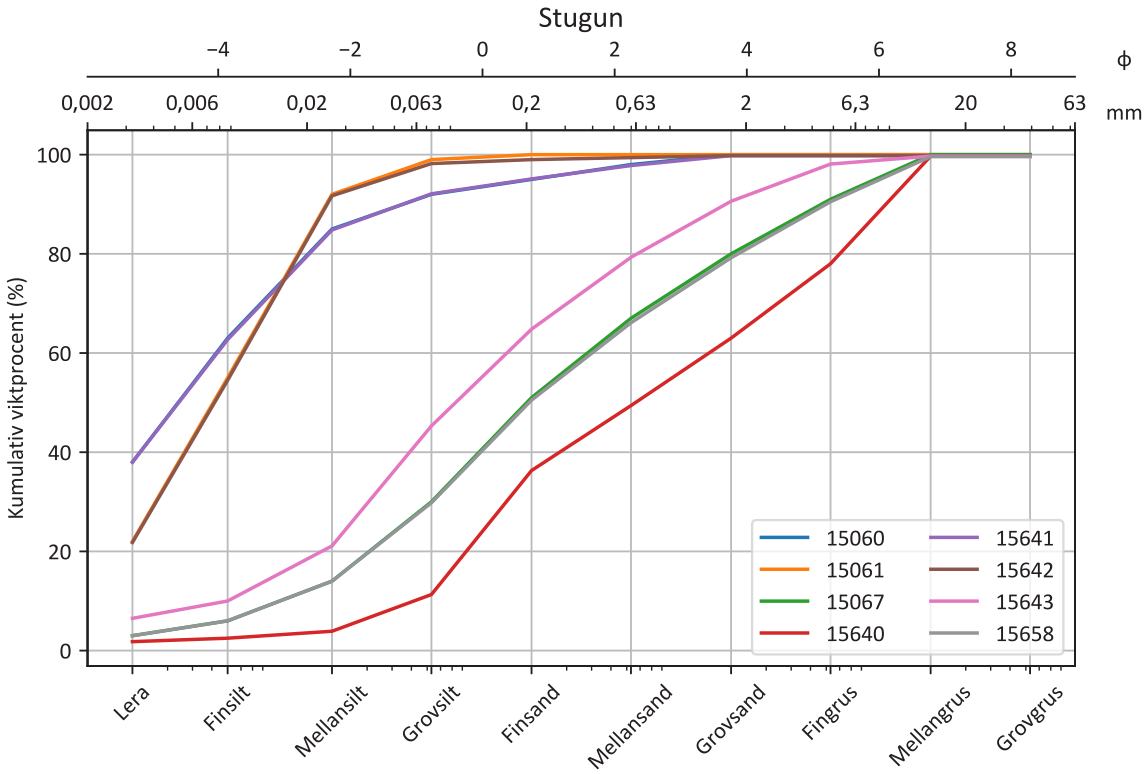
3.24.1 *Morän och moräntäckta sediment*

Moränen i området är ofta sandig eller siltig-sandig. Detta skiljer sig markant från västligare områden och detta är med största sannolikhet kopplat till berggrunden. Berggrunden inom delområdet är urberg, såsom granit, vilket ger en grovkornigare morän. Detta stämmer väl överens med den kornstorleksdata som finns i SGU:s databaser förutom ett prov vid Mårdsjö som visar på moränlera (fig. 102).

Det finns således endast en begränsad mängd lerig morän i dagen, ett område kring Mårdsjö och på en del av höjdområdet på Kläpphöjden, söder om Hornsjön. Den leriga moränen på Kläpphöjden avviker från omgivande sandig eller sandig-siltig morän. Ställvis under kartläggningen i Jämtlands län har lerig morän återfunnits längre ned i stratigrafin. Denna undre morän torde således koppla till en isrörelse som rört sig över en berggrund som genererar en finkornig morän, såsom skiffern kring Östersund eller fjällbergarterna i allmänhet (4.1.3). En möjlig förklaring till att den leriga moränen syns i dagen just på en höjd skulle kunna vara att depositionen av ny morän har varit mindre effektiv där, möjligen på grund av en mindre erosiv is i och med bottenfrusna förhållanden i höjdområdena.

Områden med moräntäckta sorterade sediment är förhållandevis vanliga i området. Tydliga lokaler har noterats under kartläggningen på tre platser (fig. 103). Den geomorfologiska bilden ger också signaler om eventuella moräntäckta sorterade sediment. Detta är tydligt kring Mårdsjön och österut mot Ammerån samt vid Målålandet, söder om Mårdsjö, och här har djuplager kartlagts med isälvssediment under morän.

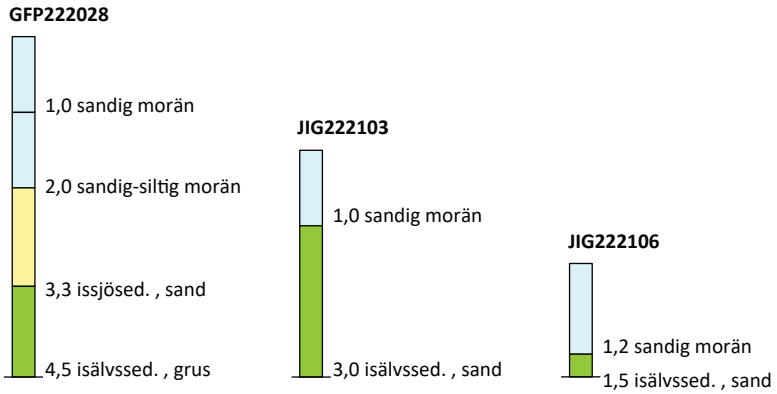
Tydligast är stratigrafin vid Risholmen, i den sydöstra delen av Mårdsjö (GFP222028 i figur 103 och figur 104).



Figur 102. Kornstorleksanalyser utförda på prov från delområdet. Proverna anges med ett 5-siffrigt löpnummer från SGU:s kornstorleksdatabas. Lokalernas position syns som en röd cirkel i översiktskartan för området. Notera att 15061 och 15642 ej är moränprover och 15641 är en moränlera.

Vid Risholmen överlagrar en sandig-siltig morän silt som på djupet övergår till sand. Gränsen mellan underliggande silt och överliggande morän är tydligt erosiv, ställvis förekommer också deformation i form av veckning som syns tydligt i siltens laminering (fig. 104). I fältanteckningarna från länskarteringen (Lundqvist, J. 1969a) beskrivs en svart morän vid Mårdsjö, men baserat på anteckningarna är det svårt att tolka dess stratigrafiska position.

Moräntäckta sediment har också noterats vid Mickelsontorpet (JIG222103 i figur 103), öster om Målålandstjärnarna, och vid Lindströmtorpet (JIG222106 i figur 103), längs Ammeråns sydliga strand i höjd med Selet.



Figur 103. Lagerföljder med moräntäckta sorterade sediment inom delområdet Stugun.



Figur 104. Gränsen mellan underliggande sand/silt och morän. Observera veckningarna i de sorterade sedimenten. Foto: Gustaf Peterson Becher.

3.24.2 Isälvsmaterial

Isälvsmaterial förekommer företrädelsevis längs dalgångarna. Längs Ammerån finns de största avlagringarna inom delområdet. Vid Selet blir en rullstensås synlig, norr om detta består sedimenten mestadels av mer distalt avsatta isälvssediment. Åsryggen går sedan att följa längs åns norra sida ned till Selsålandet, förutom sydost om Långstrandberget där en meanderbåge har brutit igenom där Gulån ansluter till Ammerån. Genom Gulåns dalgång löper också en åsrygg vilken ansluter till ryggen vid Ammerån, vilken blir som mäktigast på åns östra sida. Nedströms syns ingen åsrygg förrän vid Överammer, där en mycket tydlig åsrygg har bildats på åns norra sida. En rullstensås är tydlig sydväst om Mårdsjön och går sedan att följa bort mot Västra Röningssjön. Isälvsavlagringen är ställvis tydligt ryggformad och i de östra delarna mestadels som en erosionsform. I detta område förekommer också moräntäckta sorterade sediment, troligen är det därför minst två generationer av isälvssediment. Om dessa har kontakt är svårt att uttala sig om. Ytterligare söderut, längs Hornsjön och Hornåns dalgång är stora delar av dalbottnen täckt av isälvsmaterial. Här finns dock ingen tydlig åsrygg utan sedimenten kan snarast beskrivas som en form av sandur och i dalgångens västra del förekommer ett flertal dödisgropar.

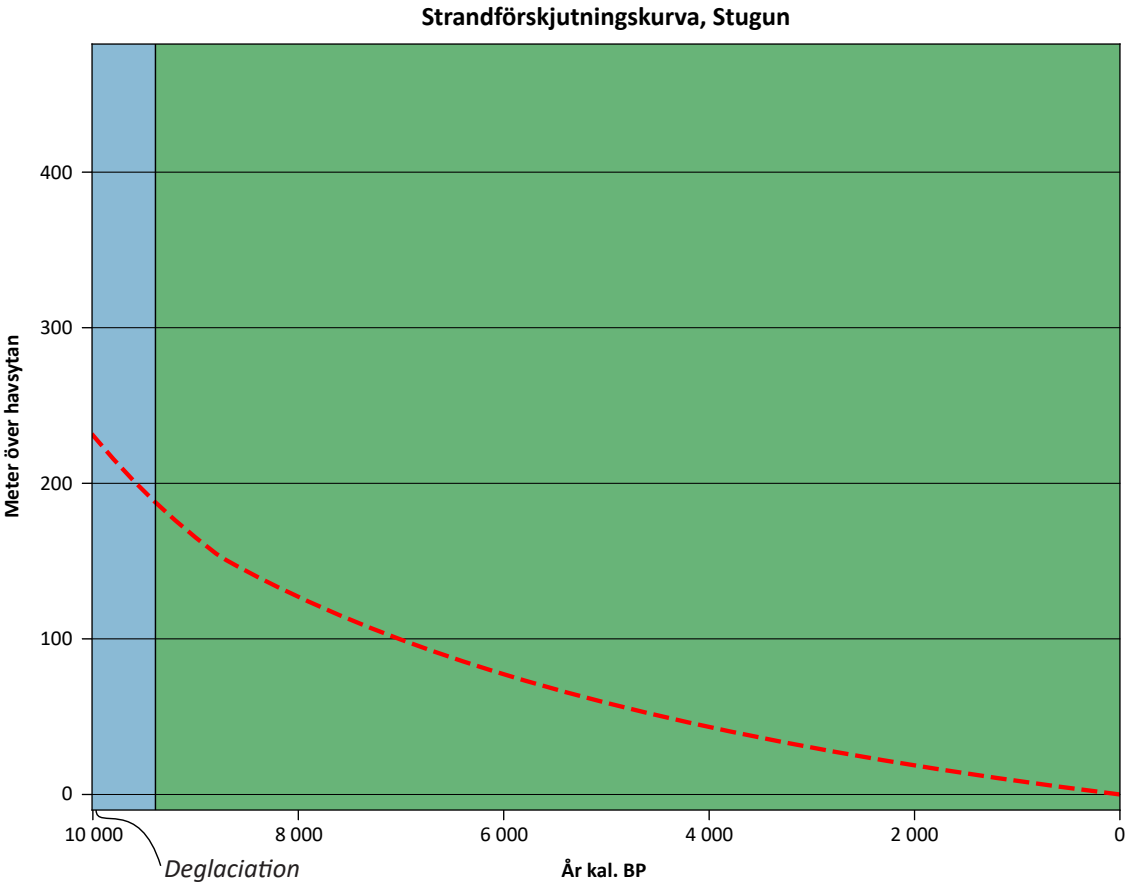
I övrigt förekommer mindre isälvsavlagringar längs Äcklingsån och vid Västersjön i delområdets nordöstra del. Här finns också förekomster av moräntäckta sorterade sediment, vilket beskrivs ytterligare i delområdet österut.

3.24.3 Issjö- och sjösediment

Finkorniga sorterade sediment förekommer i princip endast längs Ammeråns dalgång, förutom en observation av issjösediment vid Mårdsjö. Sedimenten vid Mårdsjö kan troligtvis kopplas till mindre issjöar som dämts under endast en kort period framför den retirerande inlandsisen. Området finns markerat som en liten kortvarig issjö på en översiktskarta publicerad i samband med länskarteringen (Lundqvist, J. 1969a). Övriga finkorniga sediment kan kopplas till en avsättning i Ancylussjön, en sjö som existerade i Östersjöbassängen mellan ungefär 10700 och 9 800 år sedan (Wohlfarth m.fl. 2007). Stora delar av Ammeråns dalgång har varit täckt av Ancylussjön. Två nya lokaler som visar högsta kustlinjens nivå har noterats i området under kartläggningen (5.3), vid Selet (231 m ö.h.) och vid Gullåns mynning ut i Ammerån (230 m ö.h.). Selet är möjligen bildat som ett sandur medan den senare ser ut att vara bildat som ett delta ut i Ancylussjön av vatten längs Gullåns dalgång.

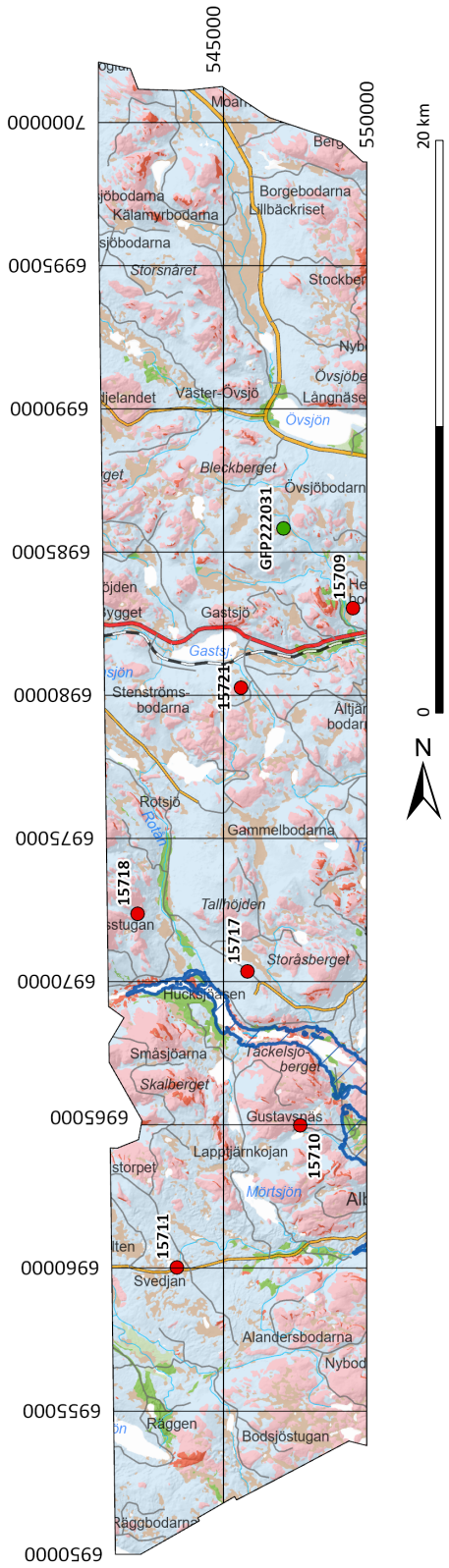
Endast en liten del av delområdet har legat under högsta kustlinjen. Högsta kustlinjen var som högst, kring 230 m ö.h. strax efter deglaciationen och hela delområdet låg över havsnivån för 9 500 år sedan ungefär (fig. 105).

Trots att stora delar av Ammeråns dalgång varit täckt av Ancylussjön, om än under en kort tid, har finkorniga sediment endast avlagrats ställvis, såsom vid Överammer och längs dalgången mot nordost, speciellt på östra sidan.



Figur 105. Strandförskjutningskurva (röd) över delområdet från SGU:s strandförskjutningsmodell (Påsse & Daniels 2015). Blå bakgrund visar den period som delområdet i någon del låg under havsnivån. Grön bakgrund visar den period som hela området rest sig över havsnivån.

3.25 Gastsjö



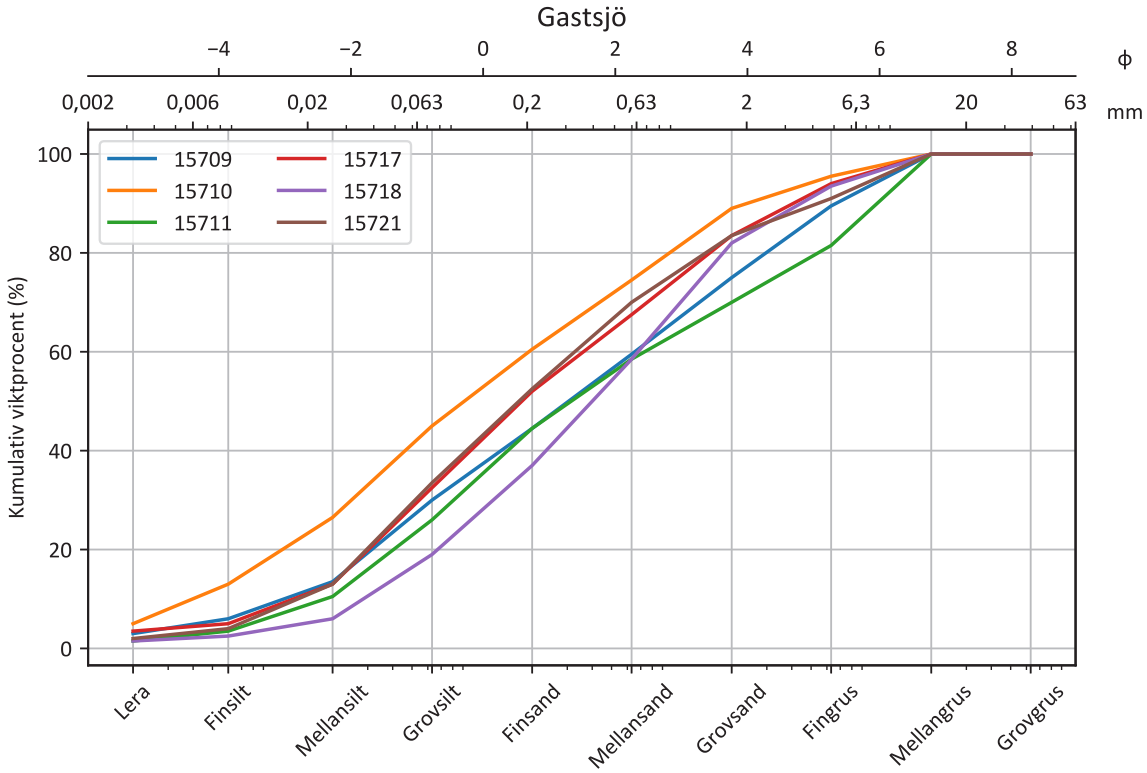
Figur 106. Förenklad jordartskarta över delområdet. Högsta kustlinjen inklusive de högsta nivåerna som dämda issjöar nådde under deglaciationen markeras med streckad blå yta. Lägen för isdämningspositioner markeras med svarta linjer/trianglar. Positioner för kornstorleksanalyser och lagerföljder insamlade under detta kartläggningsarbete anges med röd respektive grön cirkel.

Delområdet Gastsjö ligger mellan delområdena Håsjö och Sörbygden i öster samt äldre regionalkartor i väster. I söder gränsar området mot Västernorrlands län och vid Gesundens södra strand i norr. Området har en areal på 440 km^2 och de allra nordligaste delarna ligger i Ragunda kommun. Resterande delar ligger i Bräcke kommun. Delområdet uppvisar en relativt stor relief, dalbottnarna ligger ofta kring 200 m ö.h. medan de högre bergen i området når över 500 m ö.h. Den högsta punkten i norra delen av delområdet är Bleckberget (531 m ö.h.) och i södra delen Storåsberget (495 m ö.h.). I princip hela området täcks av skogsmark, förutom mindre ytor kring Gastsjön och Övsjön där områden med odlad mark förekommer. Deglaciationen i området skedde någon gång mellan 10 200 och 10 100 år före nutid (4.1.2). Området har ett relativt sparsamt vägnät vilket påverkat möjligheten till fältarbete.

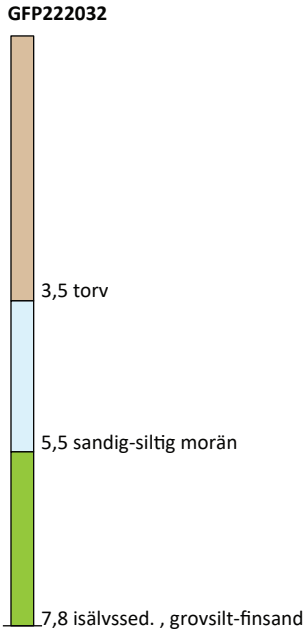
3.25.1 Morän och moräntäckta sediment

Moränen inom området är relativt grovkornig, speciellt i jämförelse med moränerna i västra Jämtlands län. Moränen är oftast av sandig typ vilket också syns i SGU:s databas över kornstorleksanalyser (fig. 107). Moränens grovkornighet är troligtvis direkt kopplad till berggrunden som i delområdet är av urberg, såsom graniter, vilket ofta ger en sandig morän. En kornstorleksanalys visar på en lerig morän, på en höjd vid Täckelsjöberget, väster om Gustavsnäs. Denna förekomst kan jämföras med en lokal på delområdet Stugun (3.24.1) och kan eventuellt kopplas till en inlandsis som varit mindre aktiv. Detta skulle i så fall innebära att det ställvis skulle kunna förekomma lerig morän, från en äldre is med ostlig isrörelse, under den sandiga. I den norra delen av området i dalgången mellan Borglunda och Övsjön är moränen blockfattig och det finns flera tecken på skred eller jordflytning i moränen som också uppvisar en något siltigare kornstorlek. Eventuellt skulle det kunna förekomma en finkornigare morän på djupet.

I området har under kartläggningsarbetet små områden med moräntäckta sorterade finsandiga sediment noterats längs södra kanten av Rotsjön, det finns också en lagerföljd



Figur 107. Kornstorleksanalyser utförda på prov från delområdet. Proverna anges med ett 5-siffrigt löpnummer från SGU:s kornstorleksdatabas. Lokalernas position syns som en röd cirkel i översiktskartan för området.



Figur 108. Lagerföljd med moräntäckta sorterade sediment strax utanför delområdet Gastsjö

från externa källor inlagrad i SGU:s databaser (BMW229273) vid Övsjön som visar en undre morän överlagrad av finsand och överst en ytterligare morän. Liknande lagerföljder finns också beskrivna vid Dockmyr (BMW229262 och BMW229261), strax väster om delområdet. Genom området mellan Övsjön och Gastsjö löper en zon med veikiliknande landformer som tolkats vara ett randläge bildat under en äldre glaciation (4.1.1.2). Detta randläge sträcker sig genom delområdets norra del. Bland dessa landformer finns förutom moränryggar också dödisgropar. Borrningar i en av dessa har gjorts vid Krokflobrännan, precis väster om delområdet (fig. 108), vilken uppvisar moräntäckta sorterade sediment. Denna lagerföljd stärker således tolkningen att randläget skulle tillhöra en äldre inlandsis. Söder om detta område finns en zon mellan Gastjö och Gimån med siltig sandig blockfattig morän som uppvisar en del ryggformer på ömse sidor om Rotåns dalgång som ej har studerats mer ingående. Möjligen är de avsatta i samband med de med Veikimorän-associerade områdena och israndläget som nämns ovan. Söder om Gimån vidtar stora områden med ribbmorän som sannolikt består av grusig och sandig morän, eventuellt med skiktningar av sorterad sand och grus.

3.25.2 Isälvsmaterial

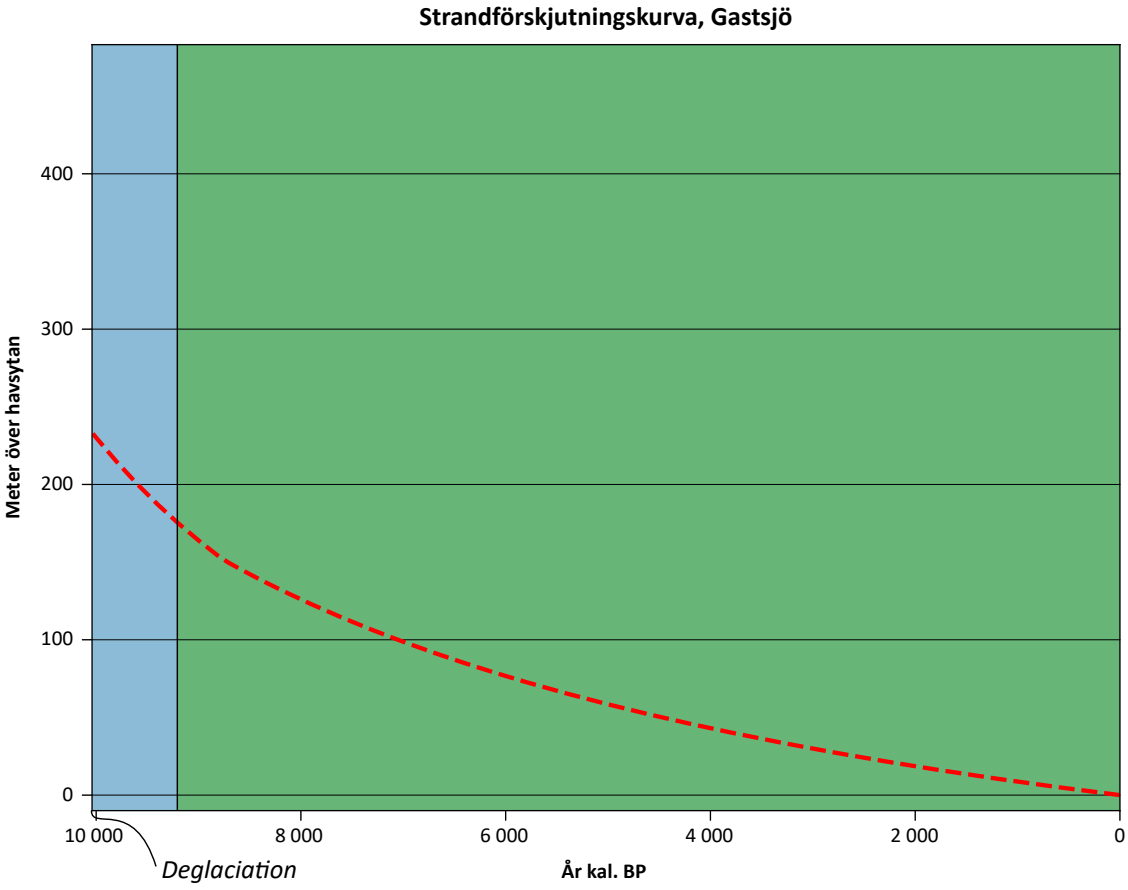
Isälvsmaterial förkommer på flera platser i delområdet, mestadels i dalbottnarna. Längs Flärkdalen och vid Övsjöns västra del har isälvar eroderat och deponerat material, troligen är detta avsatt i älvar framför isen och mäktigheten i dessa sediment är således förhållandevis liten. Flera av isälvsavlagringarna i området har troligen en liknande bildning och är snarare kopplade till isälvar framför inlandsisen än typiska rullstensåsar. Detta är till exempel tydligt i områdets östra del, längs Gastsjöån, söder om Åsberget. Här har isälvar ömsom eroderat och deponerat material. Erosionen syns tydligt i en ränna som eroderats ned till berget vid Tattarbäcken, söder om Åsberget. En åtminstone delvis subglacial ås med mycket grovt grusigt material har avsatts längs Rotåns dalgång, varvat med sediment som avsatts framför isen. I de norra delarna förekommer fläckar med moräntäckta sediment varför tidsställningen på denna del av isälvsavlagringen är oklar.

Längs Gimåns dalgång förekommer stora ytor med mycket grovt isälvsmaterial och frispolade ytor med nästan enbart block. Dessa sediment är troligtvis inte bildade under inlandsisen,

såsom rullstensåsar, eller precis framför inlandsisen. Snarare är de sannolikt bildade som sediment avsatta under den tappning av Centraljämtska issjön som nyttjade Gimåns dalgång (Vattenmassorna flyttade och omformade sediment till stor grad och landformerna i dalgången är präglade av detta skeende. Till exempel bildades stora sedimentdyner (eng. *pending bar*) under tappningen. Ett sådant exempel finns vid Abborselmon. Abborselmon har tidigare tolkats som ett delta bildat vid högsta kustlinjen, vilket har påverkat modelleringen av högsta kustlinjen i området. I den nya modellen över högsta kustlinjen är därför denna lokal ej med i modelleringen (5.3).

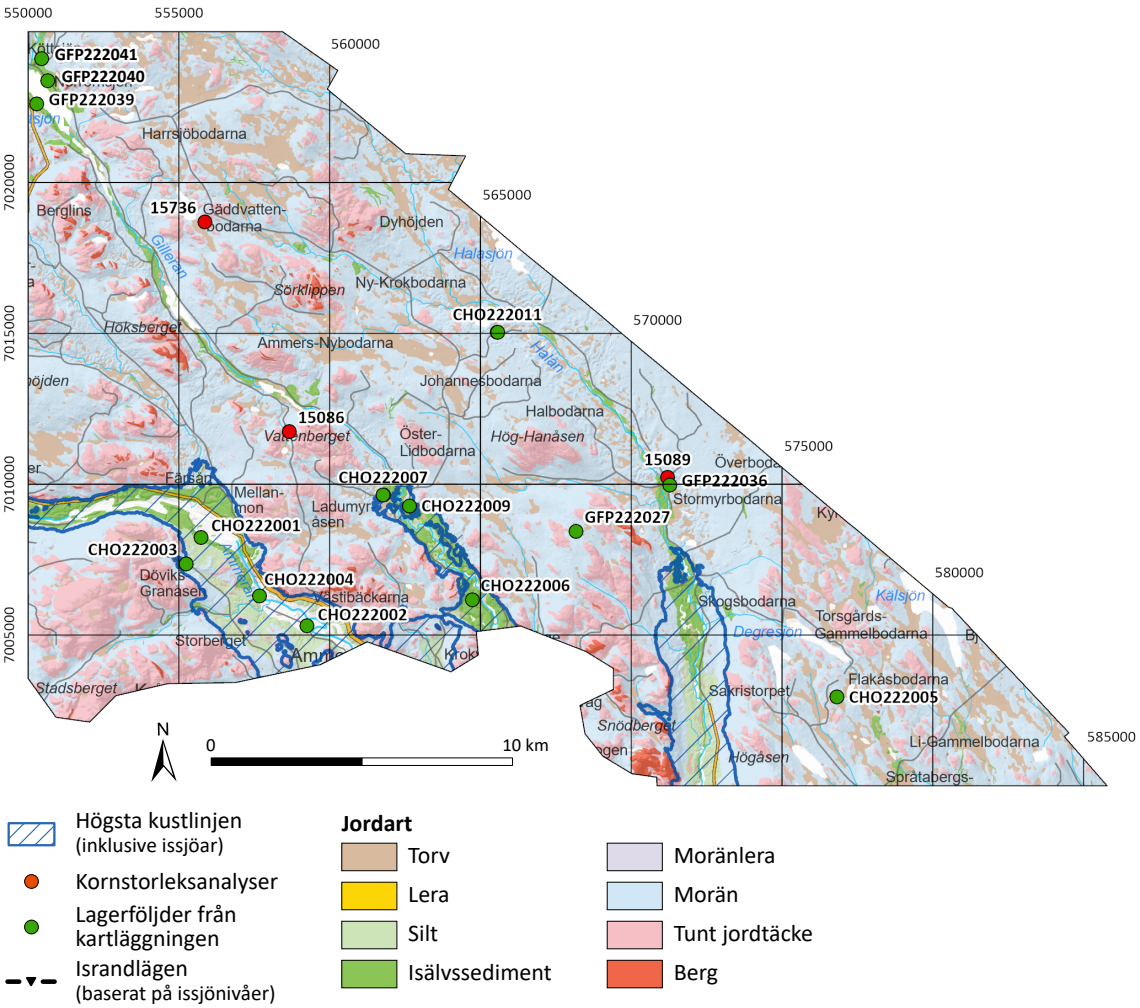
3.25.3 Issjö- och sjösediment

Endast en liten del av delområdet ligger under högsta kustlinjen, detta medför att endast väldigt lite av området har haft förutsättningar för avsättning av finkorniga sediment. Sydost om Gråssjön, mellan Räggån och Övån, förekommer finkorniga sorterade finsandiga och siltiga sediment. Dessa sediment ligger ovanför högsta kustlinjen och är sannolikt avsatta i en mindre issjö. Lundqvist (1969a) föreslår en mycket liten isdämd sjö i området, kallad Sännåissjöarna. Likaså förekommer ett mindre område med finkorniga sorterade sediment sydost om Övsjön. Också dessa förklaras enklast som avsatta i en mindre issjö. Lundqvist (1969a) tolkar dalgången som en vik in från den så kallade Håsjö-issjön. Nivån för högsta kustlinjen i området ligger på drygt 240 m ö.h. och de delar som täcktes av vatten reste sig snabbt ur havet och för drygt 9 000 år sedan var hela delområdet ovanför havsytan (fig. 109).



Figur 109. Strandförskjutningskurva (röd) över delområdet från SGU:s strandförskjutningsmodell (Påsse & Daniels 2015). Blå bakgrund visar den period som delområdet i någon del låg under havsnivån. Grön bakgrund visar den period som hela området rest sig över havsnivån.

3.26 Krångede



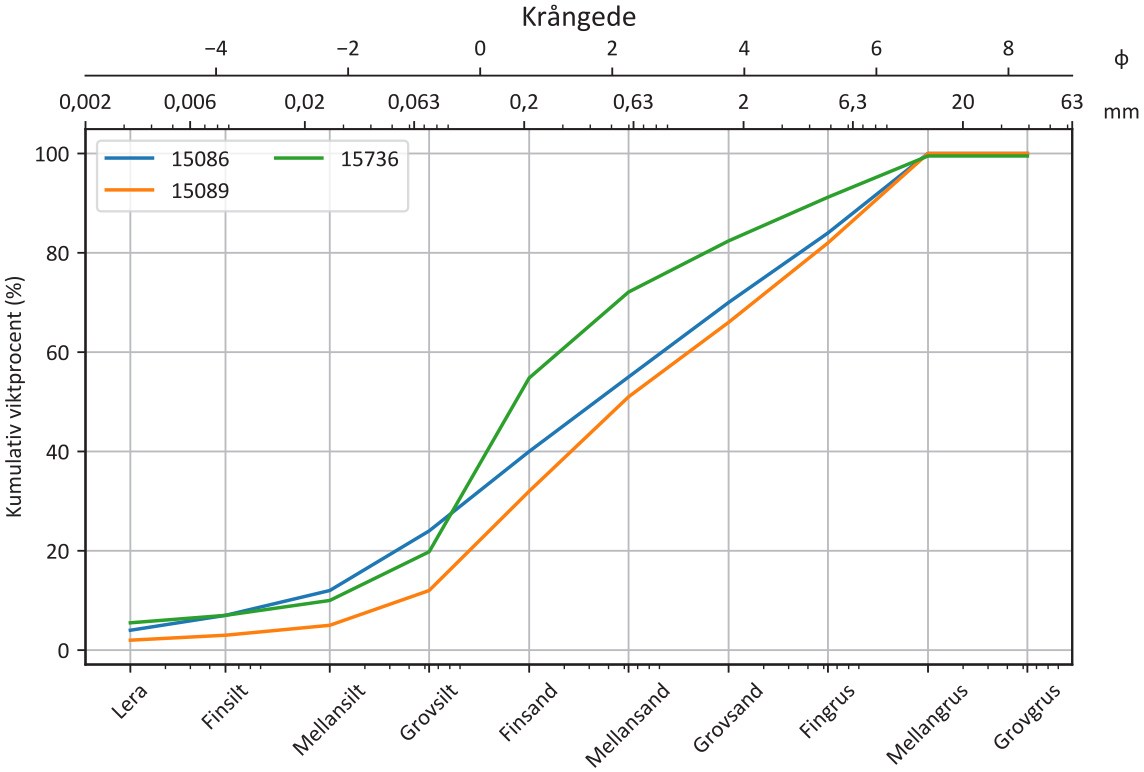
Figur 110. Förenklad jordartskarta över delområdet. Högsta kustlinjen inklusive de högsta nivåerna som dämda issjöar nådde under deglaciationen markeras med streckad blå yta. Lägen för isdämningspositioner markeras med svarta linjer/trianglar. Positioner för kornstorleksanalyser och lagerföljder insamlade under detta kartläggningsarbete anges med röd respektive grön cirkel.

Den nordöstra delen av delområdet Krångede följer länsgränsen. Den västra gränsen går igenom Köttsjön i norr och ned mot Stadsberget vid Gesundens östradel. I syd följer gränsen ungefär höjdområdena kring Indalsälvens norra del. Krångede ligger i Ragunda kommun och täcker 490 km^2. Topografin präglas av tre dalgångar som alla ansluter till Indalsälven i söder: Ammerån, Gillerån och Halån. Högsta punkten är 445 m ö.h. på toppen av Stordalsberget i kartbladets sydvästra del och de lägre nivåerna är kring 130 m ö.h. Området är dominerat av skogsmark. Deglaciationen skedde någon gång mellan 10 200 och 10 100 år före nutid (4.1.2). Området har ett relativt heltäckande vägnät vilket påverkat möjligheten till fältarbete.

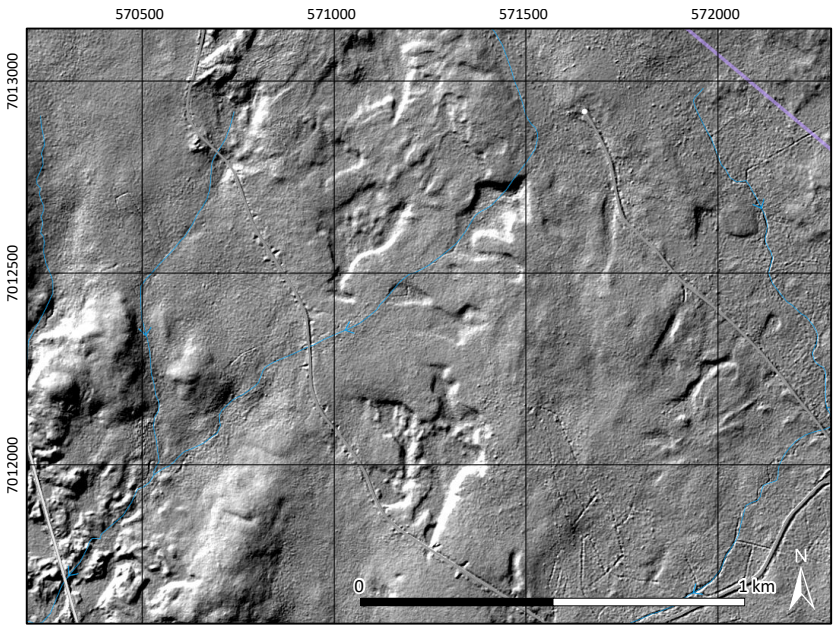
3.26.1 Morän och moräntäckta sediment

Moränen inom delområdet Krångede är sandig eller sandig-siltig, vilket sannolikt är direkt kopplat till den kristallina berggrunden. Detta återspeglas i de kornstorleksanalyser som finns i SGU:s databaser (fig. 111).

Submoräna sediment har observerats ställvis på kartbladet. Med stöd i geomorfologin tolkas delar av den nordvästra delen av delområdet bestå av sediment som överlagras av en yngre moränbädd, avsatt av en glaciäris med flödesriktning från nordväst. Korsande delområdet finns en zon som tolkas som ett israndläge, vilket består av flertalet negativa former eller gropar och längst i norr, mot länsgränsen mot Västernorrland, är de speciellt tydliga (fig. 112).

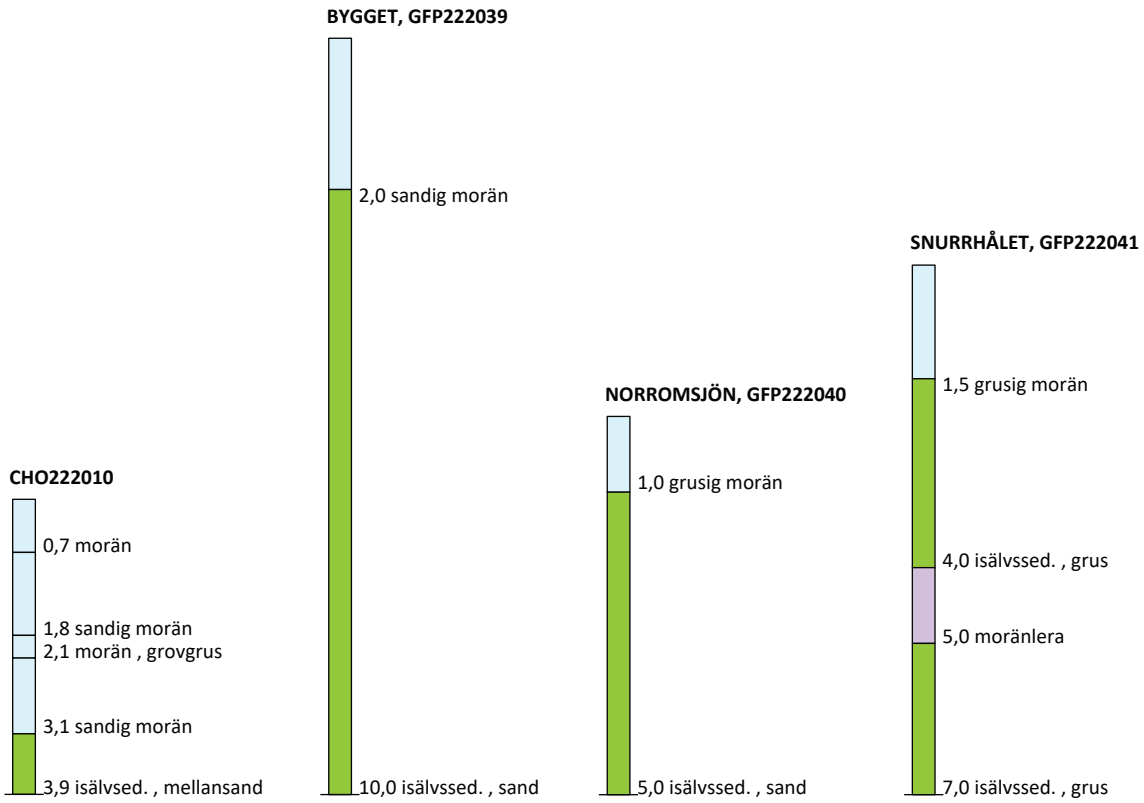


Figur 111. Kornstorleksanalyser utförda på prov från delområdet. Proverna anges med ett 5-siffrigt löpnummer från SGU:s kornstorleksdatabas. Lokalernas position syns som en röd cirkel i översiktskartan för området.



Figur 112. Typiskt exempel på de negativa former som utgör stora delar av randläget genom delområdet.

Figur 113 visar fyra observerade lagerföljder på kartbladet, som alla uppvisar sorterade sediment överlagrade av en morän. En lagerföljd är lokaliserad i ett område med Rogenmorän utmed Halåns dalgång. Moränen och underliggande sand är blottad i en skärning på läsidan av en moränrygg med block ovanpå (CHO22010 i figur 113). Lokalerna vid Bygget och Norromsjön har 2 m sandig morän, respektive 1 m grusig morän, som överlagrar isälvssand (GFP222039 respektive GFP222040 i figur 113). Dessa lokaler ligger sydväst respektive nordost om Köttsjön. En ytterligare lagerföljd vid Snurrhålet noterades i en aktiv grustäkt. 1,5 m grusig morän överlagrar 2,5 m isälvsgrus, som i sin tur överlagrar 1 m kompakt moränlera. Under detta finns isälvsgrus (GFP222041 i figur 113). Dessa lokaler sätts i ett större sammanhang i 4.1.3.2.2.



Figur 113. Lokaler med moräntäckta sediment och/eller dubbla moräner i Krångedeområdet. De tre högra lagerföljderna ligger alla vid Köttsjöns norra del.



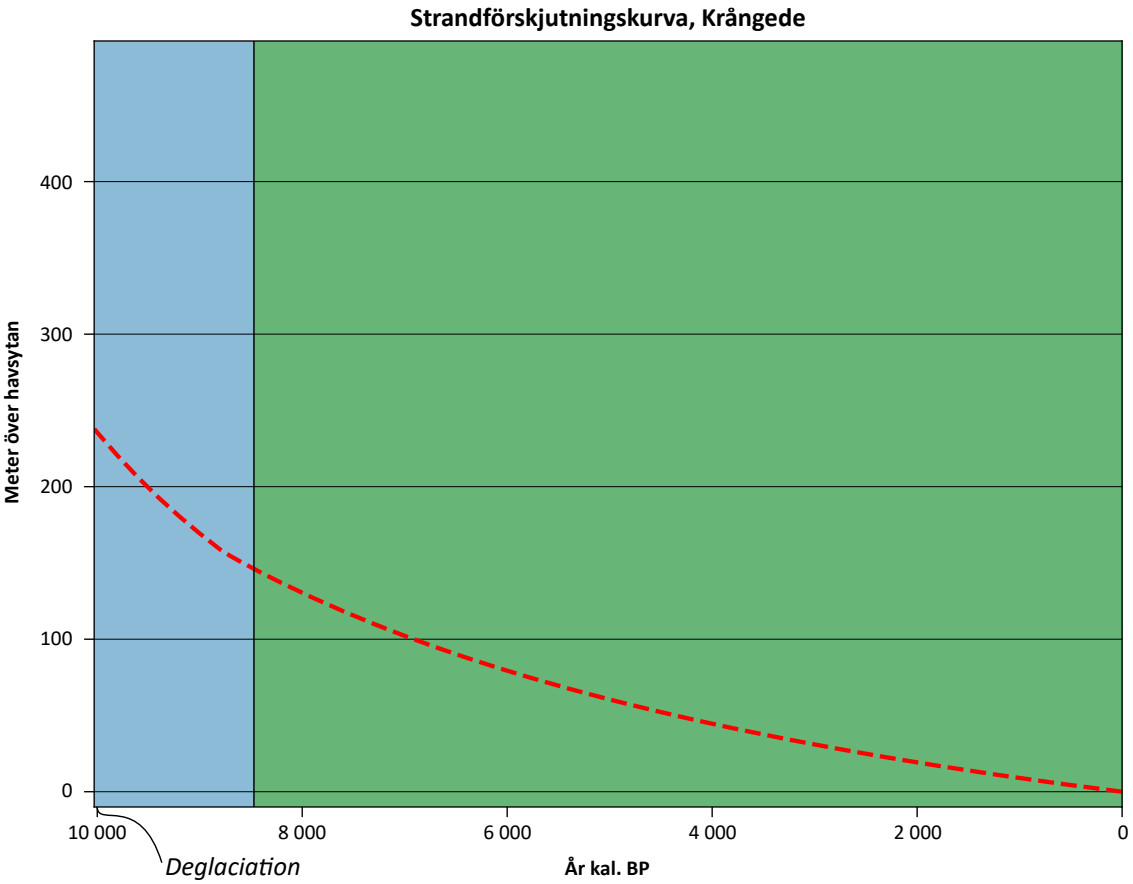
Figur 114. Fotografi av lagerföljd med moräntäckta mäktiga lager av isälvsmaterial (GFP222039). Gränsen mellan morän vid spadens spets. Foto: Henrik Mikko.

3.26.2 Isälvsmaterial

Sediment avsatta av glacialt smältvatten förekommer främst i de tre å-dalarna. Utmed Gilleråns dalgång kan en rullstensås följas i princip kontinuerligt över delområdet, från Köttsjön i norr till det område som täcktes av Ancylussjön vid isavsmältningen. Här breder i stället ytor av isälvssediment ut sig, framför allt sand, vilka avsatts och byggts upp till omkring åtida vattennivå. På ytorna förekommer ställvis dödisgropar. Nivåerna förändrar sig gradvis mellan 245 m ö.h. i norr och 220 m ö.h. i söder. Dessa deltaytor har sedan genomskurits av postglacial till nutida vattenerosion. Utmed Ammerån ser det liknande ut med deltaytor under högsta kustlinjen och en rullstensås från Färsån och vidare västerut in på delområdet Stugun. Mindre åsavsnitt förekommer utmed Halån samt i vissa höjdområden där subglaciala smältvattenstråk kan följas. I Halåns dalgång vid Dansarbacken har ett litet delta bildats vid högsta kustlinjen.

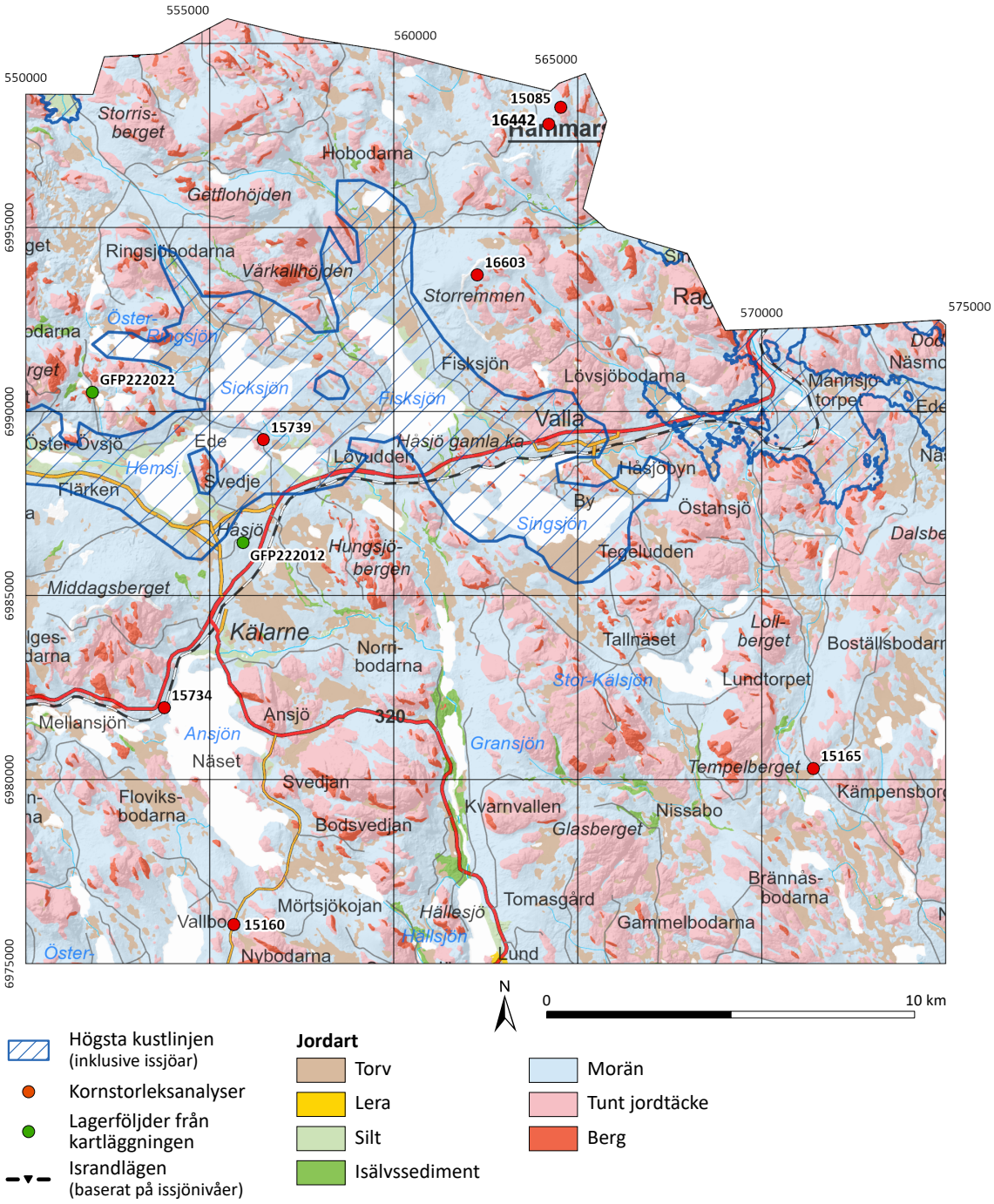
3.26.3 Issjö- och sjösediment

Inom delområdet förekommer finkorniga sediment i de nedre delarna av Ammeråns och Halåns dalgångar, mestadels som silt och till viss del också lera. Det är också dessa delar som varit täckta av vatten från Ancylussjön (fig. 110). Den nivå som utgör högsta kustlinjen i delområdet ligger på ungefär 240 m ö.h. (5.3). Landhöjningen fortsatte alltjämt efter deglaciationen men det dröjde till ungefär 8 500 år före nutid innan hela delområdet låg över havsnivån (fig. 115).



Figur 115. Strandförskjutningskurva (röd) över delområdet från SGU:s strandförskjutningsmodell (Påsse & Daniels 2015). Blå bakgrund visar den period som delområdet i någon del låg under havsnivån. Grön bakgrund visar den period som hela området rest sig över havsnivån.

3.27 Håsjö, 69 5 55 NV



Figur 116. Förenklad jordartskarta över delområdet. Högsta kustlinjen inklusive de högsta nivåerna som dämda issjöar nådde under deglaciationen markeras med streckad blå yta. Håsjöissjöns utbredning är här modifierad från Lundqvist (1969a). Lägen för isdämningspositioner markeras med svarta linjer/trianglar. Positioner för kornstorleksanalyser och lagerföljder insamlade under detta kartläggningsarbete anges med röd respektive grön cirkel.

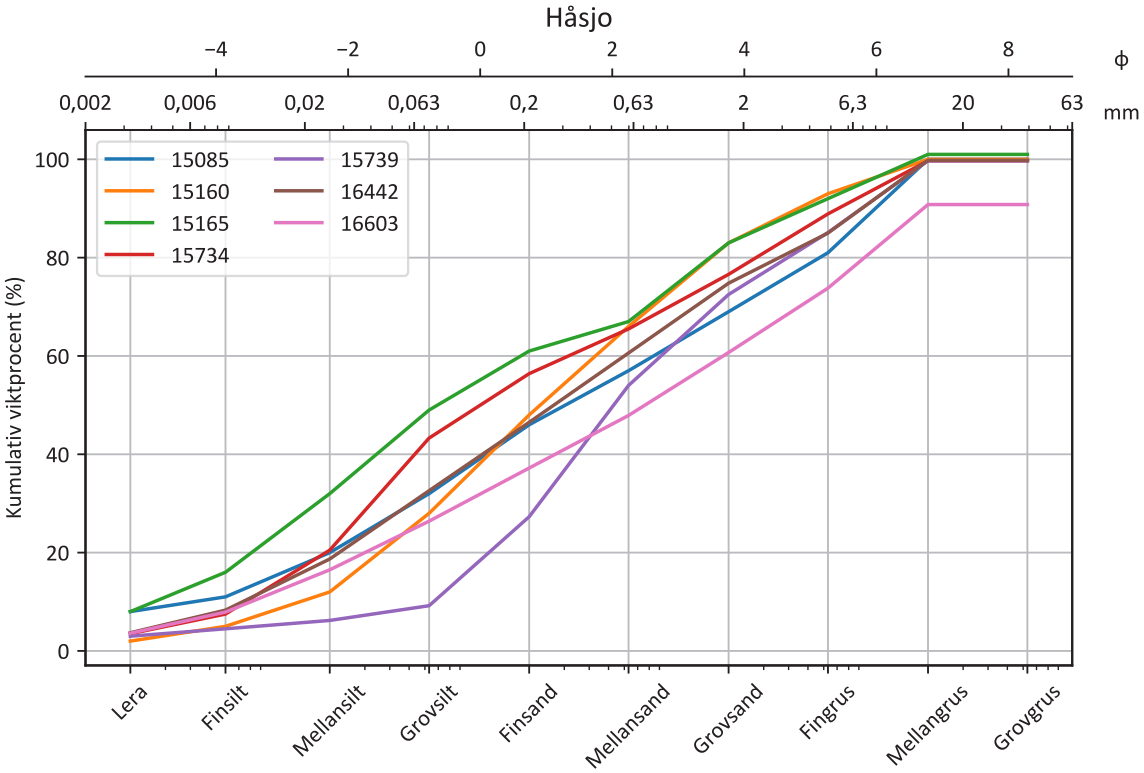
Delområdet Håsjö sträcker sig från Öster-Övsjö i väster och till Bispgården i öster (fig. 116). Den norra delen gränsar mot höjdområdena söder om Indalsälvens dalgång, ungefär i höjd med Hammarstrand. I söder avslutas området i den södra delen av Hällesjö. Delområdet är 490 km^2 och ligger i Ragunda kommun. Topografin är kuperad med flertalet större höjdområden, där vissa når en höjd ö.h. på mellan 400 och 500 m. Sjöarnas nivå ligger kring 300 m ö.h., eller något tiotal antal meter lägre. Berggrunden består av urberg, till största delen olika graniter och gnejser, ställvis genomskurna av diabas. Området består av skogsområden med mindre uppodlade ytor längs dalgångarna. Deglaciationen i kartområdet skedde mellan 10 200 och 10 100 år före nutid (4.1.2). Antalet vägar i området är relativt stort, vilket leder till bra möjligheter för ett effektivt fältarbete.

3.27.1 Morän och moräntäckta sediment

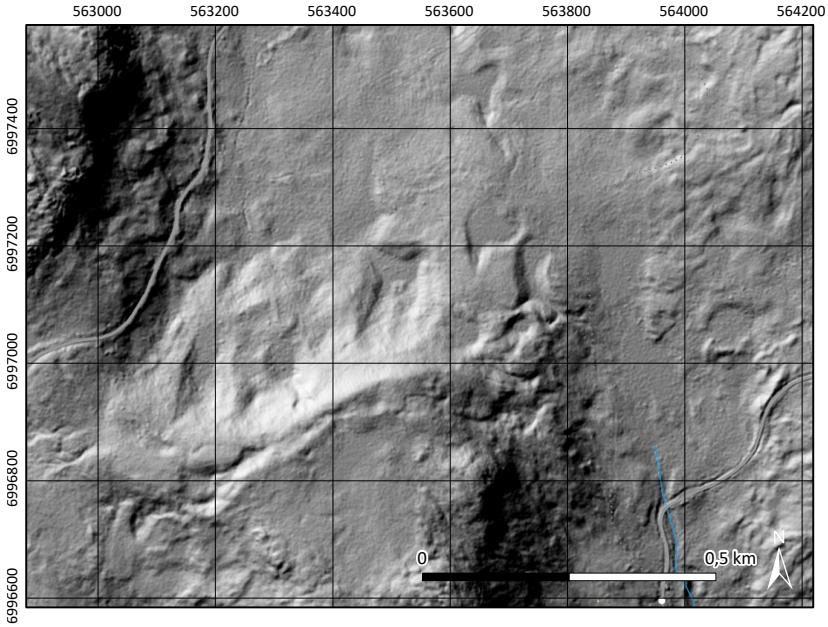
Området täcks till övervägande del av morän. Förutom stora områden med tunn eller osammanhängande morän i höjdområdena förekommer också morän i dalgångar och dess sluttningar (fig. 116). Moränen är ofta sandig eller sandig-siltig, vilket också är tydligt i SGU:s databas över kornstorleksanalyser (fig. 117).

Moränens yta är starkt varierande och till viss del ganska svårkartlagd. Mest anmärkningsvärt i området är en zon i områdets nordvästra halva, med en nordostlig–sydvästlig riktning. Denna zon består av flertalet negativa former eller gropar och ibland tydliga ryggar, eller iskontaktsluttningar (fig. 118).

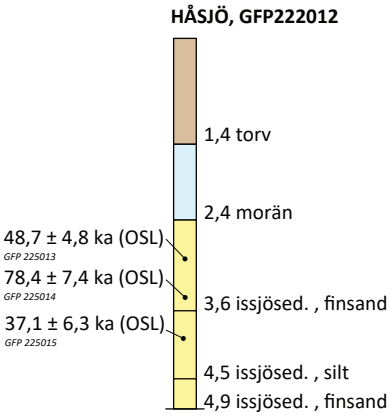
På många platser kan dessa kopplas till moränryggar och så kallad Veikimorän, särskilt tydligt nordväst om Svartkällberget och nära Jansmyrberget. Borrningar i en av dessa gropar, vid Håsjö, visar på finkorniga sediment överlagrade av morän (fig. 119). Detta indikerar en



Figur 117. Kornstorleksanalyser utförda på prov från delområdet. Proverna anges med ett 5-siffrigt löpnummer från SGU:s kornstorleksdatabas. Lokalernas position syns som en röd cirkel i översiktskartan för området.



Figur 118. Exempel på område med negativa former i anslutning till ryggform.



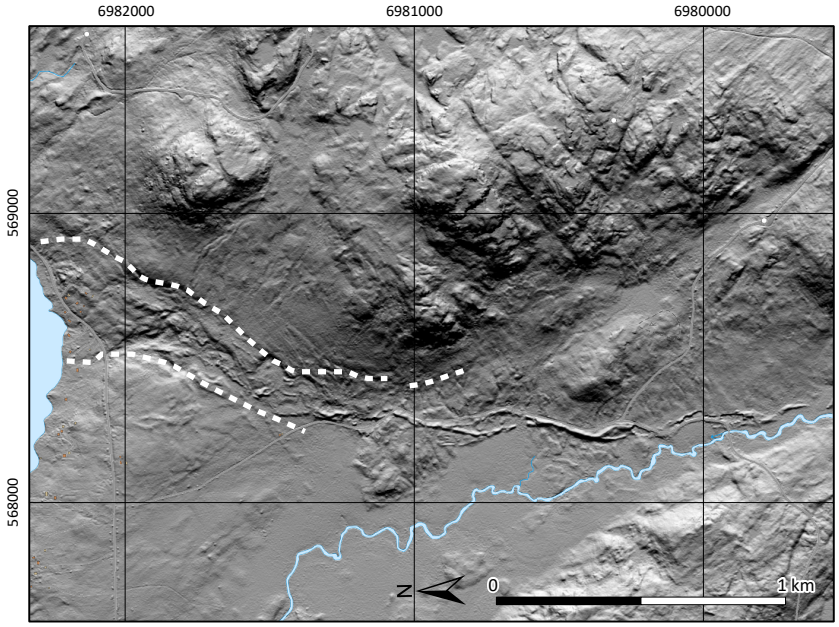
Figur 119. Lagerföljd med sorterade sediment som underlagrar morän. Daterade med OSL.

komplicerad geologisk historia. Dessa zoner finns också i närliggande kartblad och antas utgöra del av ett äldre randläge. Detta beskrivs och diskuteras i mer detalj i avsnitt 4.1.1.2. Längre sydost, vid Kälarne, beskriver J. Lundqvist (1967) en liknande lagerföljd. Den består av en övre sandig-siltig morän som underlagras av finkorniga sorterade sediment. Intressant att notera är att ett ytterligare underliggande lager beskrivs, antingen som en blå lera alternativt en blå lerig morän. Detta liknar till viss del lagerföljden vid Köttsjön i delområdet Krångede (GFP222021 i figur 113).

3.27.2 Isälvsmaterial

Inom delområdet finns flera isälvsavlagringar eller erosionsformer formade av isälvar. Centralt inom delområdet, från Hällesjö i syd till Fisksjön i nord löper en isälvsavlagring. Denna avlagring är som störst, i varje fall på ytan, vid Kvarnvallen och Gransjön. Längre norrut är den mindre och utvecklar ett litet men vackert åsnät vid Håsjö gamla kyrka, vid södra Fisksjön.

Det finns också två stråk av isälvsavsättningar eller isälvserosion som korsar den tidigare beskrivna nord–sydliga formationen. Dessa har en nordvästlig–sydostlig riktning och den tydligaste kan följas från Nissabo i sydost korsande Balsjön, vidare söder om Hungsjöbergen



Figur 120. Smältvattenkorridor (streckade linjer) övergår till rullstensås väster om Tempelberget, delområdet Håsjö. Observera att norr inte är upp i figuren.

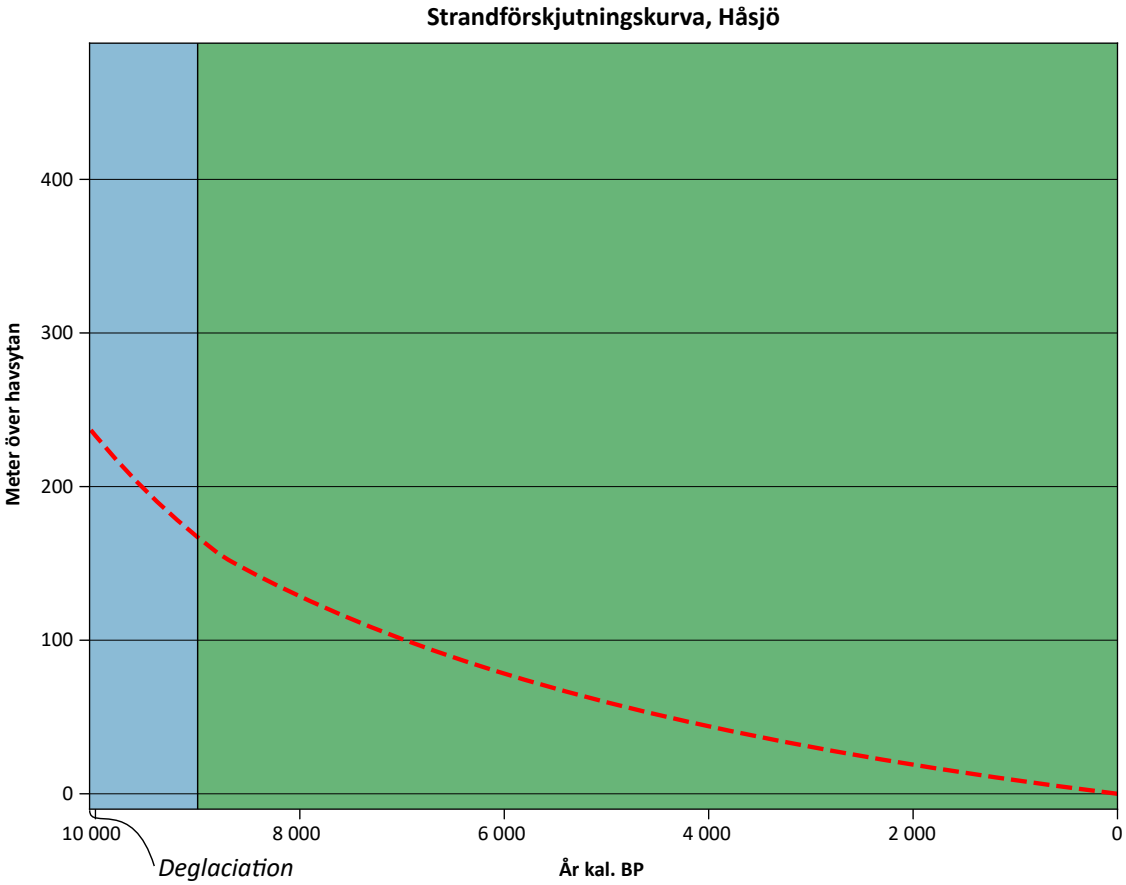
och sedan upp mot nordväst. I söder har möjligen ett liknande stråk bildats, vilket eventuellt går från Sunnansjön i syd upp mot Övsjön. Denna är dock inte möjlig att följa på samma vis som de ovanstående.

Förutom ovanstående förekommer mindre isälvsavlagringar på Tempelbergets västra sluttning i sydost och vid Nybodarna i nordost av kartbladet. Isälvsspåren vid Tempelberget är ett exempel på en smältvattenkorridor, som längre nedströms övergår till en rullstensås (fig. 120).

3.27.3 Issjö- och sjösediment

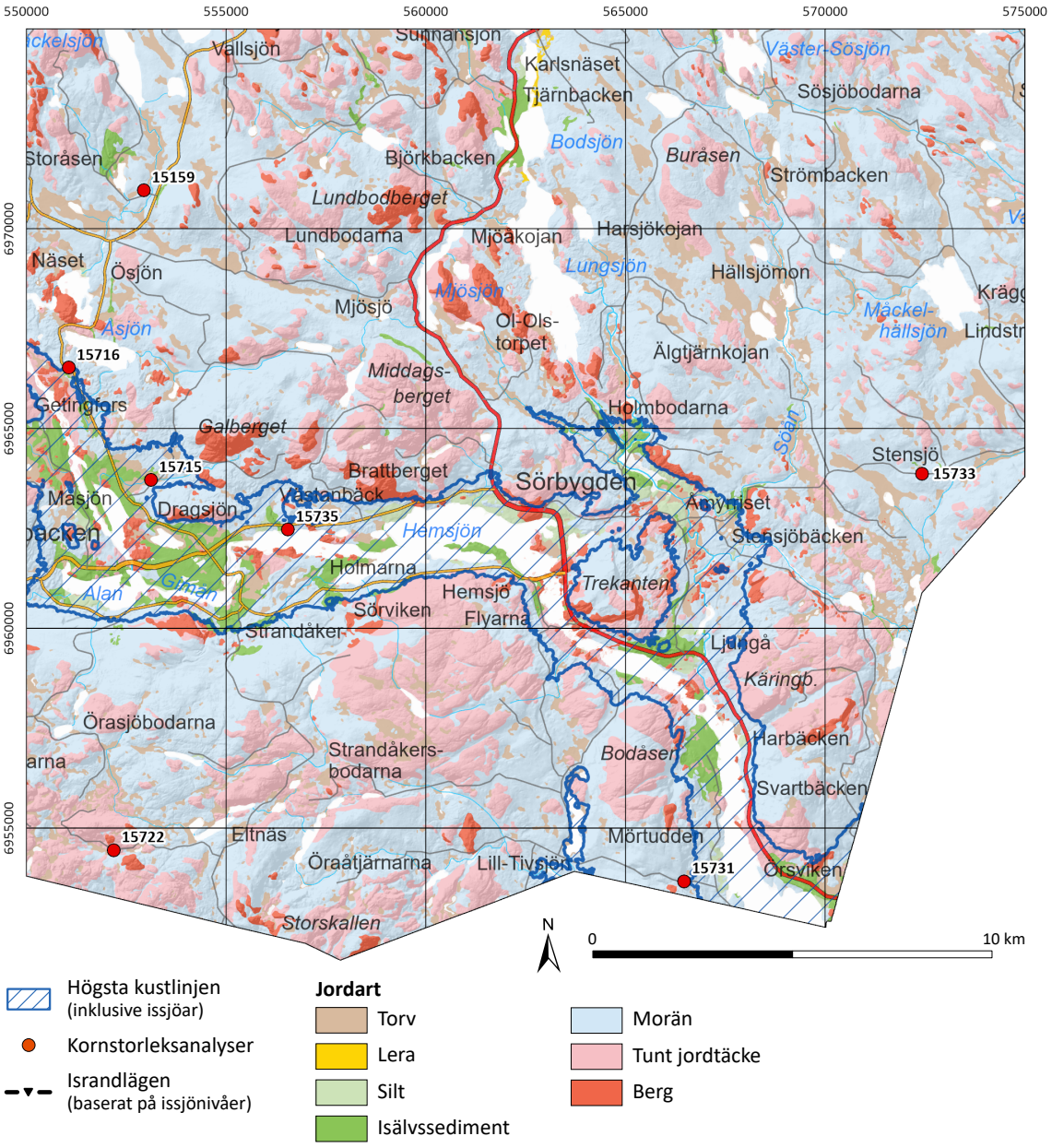
Området ligger över högsta kustlinjen vilket innebär att de finkorniga sorterade sediment som återfinns har bildats i mindre issjöar. Issjöarna i denna del av Jämtlands län, alltså på inlandsisens östra sida, var aldrig så stora som de områden som täcktes i västra Jämtlands län (den västra sidan av inlandsisen). Under kartläggningen noterades därför endast på ett fåtal platser betydande mängder issjösediment, såsom silt eller finsand. I nordvästra delen av delområdet, vid Kovik, återfinns silt. Denna avlagring fortsätter på kartbladet i norr och kan sannolikt kopplas till nivån för högsta kustlinjen. I de centrala delarna av delområdet, kring Håsjöby mellan Hemsjön, Sicksjön och Fisksjön finns den största utbredningen av silt. Dessa ligger på låga nivåer ned mot sjöstränderna. Utöver dessa områden återfinns issjösediment strax öster om Kälarne samt vid de södra delarna av Hällesjö. Dessa sediment avsattes i den mindre issjö som kallas Håsjöissjöarna (Lundqvist, J. 1969a).

I de delar som ligger lägre än högsta kustlinjen, vilken är kring 330 m ö.h. i delområdet, återfinns också en del finkorniga sediment avsatta i den dåvarande Ancylussjön. Endast små områden låg under högsta kustlinjen och redan ungefär 9 000 år före nutid var hela området över högsta kustlinjen (fig. 121).



Figur 121. Strandförskjutningskurva (röd) över delområdet från SGU:s strandförskjutningsmodell (Påsse & Daniels 2015). Blå bakgrund visar den period som delområdet i någon del låg under havsnivån. Grön bakgrund visar den period som hela området rest sig över havsnivån.

3.28 Sörbygden, 69 5 55 SV

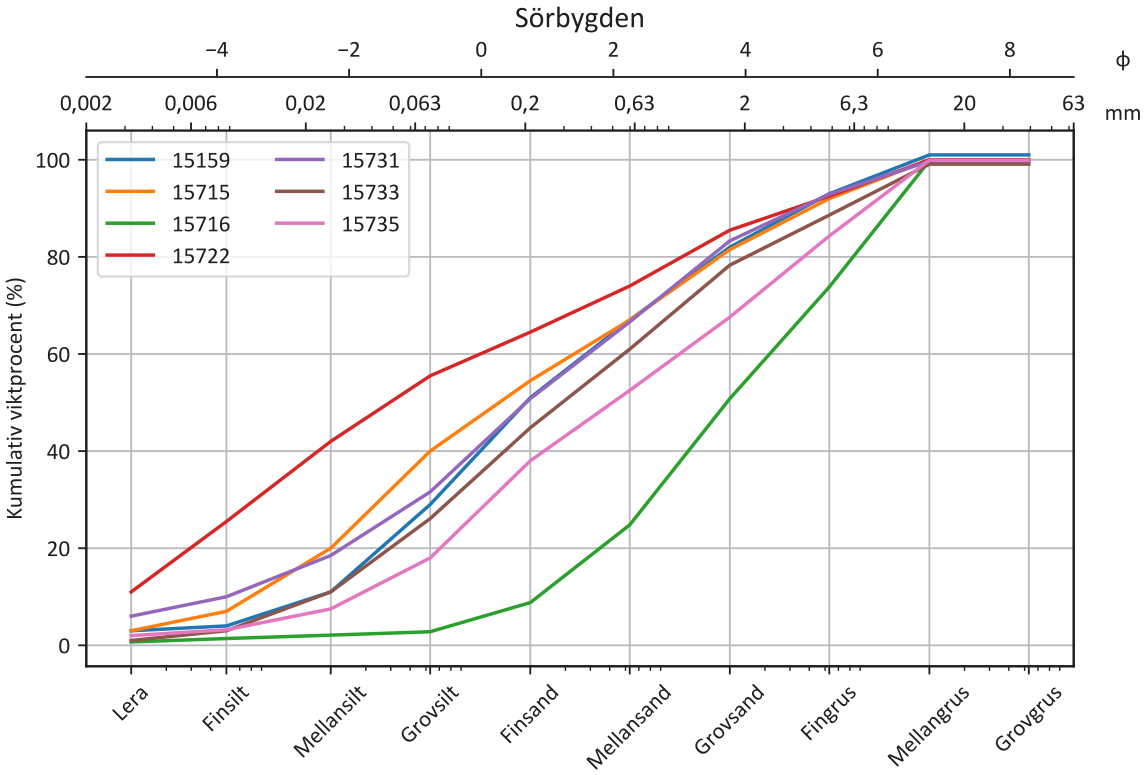


Figur 122. Förenklad jordartskarta över delområdet. Högsta kustlinjen inklusive de högsta nivåerna som dämda issjöar nådde under deglaciationen markeras med streckad blå yta. Lägen för isdämningspositioner markeras med svarta linjer/trianglar. Positioner för kornstorleksanalyser och lagerföljder insamlade under detta kartläggningsarbete anges med röd respektive grön cirkel.

Delområdet Sörbygden sträcker sig mellan Albacken i väster och ungefär 8 km från Indalsälven och Järkvissle i öster. I söder följer delområdet länsgränsen och i norr löper gränsen strax söder om Hällesjö. Området täcker 518 km^2 och ligger i den sydöstra delen av Bräcke kommun samt en liten del av Ragunda kommun i delområdets nordostligaste hörn. Delområdets relief ligger mellan 200 och 500 m ö.h. Området består i princip endast av skogsområden. Inlandsisen lämnade området ungefär vid 10 200 år före nutid (4.1.2). Vägen 320 sträcker sig genom området och knyter Sörbygden till byarna Källarna i nord och Holm i sydost. Området har ett relativt sparsamt vägnät vilket påverkat möjligheten till fältarbete.

3.28.1 Morän

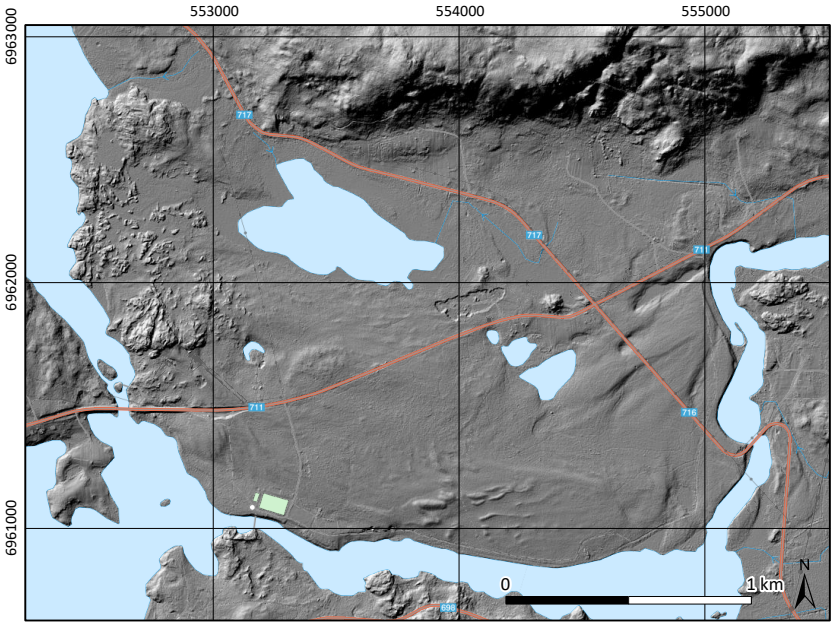
Morän eller tunn morän över berggrunden täcker en stor del av delområdet. Platserna med tunn morän brukar ligga på höjderna med mer mäktig morän på lägre höjd. Den norra delen av delområdet täcks av sandig-siltig eller grusig morän. Söder om Hemsjön övergår däremot till en moräntyp med mer finkornigt material inblandat, men ligger i kartan som sandig-siltig morän. Kornstorleksanalyser från området uppvisar sandig-siltiga moräner, med en variation mot både grusiga och leriga (fig. 123).



Figur 123. Kornstorleksanalyser utförda på prov från delområdet. Proverna anges med ett 5-siffrigt löpnummer från SGU:s kornstorleksdatabas. Lokalernas position syns som en röd cirkel i översiktskartan för området.

3.28.2 Isälvssediment

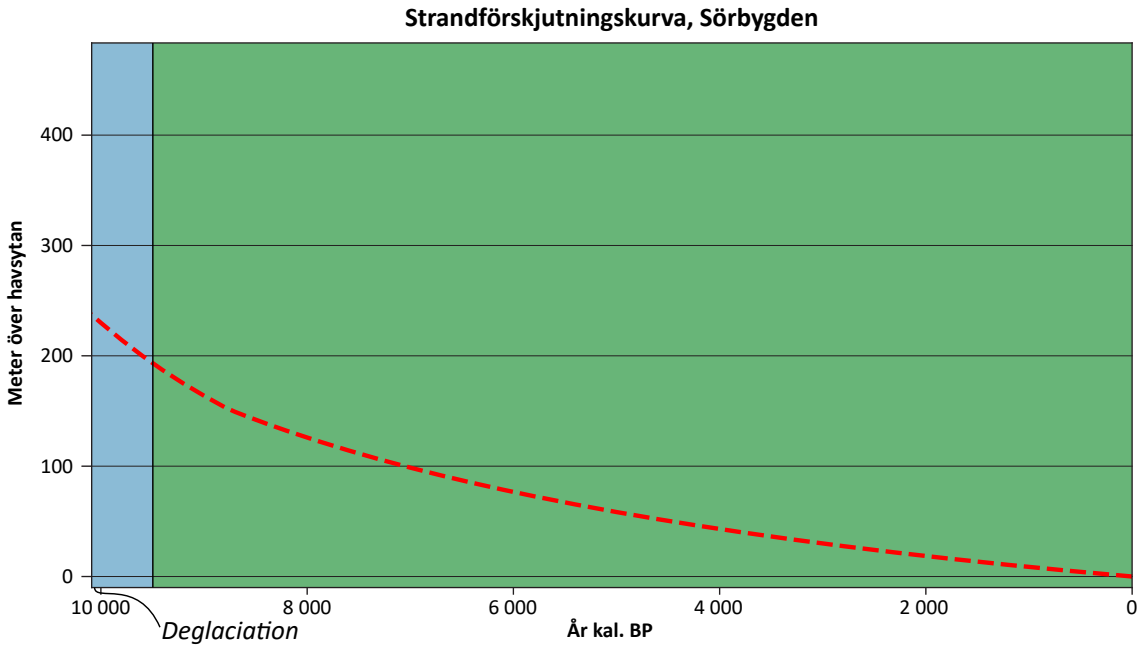
Isälvssedimentet i delområdet kan delas upp i tre grupper. Det finns rullstensåsar i Ljungåns dalgång och även söderut vid Sandnäset. Åsarna innehåller varierande sand och grus. Den andra typen av isälvssediment i området är deltasediment. Det största deltat i området ligger i byn Ljungå och byggdes när rullstensåsen levererade isälvssediment till vattennivån som då utgjordes av högsta kustlinjen. Deltaytan ligger 253 m ö.h. och är mer sandig än grusig. Den tredje typen av isälvssedimenten i området deponerades av en tappning från Centraljämtska issjön, som dämdes mellan fjällkedjan i väster och den retirerande inlandsisen i öster, med start vid Fåker (3.21) och längs Gimåns dalgång genom delområdet (avsnitt 4.1.2 och fig. 135). Sedimenten är mest sand i Hemsjön men blir grus och även sten väster och norr ut längst dalgången. Tappningen har också eroderat mycket sediment från dalgången och utsatt berggrunden för erosion.



Figur 124. Exempel på stora sand- och grusavlagringar som bildats under den första tappningen av Central-jämtska issjön genom Gimåns dalgång.

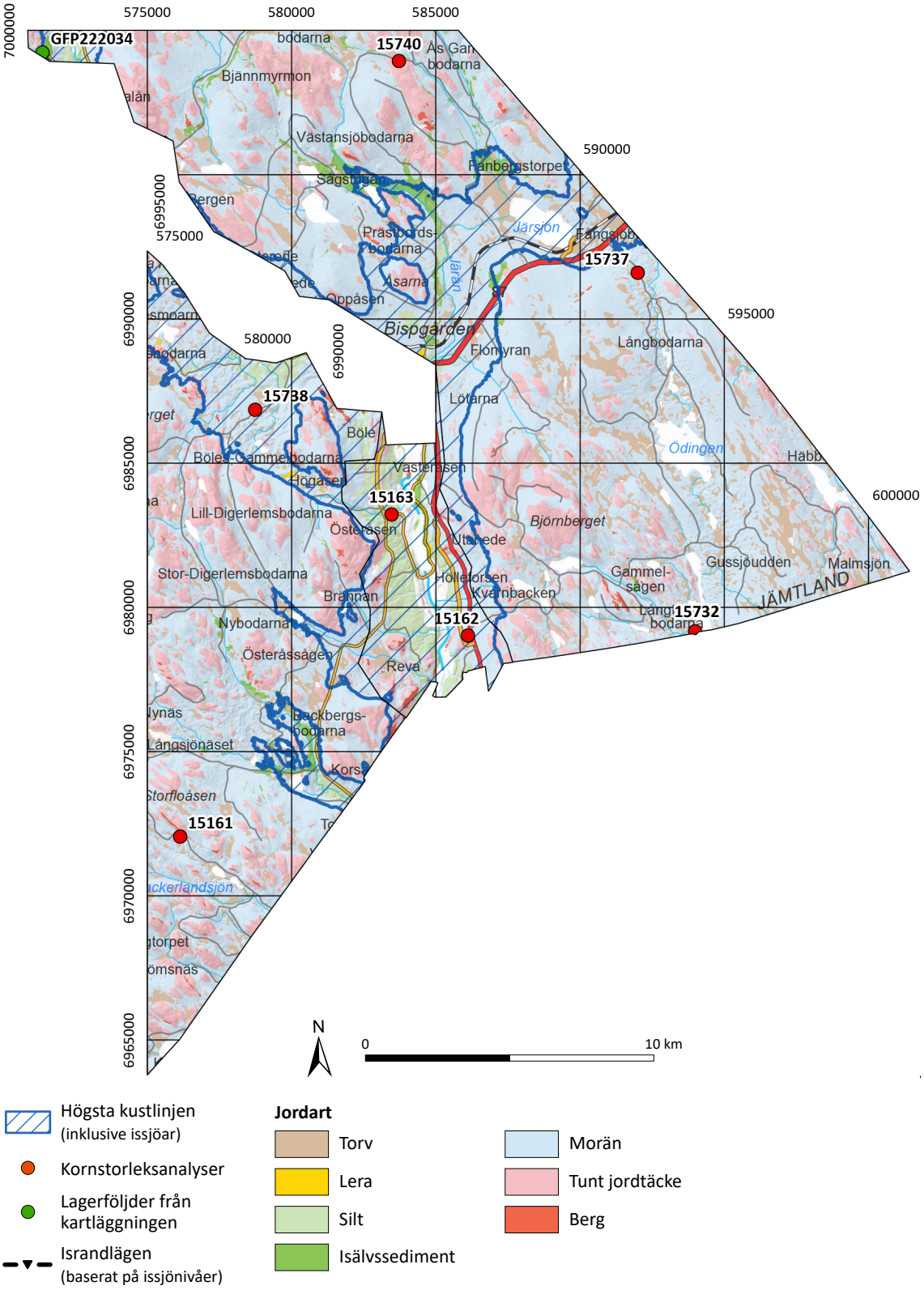
3.28.3 Issjö- och sjösediment

Det finns inte mycket finkorniga sediment i delområdet. Dessa områden ligger i första hand i anslutning till samhällena Sörbygden, Ljungåbyn och Västanbäck. Sedimenten avsattes en kort stund efter deglaciationen under högsta kustlinjen, vilken utgjordes av Ancylussjön. Nivån på vattenytan var omkring 240 m ö.h. men delområdet hade rest sig över vattenytan efter ungefär 300 år (fig. 125).



Figur 125. Strandförskjutningskurva (röd) över delområdet från SGU:s strandförskjutningsmodell (Påsse & Daniels 2015). Blå bakgrund visar den period som delområdet i någon del låg under havsnivån. Grön bakgrund visar den period som hela området rest sig över havsnivån.

3.29 Bispgården, inklusive Utanede



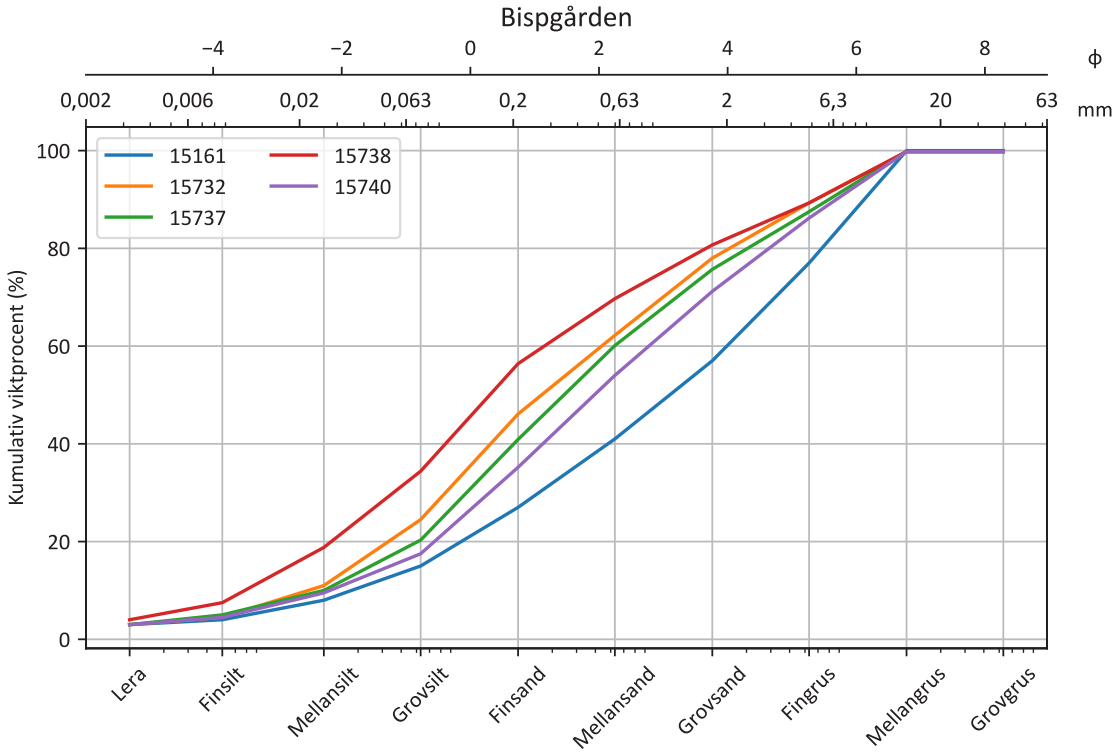
Figur 126. Förenklad jordartskarta över delområdet. Högsta kustlinjen inklusive de högsta nivåerna som dämda issjöar nådde under deglaciationen markeras med streckad blå yta. Lägen för isdämningspositioner markeras med svarta linjer/trianglar. Positioner för kornstorleksanalyser och lagerföljder insamlade under detta kartläggningsarbete anges med röd respektive grön cirkel.

Delområdet Bispgården utgör den östligaste spetsen av Jämtlands län och täcker höjdområdena kring Indalsälvens dalgång (fig. 126). I denna del beskrivs också området Utanede som utgör själva dalgången. Området är 435 + 32 km^2 stort och ligger i Ragunda kommun förutom den sydvästra spetsen som utgörs av Bräcke kommun. Höjdområdena utgörs av skogsområden med höjder upp emot 500 m ö.h., såsom Björnberget (479 m ö.h.) i östra delen och Knulen (451 m ö.h.) i norra delen. Lågpunkterna i höjdområdena ligger kring 300 m ö.h. Sluttningarna lutar brant ned från höjdområdena mot Indalsälven som vid Utanede ligger på ungefär 60 m ö.h. Inlandsisen smälte av från området för ungefär för 10 200 år sedan (4.1.2). I delen Utanede har fältarbete utförts något mer noggrant än i delen Bispgården men beskrivs alltså här i samma text. Antalet vägar i området är relativt stort, vilket leder till bra möjligheter för ett effektivt fältarbete.

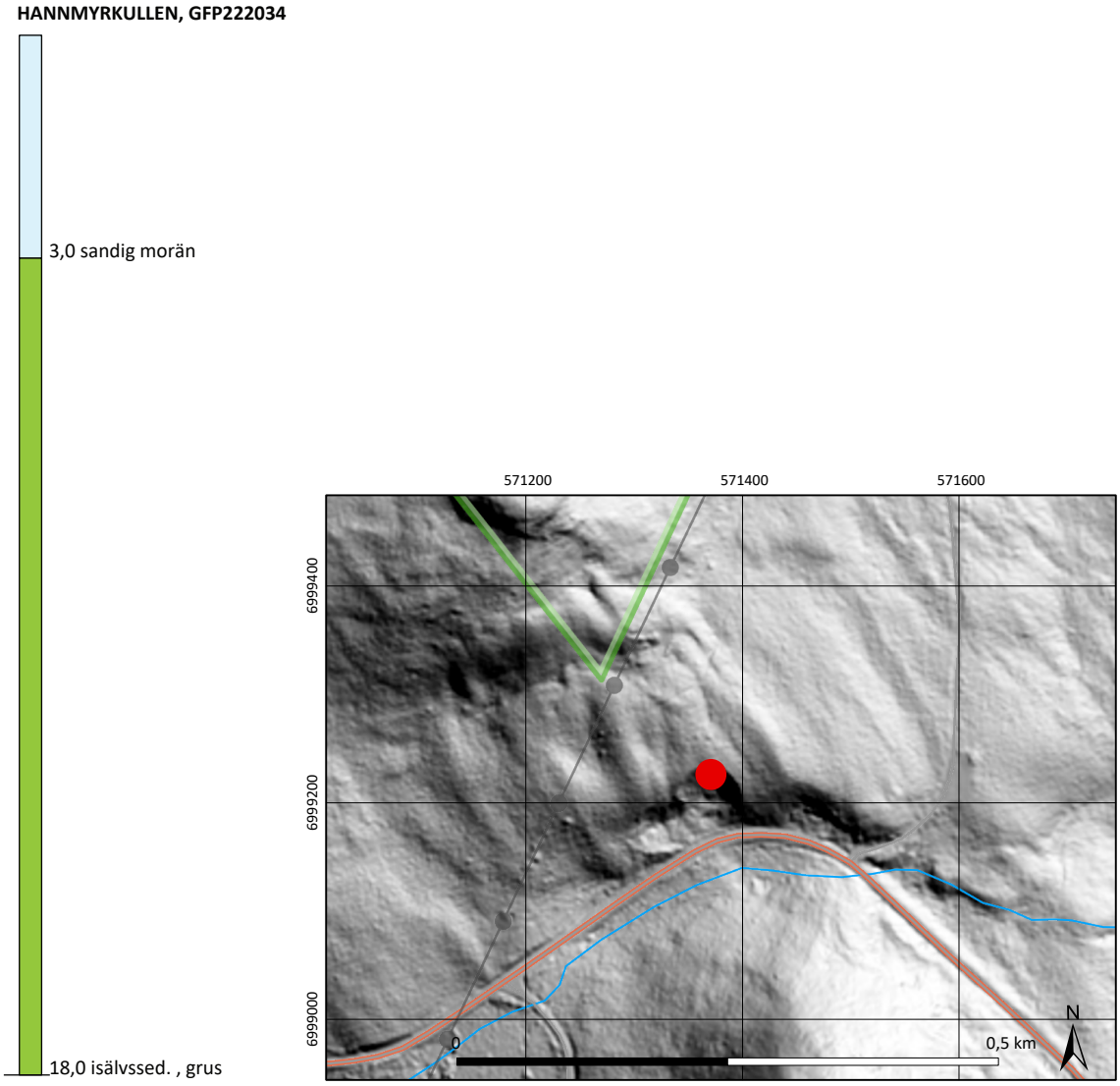
3.29.1 Morän och moräntäckta sediment

Moränen i området är överlag sandig-siltig morän, vilket också syns i de fåtal kornstorleksanalyser som finns i SGU:s databaser över området (fig. 127). Moränen är den dominerande jordarten i höjdområdena. Oftast är moränytan slät och drumliniserad men ställvis är den också kullig, ofta som så kallad ribbmorän. Ribbmorän är ofta grovkornigare och ställvis med innehåll av sorterade sediment.

I det nordvästliga hörnet av delområdet, norr om Hannmyrkullen och ungefär 2 km öster om Ragunda gamla kyrka, finns en stor gammal täkt. Materialet i täkten består till största del av sorterat grus men överlagras av en sandig morän (GFP222034 i figur 128 och figur 126). Markytan visar på en tydlig lineation i nordvästlig–sydostlig riktning, tolkade som drumliner formade under inlandsisen och visar dess isrörelseriktning (fig. 128).



Figur 127. Kornstorleksanalyser utförda på prov från delområdet. Proverna anges med ett 5-siffrigt löpnummer från SGU:s kornstorleksdatabas. Lokalernas position syns som en röd cirkel i översiktskartan för området.



Figur 128. Lagerföljd från Hannmyrkullen, i områdets allra nordostligaste del. *Höger:* kartbild som visar drumliner över täktområdet.

Lokalen ligger strax utanför det randläge som eventuellt utgör ett stillestånd av en äldre inlandsis (4.1.1.2). En trolig förklaring till lagerföljden vid Hannmyrkullen är således att gruset avsatt distalt vid denna äldre inlandsisfront och sedan blivit överkört av den senaste inlandsisen, vilken avsatt moränen och bildat drumliniseringen.

3.29.2 Isälvsmaterial

Isälvsmaterial förekommer i hela delområdet, företrädelsevis i dalgångarna men inte endast i Indalsälvens dalgång. I de norra delarna sträcker sig en relativt fragmenterad åsrygg från Li-Storflon ned mot och längs med Lillörsjöån. Isälvsavlagringen är troligen ej speciellt mäktig. I samma område, men längs Kalkerisbäckens dalgång löper ytterligare en liten åsrygg. Ställvis har isälven eroderat ned i underlaget och bildat rännor. Också denna isälvsavlagring är troligen inte speciellt mäktig, i vart fall inte nordost om Norrsjön. Längs Sörån och Åsön blir isälvsavlagringen sannolikt mäktigare och troligen är mycket av dessa avlagringar avsatta precis framför isen och är sannolikt finkornigare, men ställvis eventuellt något mäktigare, i synnerhet

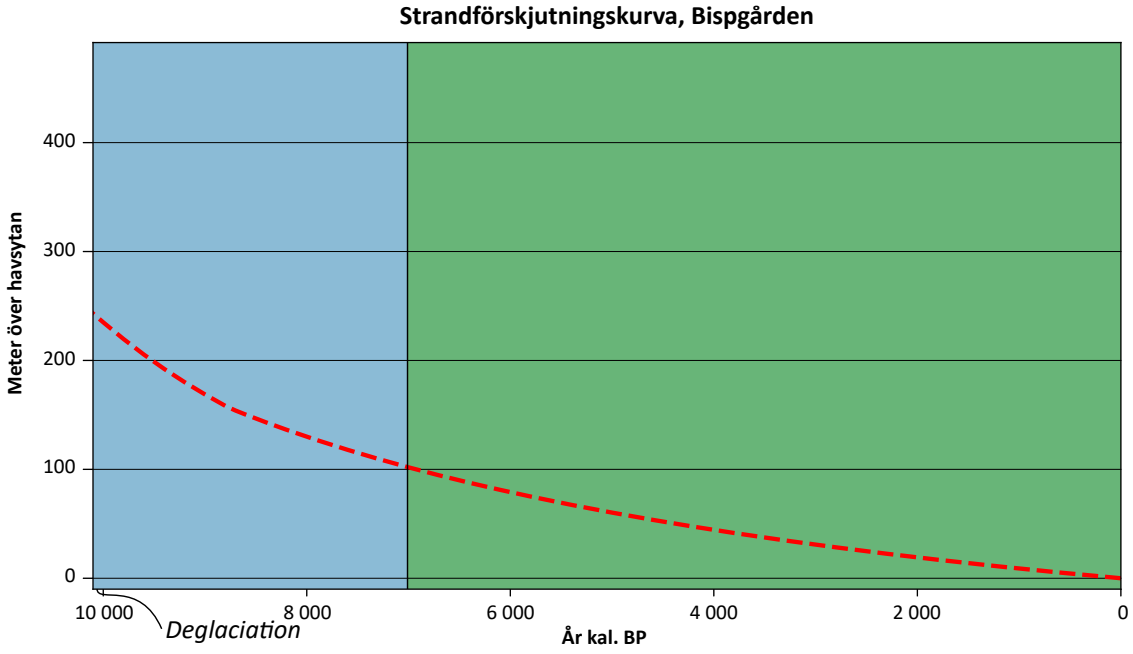
vid dalbotten. Vidare förekommer en serie åsryggar från Edesfloarna och Flakabacken i norr och söderut mot Järsjön, också dessa antas vara tämligen tunna avlagringar.

Även i höjdområdena i den södra och västra delen av delområdet förekommer några mindre åsryggar, bland annat vid Högskallen. Längs Skavåns dalgång löper en ytterligare isälvsavlagring som avslutas nordost om Yttre Tomttjärnen i ett delta troligen avsatt vid högsta kustlinjen.

Den mäktigaste isälvsavlagringen är den stora subglaciala avlagring som följer Indalsälvens dalgång, till stora delar täckt av senare avsatta finkorniga sediment och sedan eroderad av den postglaciala Indalsälven. Det mesta av de icke eroderade isälvssedimenten återfinns på östra sidan av älven norr om Hölleforsen, en större sluttning och igenrasad täkt avslöjar ett huvudsakligen sandigt material. Vid Stadforsen har den postglaciala älven eroderat sig ned till underliggande berg.

3.29.3 Issjö- och sjösediment

De centrala delarna av delområdet har varit täckt av vatten och högsta kustlinjen. Högsta kustlinjen ligger på en nivå kring 240 m ö.h. vilket betyder att hela Indalsälvens dalgång samt lågt liggande områden i omgivande högområden var täckta av vatten. I det område som varit täckt av vatten har sediment avsatts i den så kallade Ancylussjön som fyllde upp Östersjöbassängen. Dessa sediment har sedan under landhöjningen eroderats och eventuellt har nya, så kallade postglaciala sediment avlagrats på de äldre sedimenten. Spår av erosionen under landhöjningen syns tydligt i de terrasser som bildats längs Indalsälvens dalgång. Först vid 7 000 år före nutid var hela delområdet över dåvarande havsnivån (fig. 129). Spår av högsta kustlinjen syns ställvis i form av strandlinjer och deltabildningar, till exempel vid Korsåmon. Över lag är spåren av högsta kustlinjen begränsade i delområdet och det säkraste sättet att rekonstruera vattnets utbredning under högsta kustlinjen görs genom att jämföra med utbredningen av vattenavsatta sediment, såsom lera, silt och finsand.



Figur 129. Strandförskjutningskurva (röd) över delområdet från SGU:s strandförskjutningsmodell (Påsse & Daniels 2015). Blå bakgrund visar den period som delområdet i någon del låg under havsnivån. Grön bakgrund visar den period som hela området rest sig över havsnivån.

4 JORDARTERNAS UTBREDNING UR ETT REGIONAL-GEOLOGISKT PERSPEKTIV

4.1 Resultat och diskussion

I detta avsnitt kommer de resultat beskrivas och tolkas som inte med enkelhet passar in i de olika delområdena. De frågeställningar som diskuteras är därför till stor del av regional-geologisk karaktär och berör därför inte enbart det kartlagda området utan också de närmaste omgivningarna. Resultaten, och inte minst tolkningarna av dem, är vid tiden för denna publikation fortsatt preliminära. Planen är att dessa resultat ska publiceras i vetenskapliga artiklar de kommande åren. Trots det, de tolkningar som anses vara viktiga för att förstå regionens regionalgeologi presenteras här redan nu. Målet med denna del är att samla och tillgängliggöra tidigare resultat från regionen samt knyta samman tidigare kunskap med de observationer och tolkningar som gjorts under detta projekts gång.

Att förstå de äldre kvartära avlagringarna är viktigt för att kunna skapa ett regionalt geologiskt ramverk, alltså en grundläggande förståelse för ett områdes geologiska upp-byggnad (4.1.4). Detta är viktigt för att det underlag som samhällsaktörerna efterfrågar ska hålla en tillräckligt god kvalitet. Jämtlands län avviker från delar av Sverige, såsom de södra delarna, i det att det geologiska ramverket kräver en betydligt djupare förståelse, här räcker det inte att förklara geologin med en nedisning och tiden därefter, utan här behövs två eller ibland till och med tre nedisningar. En förståelse för dessa pre-senweichsel-nedisningar är också viktigt för att förstå utvecklingen av inlandsisar och är på så vis en viktig input i utvecklingen av numeriska inlandsismodeller och på sikt klimatmodeller. Vidare gör denna kunskap det möjligt att sammanställa ett övergripande geologiskt ramverk för kartområdet. Här sätts resultaten från kartläggningsarbetet och tidigare arbeten samman för att skapa en övergripande regionalgeologisk förståelse.

4.1.1 Glaciala landformer

De glaciala, postglaciala och glacifluviala landformer som inkluderas i jordartskartan är i stort baserade på ”Beskrivning till geomorfologiska kartan över Jämtlands län” (Blomdin m.fl. 2021). I den här rapporten ger vi en sammanfattning av landformerna i området, speciellt de som kan öka förståelsen kring stratigrafin.

4.1.1.1 Landformer som visar isrörelser

Subglaciala landformer som indikerar isrörelseriktning inkluderar läsidesmoräner (eng. *crag-n-tails*), glaciala lineationer (drumliner) och till viss del rullstensåsar, och dessa har analyserats för att bättre förstå inlandsisens rörelsemönster under de senaste nedisningarna (Blomdin m.fl. 2021). Genom att koppla samman isrörelseindikationer i olika möjliga inlandsiskonfigurationer är det möjligt att separera ut de landformer som bildats vid olika skeenden. Läsidesmoräner har varit den primära källan för tolkningen, drumliner och rullstensåsar har sedan använts för att komplettera bilden. Analysen har baserats på att isrörelseriktningarna ska höra samman inom någon form av glaciologisk rimlighet. Översiktligt är det möjligt att dela in Jämtlands läns subglaciala landformer i fyra olika landformssystem, vilka kopplas mot fyra olika tänkbara inlandsiskonfigurationer:

1. Bergskedjeisar med en rörelse från fjällen, i ostsydostlig riktning.
2. En stor inlandsis med en isdelare sydost om Jämtlands län, med nordvästlig isrörelseriktning.
3. En inlandsis med en isdelare genom Jämtlands län, med både nordvästlig och sydöstlig isrörelseriktning inom Jämtlands län, samt
4. ett senare stadie av ovanstående (3) med mer topografisk styrning.

De tre yngsta inlandsiskonfigurationerna (2–4) har identifierats tidigare (Borgström 1989, Kleman m.fl. 1997) men den äldsta (1) identifierades först under den geomorfologiska kartläggningen (Blomdin m.fl. 2021). De äldsta isrörelseriktningarna (1) är alltså ostliga eller sydostliga, troligen från ett isfält beläget i fjällkedjan. Den tolkade riktningen för denna isrörelse är baserad på stora läsidesmoräner vid Ljungans och Ljusnans avrinningsområdes västra delar (Blomdin m.fl. 2021). Denna isrörelse avviker markant, med närmare 180°, från en annan isrörelsen i området (3) och har därför varit svår att uttolka. Denna äldsta isrörelseriktning stämmer överens med rekonstruktioner av tidiga isrörelser (Kleman m.fl. 1997) från tidig eller mellersta Weichsel (Lundqvist, J. 1969a) samt baserat på provenansstudier och partikelorienteringar av en mörk lerig morän vid Östavall, Västernorrlands län (Björnbom 1979). Yngre isrörelsespår med nordvästlig riktning (2), i form av utsträckta drumliner, syns överlagrade den äldre sydostliga isrörelsen, bland annat söder om Oviksfjällen. Det finns dock inga rullstensåsar i denna riktning, vilken skulle kunna tolkas som ett tecken på att denna inlandsis var bottenfrusen. Denna isrörelse tolkas som en isrörelse formad långt in under inlandsisen, baserat på avsaknaden av smältvattenlandformer (Kleman m.fl. 1997). Dessa isrörelser bildades alltså troligen när inlandsisen var som störst, under senaste glaciala maximet (LGM, eng. *Last Glacial Maximum*). Deglaciationen från LGM kan delas in i två olika isrörelseriktningar (3 och 4). Båda dessa isrörelsemönster överensstämmer med smältvattenformer vilket tyder på att de troligtvis bildades under en deglaciation. Det äldsta av dessa två (3) visar vitt olika isrörelseriktningar på västra respektive östra delen av Jämtlands län. Detta kan förklaras med att isdelaren löpte rakt genom Jämtlands län, strax öster om Östersund. Det yngsta isrörelsemönstret är topografiskt styrt och stämmer väl överens med de tolkningar som gjorts av deglaciationen baserat på issjöarnas utbredning.

4.1.1.2 Landformer som visar ett ”nytt” israndläge i Jämtland

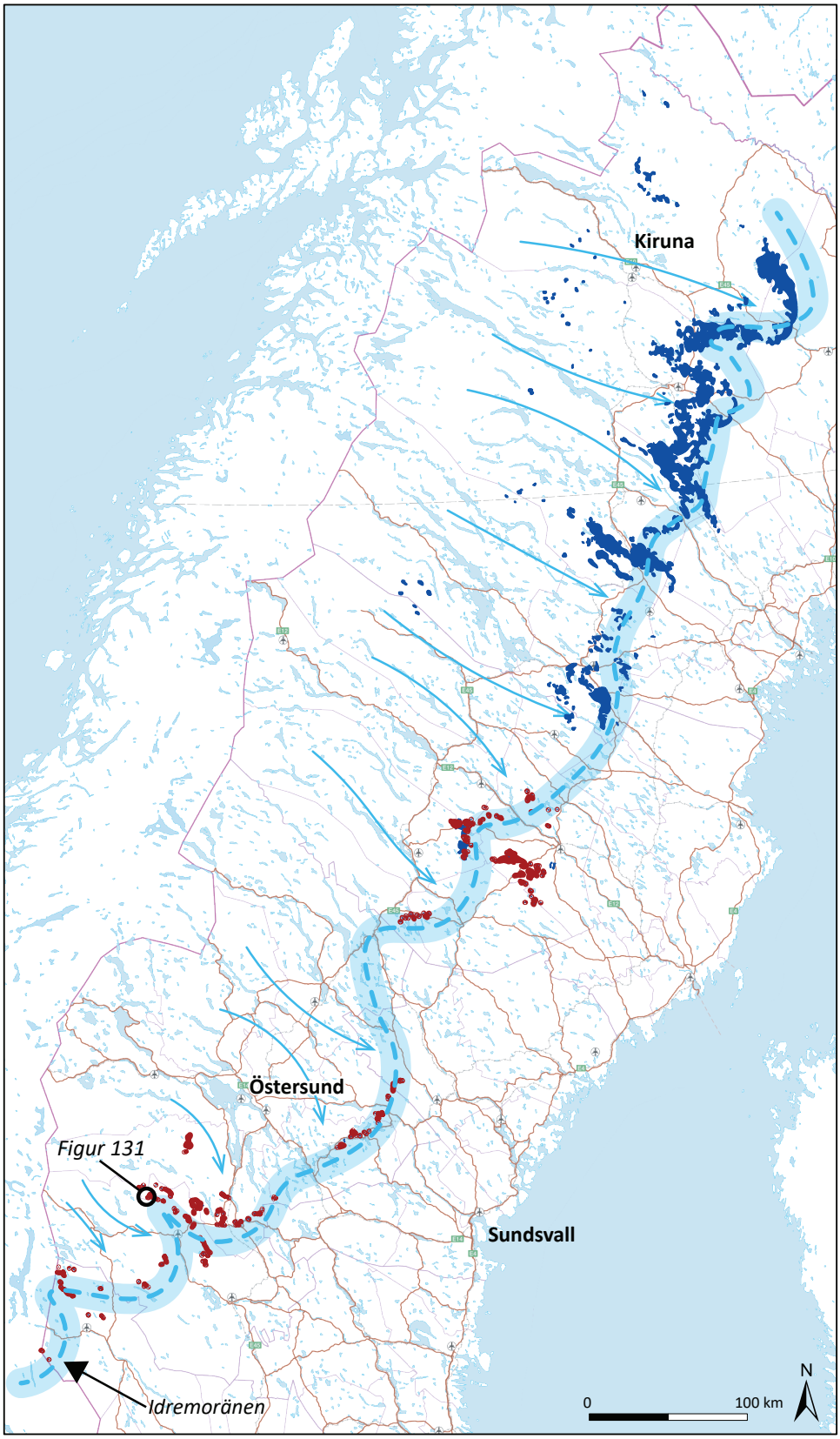
Under kartläggningen av jordarterna i Jämtlands län har en serie landformer noterats som vi tolkar som ismarginalt bildade och sträcker sig från Idremoränen i söder och Veikimoränen i norr, vilka har daterats till en period före den senaste nedisningen (Kleman, Hättestrand, Borgström, Preusser & Fabel 2020, Alexanderson, Hättestrand, Lindqvist & Sigfúsdóttir 2022). Baserat på rumsliga kopplingar föreslår vi att det är troligt att dessa landformer också bildades under denna period (fig. 130).

Flera lokaler i centrala och norra Sverige uppvisar interstadiala sediment, alltså sediment avsatta under en isfri period före den senaste nedisningen. Dessa har tolkats, med hjälp av dateringar, till åldrar inom marint syreisotopstadie (tabell 3) (MIS) 3 (Lundqvist, J. & Miller 1992, Lagerbäck 2007, Wohlfarth m.fl. 2011, Möller, Anjar & Murray 2013) (fig. 130). För mer information om detta se 4.1.3.

Marina syreisotopstadier (MIS)
Mätningar av kvartära och neogena lagerserier i havsbottnarna har gjort det möjligt att identifiera över hundra syreisotopstadier som är numrerade från nutid och bakåt. Den engelska beteckningen MIS (eng. *Marine Isotope Stage*) används ofta också i svenskt tal. Jämna tal är generellt kallperioder och udda varmperioder, den senaste nedisningen är MIS 2.

Tabell 3. Ålder på de fem yngsta marina syreisotopstadierna (Lisiecki & Raymo 2005).

MIS (Marine Isotope Stage)	Ålder (tusen år)	
1	0–14	*holocene*
2	14–29	*stadial*
3	29–57	*interstadial*
4	57–71	*stadial*
5a	71–82	*Odderade*
5b	82–87	*stadial*
5c	87–96	*Brörup*
5d	96–109	*stadial*
5e	109–123	*Eem*



Negativa former, veikimorän och moränryggar

Veikimorän (SGU & C. Hättestrand 1998)

Tolkat israndläge

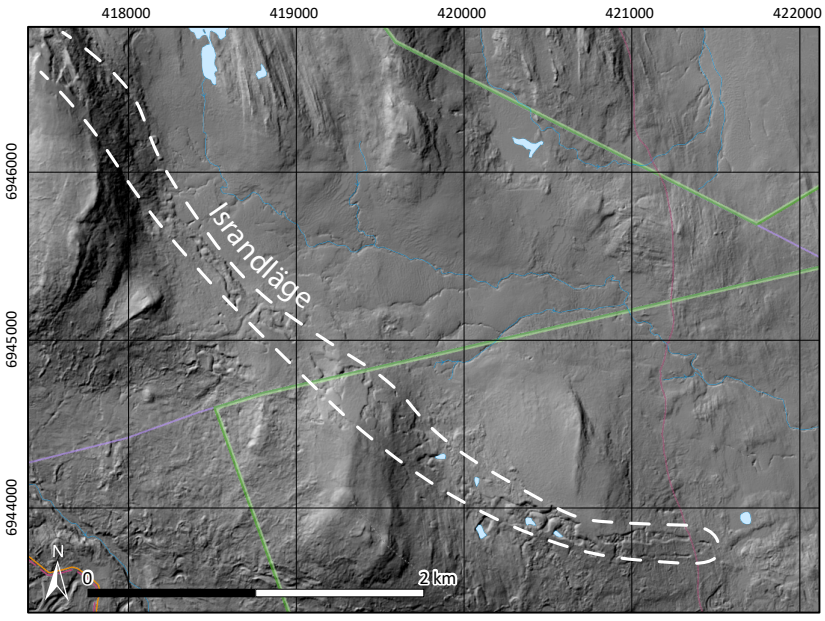
Figur 130. Israndlägets läge i norra och mellersta Sverige. Röd = Kartlagda ismarginala landformer, inklusive moränryggar, dödisgropar, och moränryggar. Blått = Veikimoräner (Hättestrand, C. 1998, Lagerbäck 2014). Ljusblå = Tolkat israndläge.

Dessa interstadiala sediment, men också landformer, bevarades under en inlandsis som var bottenfrusen (Lagerbäck 1988, Lagerbäck & Robertsson 1988, Kleman 1992). Landformer från en sådan äldre nedisning har dock inte noterats i Jämtland tidigare. Däremot, i nordligaste Sverige tolkas de så kallade Veikimoränerna utgöra ismarginala landformer från en inlandsis som smälte av mot fjällen under MIS 3 (Lagerbäck 1988, Hättestrand, M. & Robertsson 2010, Sigfúsdóttir 2013, Alexanderson m.fl. 2022) (fig. 130). I södra delen av fjällkedjan har en annan ismarginal landform (Idremoränen, fig. 130) daterats till MIS 3 och antas vara samtida med Veikimoränerna i norr (Kleman m.fl. 2020). En sammankoppling av dessa två landformskomplex har dock inte varit helt självklar, då det skiljer ungefär sextio mil mellan de båda. Vi har kartlagt en serie landformer som vi tolkar som ett randläge vilket troligen knyter samman norr och syd.

Dessa landformer är endast ställvis synliga som tydliga ändmoräner men i stället oftare som en serie landformer som indikerar en miljö med dödis längs iskanten, såsom dödisgropar (fig. 130, fig. 112 och fig. 118) och till viss del också Veikimoräner och proglaciala smältvattenrännor. Den övergripande formen av denna tolkade iskant uppvisar en serie bågformade strukturer, vilket är en vanlig form på en iskant; såsom vid Barnes Ice Cap (sv. istäcke) och Grönländska inlandsisens västra kant (Henriksen, Higgins, Kalsbeek & Pulvertaft 2000, Williams & Ferrigno 2002). Dessutom antyder korsande landformer att den tolkade iskanten har överkörts av en den senaste inlandsisen (MIS 2).

Dödislandformer, såsom dödisgropar, moränbacklandskap och delvis också Veikimorän, kopplas oftast till en stagnant inlandsis eller iskant (Johnson & Clayton 2003). På en del ställen uppvisar dock den tolkade iskanten också andra typer av landformer, så som ”push moraines” och sprickfyllnader (eng. *crevasse-squeeze*) vilket i stället förordar en aktiv iskant, i motsats till en stagnant (Evans & Rea 1999).

I regionen har flertalet lokaler med interstadiala stratigrafier daterats till MIS 3. Under kartläggningsarbetet har vi noterat ytterligare stratigrafier med sediment i en position som tolkas som interstadiala. En av dödisgroparna i den tolkade iskanten, som antas ha överskridits



Figur 131. Exempel på en sektion av den tolkade iskanten, isrörelsen antas vara från syd–sydväst mot randläget. Se figurens läge i figur 130. Lantmäteriets topografiska karta visar, förutom sjöar, vägar och vattendrag, bland annat kommungräns och naturreservatsgräns.

av en äldre nedisning, borrades och submoräna sorterade sediment återfanns och daterades med OSL (fig. 119, fig. 149 och fig. 150). Dateringarna är spretiga men, baserat på närliggande lokaler, tolkas de som MIS 3 (se 4.1.3.2.4). Baserat på interstadiala stratigrafier från regionen i närheten av den tolkade iskanten, korsande landformer och den morfologiska kopplingen till ismarginala landformer med MIS 3 åldrar, föreslår vi att denna serie landformer bildades under tidig MIS 3.

4.1.2 Deglaciationen inom kartområdet – från väst till öst

De sista delarna av inlandsisen som smälte bort i kartområdet var mitt i Jämtland, vilket betyder att isens västra kant drog sig österut och inlandsisens östra kant drog sig västerut samtidigt. Denna sektion beskriver i första hand hur isens västra kant, mot fjällen, drog sig tillbaka.

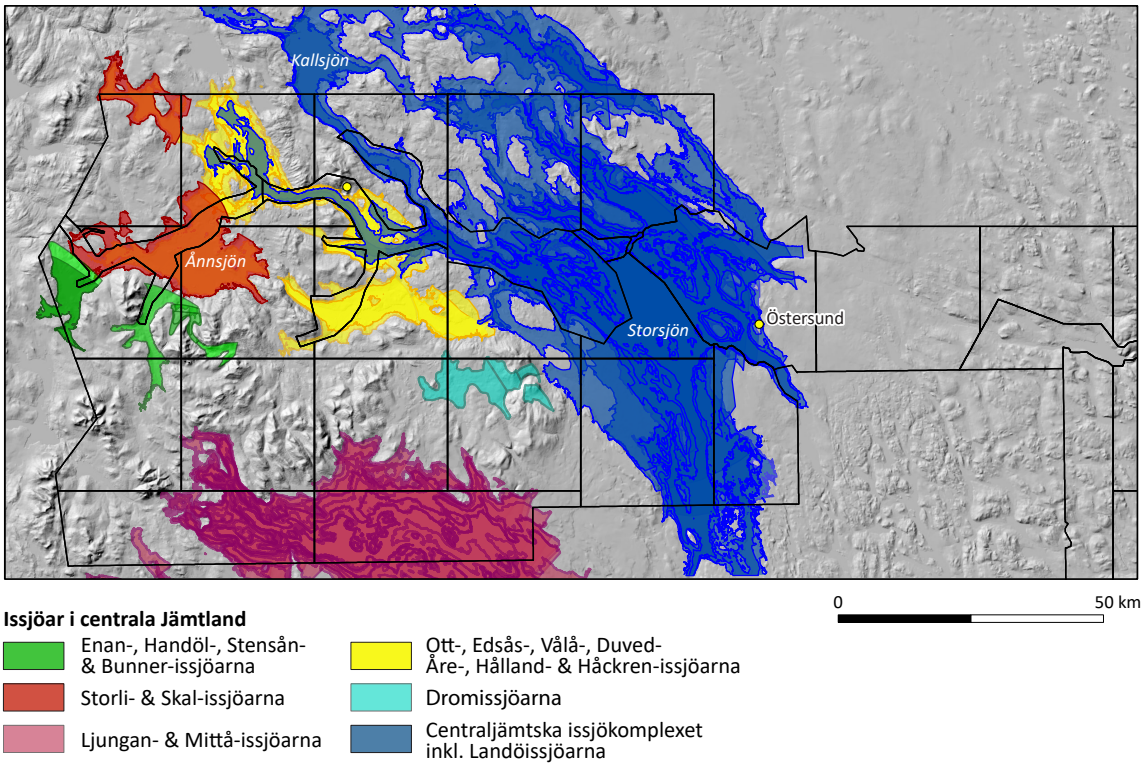
Drumliner, läsidesmoräner och isräfflor finns i överflöd och dessa kan ge en övergripande bild av inlandsisens avsmältning men det går inte att rekonstruera händelseförloppet i större detalj (Blomdin m.fl. 2021). Få direkta spår av isens kant under senaste deglaciationen finns i Jämtlands län, såsom ändmoräner, iskontaktsluttningar eller laterala smältvattenrännor (Borgström 1989, Blomdin m.fl. 2021), vilket säkerligen är kopplat till de egenskaper som inlandsisen hade under deglaciationen. Nyckeln till att förstå deglaciationsförloppet ligger i stället i landformer indirekt kopplade till iskantens läge, strandlinjer.

Strandlinjerna längs sidorna av en dalgång visar utbredningen av en issjö som endast kan finnas på den nivån om dalens mynning var igentäppt av en inlandsis. Det betyder att när strandlinjerna abrupt slutar markeras inlandsisens kant. Eftersom ändmoräner är få i Jämtland är det dessa strandlinjer som bäst visar de succesiva israndslägen under deglaciationen. Strandlinjerna utgör alltså spår av de issjöar som dämdes framför inlandsisen mot fjällkedjan. Dessa är tydliga landformer och har kartlagts sedan slutet av 1800-talet (Högbom 1892, 1910, Andersson 1897, Gavelin & Högbom 1910, Eriksson 1912, Frödin 1913, Lundqvist, J. 1959, 1969a, 1972, 1973, Borgström 1989).

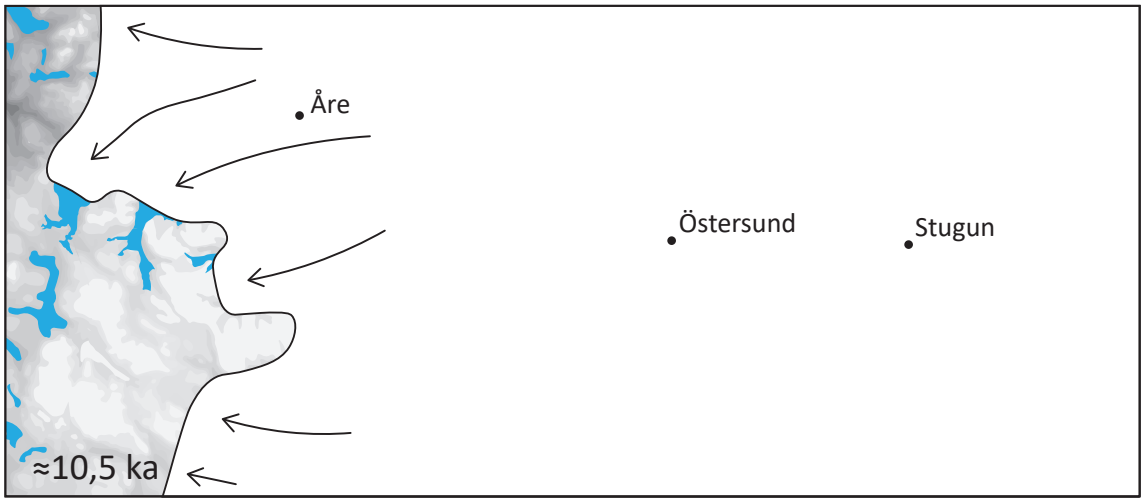
Genom att rekonstruera dessa issjöar fås iskantens geometri, och således en mer detaljerad bild av olika islägen. En ytterligare fördel är att det går att, med kol-14-metoden, datera issjöarnas tappningstillfälle genom att finna de delar av issjöarna som isolerades vid nivåsänkningen, ta upp sedimentkärnor och åldersbestämma när isoleringen skedde, vilket indikerar den geometri iskanten hade precis innan issjöns tappning (Regnéll m.fl. 2023). Nedanstående text är en sammanfattning av det arbete som tagits fram som en del i denna studie, där bland annat issjöarnas utbredning har rekonstruerats i detalj (fig. 132) (Regnéll m.fl. 2023).

I och med isdelarens läge öster om kartområdet så är alltså isrörelsen i mångt och mycket mot väst. När iskanten drar sig tillbaka över vattendelaren, det vill säga den högsta delen av fjällkedjan (ungefär nuvarande svensk-norska gränsen), börjar issjöar bildas (fig. 133). Inom kartområdet bildas issjöar söder om Handöl, väster om Snasahögarna och i Storulvåns dalgång när de första delarna av kartområdet, Bunnerfjällen och senare Lunndörrsfjällen, blir isfria för ungefär 10 500 år sedan (fig. 133). Dessa issjöar tillhör ett komplex av issjöar som benämns ”Enan-, Handöl-, Stensån- och Bunner-issjöarna” i figur 132. Mindre issjöar bildas i högre liggande dalar och allt medan iskanten smälter tillbaka österut så bildas en större issjö i nuvarande Ånnsjön, vilka tillhör en serie issjöar som benämns ”Storli- och Skal-issjöarna” i figur 132.

När isen senare också i norr förflyttade sig förbi vattendelaren bildades också här issjöar (den norra av ”Storli- och Skal-issjöarna” i figur 132). I dessa sjöar går det tydligt att se spåren av dränering av vattnet ned mot Atlanten, västerut. Ett mönster som kommer fortsätta till vattnet blir fritt att dräneras österut, ned mot nuvarande Östersjön. Alltmedan iskanten fortsatte mot öster dräneras issjöarna och vattennivåerna sänks, samtidigt som sjöarna växer sig



Figur 132. Jämtlands läns issjöar modifierad från Regnéll m.fl. (2023) och baserad på Andersson 1897, Frödin 1913, A. C. Högbom 1910, J. Lundqvist, 1969a, Regnéll m.fl. 2023.



Figur 133. Översiktlig figur över deglaciationen för ungefär 10 500 år sedan. Issjöar har börjat bildas när iskanten passerat vattendelaren.

successivt större. Under denna period utvecklas ”Ott-, Edsås, Vålå-, Duved-, Åre-, Hålland- och Håckren-issjöarna” som syns i figur 132.

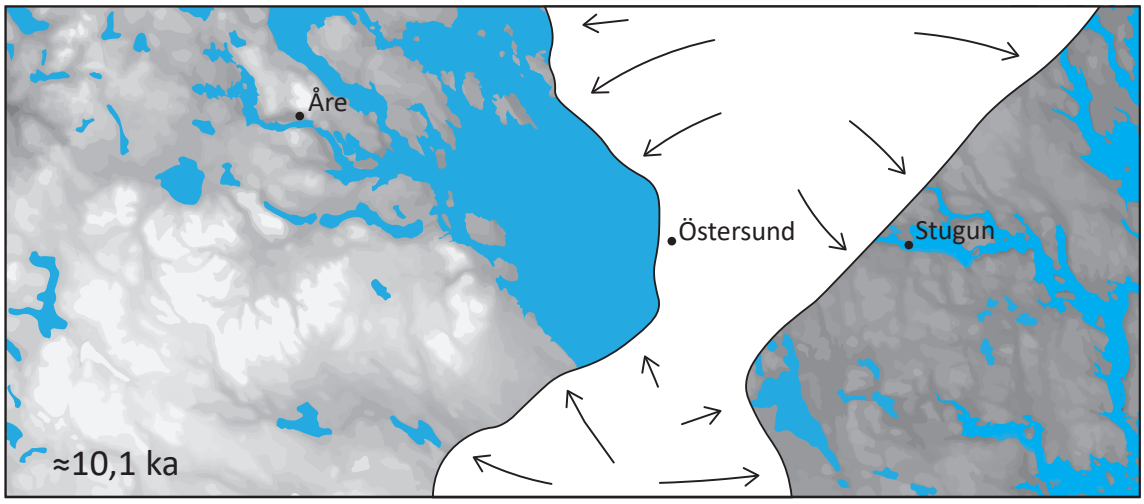
När iskanten låg över Åreskutan, fanns en högre issjö i Åresjöns dalgång och en något lägre issjö norr därom. Uppe på Åreskutan finns en datering med CN (kosmogen nuklid)-metoden till 10 300 till 10 500 år före nutid (Johnsen, Fabel & Stroeven 2010). Vid denna tid var det inte osannolikt att de högsta fjällen, såsom Åreskutan, bröt igenom inlandsisens yta i form

av nunataker. Att Åreskutan skulle utgöra en sådan nunatak, som stack upp över isytan, är således en rimlig tolkning. När iskanten sedan drog sig öster om Åreskutan dränerades den högre, i Åredalen liggande issjön norrut. Detta ledde till att området kring Fröå och Björnen blev land. Genom dateringar av sedimenten i Fröåtjärn är det möjligt att sätta en ålder på när denna sänkning skedde, Fröåtjärnen isolerades mellan 9 600 och 10 200 år före nutid (Regnéll m.fl. 2023).

Isen fortsatte dra sig tillbaka vilket, likt tidigare, successivt skapade större issjöar och till sist sammanfogades issjöarna och det första stadiet av Centraljämtska issjön bildades (fig. 134). Dessa issjöar benämns ”Centraljämtska issjökomplexet inklusive Landöissjöarna” i figur 132.

Inom kartområdet var avsmältningshastigheten relativt hög i förhållande till omgivande områden (till exempel norr och söder). Troligtvis är detta kopplat till topografin samt en positiv feedback kopplat till inlandsisens avsmältning i en stor issjö, där iskantens läge i vatten ökar avsmältningshastigheten. Inom kartområdet förflyttades iskanten som sagt österut, ytterligare större issjöar bildades och en kalvande isfront, vilket bland annat syns i den rikliga förekomsten av isbergsspår (Öhrling m.fl. 2020) (fig. 76). Nu utvecklades det största stadiet av det Centraljämtska issjökomplexet (fig. 132).

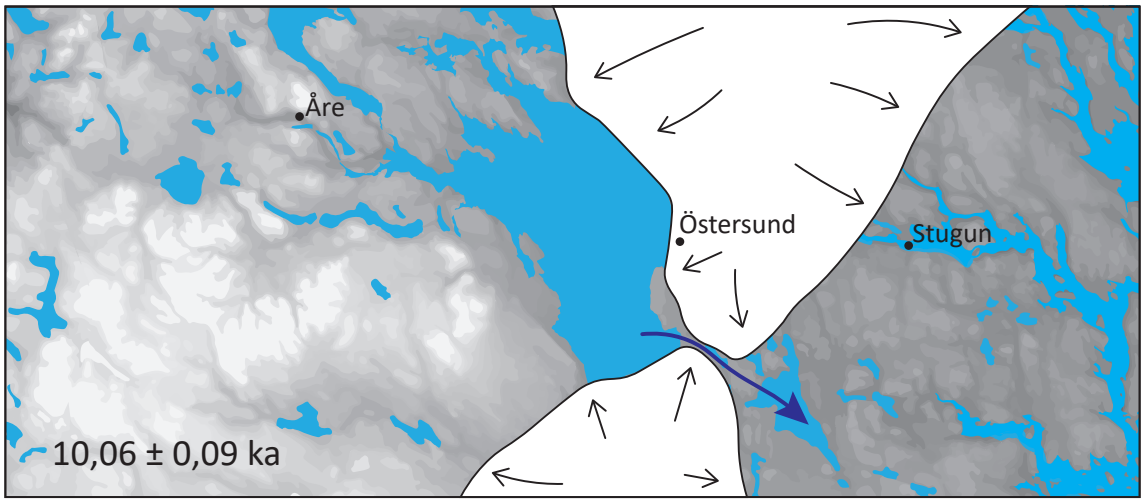
Isen drog sig nu tillbaka i de sydöstra delarna av kartområdet, öster om Oviksfjällen, vilket bland annat gav förutsättningarna för utvecklingen av ”Dromissjöarna” (fig. 132). Alltmedan inlandsisens västra kant smälte av mot öster började issjöarna söder om Oviksfjällen, benämnda ”Ljungan- och Mittå-issjöarna” i figur 132, dräneras mot Centraljämtska issjökomplexet (3.16 och 3.19). Samtidigt rörde sig inlandsisens östra kant mot väster och isen blev smalare i väst–östlig led. Detta ledde till att inlandsisen blev så pass tunn att issjöns vatten bröt igenom vid Fåker någon gång före 10 000 år sedan (fig. 135, 3.21.2). Resultatet blev en katastrofal isälv som dränerade Centraljämtska issjön på cirka 200 km3 (Regnéll m.fl. 2023) och vilken till stor del har präglat landskapet och sedimenten i området nedströms (3.21 och 3.28). Det var nu som vattnet slutade dräneras mot Atlanten och i stället dränerades in i Östersjöbassängen (fig. 135). I söder blev ett litet istäcke avdelat från den egentliga inlandsisen, en så kallad bipartition (De Geer 1911).



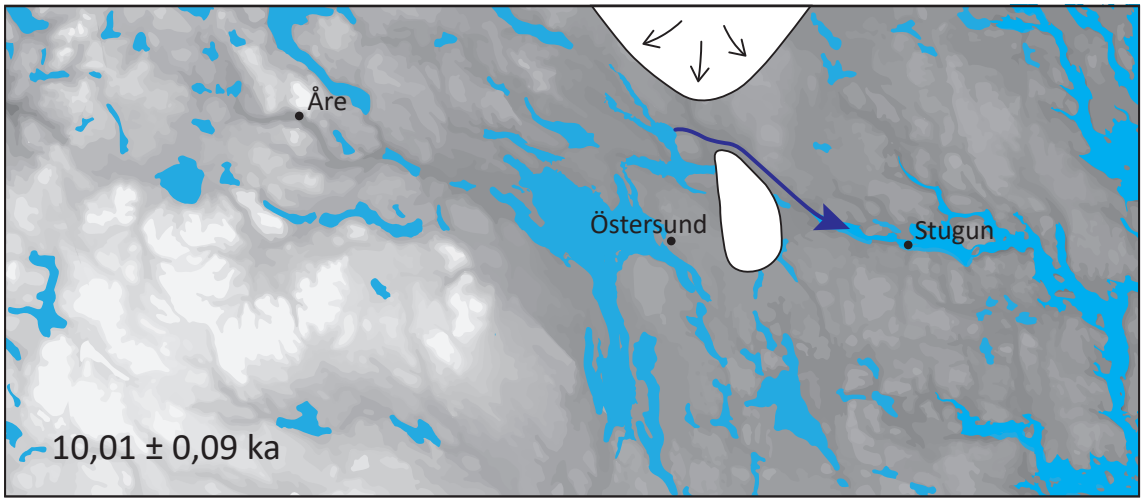
Figur 134. Översiktlig figur över deglaciationen för ungefär 10 100 år sedan. Centraljämtska issjön är fullt utbildad och stora delar i de östra delarna av kartområdet är nu isfria. För utbredningen av issjöar respektive Ancylussjön, se figur 161.

Denna sänkning ledde också till nästa stadie i Centraljämtska issjöns utveckling. I takt med att inlandsisen fortsatte smälta och iskanten i en lobform förflyttade sig norrut skapades nya dräneringsvägar vilket ledde till ett kontinuerligt skifte i dräneringsmönstret. Dräneringsvägarna ledde, precis som tappningen vid Fåker, alla ut i Gimåns dalgång. Iskanten dämde sedan av nuvarande Brunfloviken där en mindre tappning ned i Gimåns dalgång skedde, vilket ytterligare sänkte Centraljämtska issjöns nivå (blåa polygoner i figur 132).

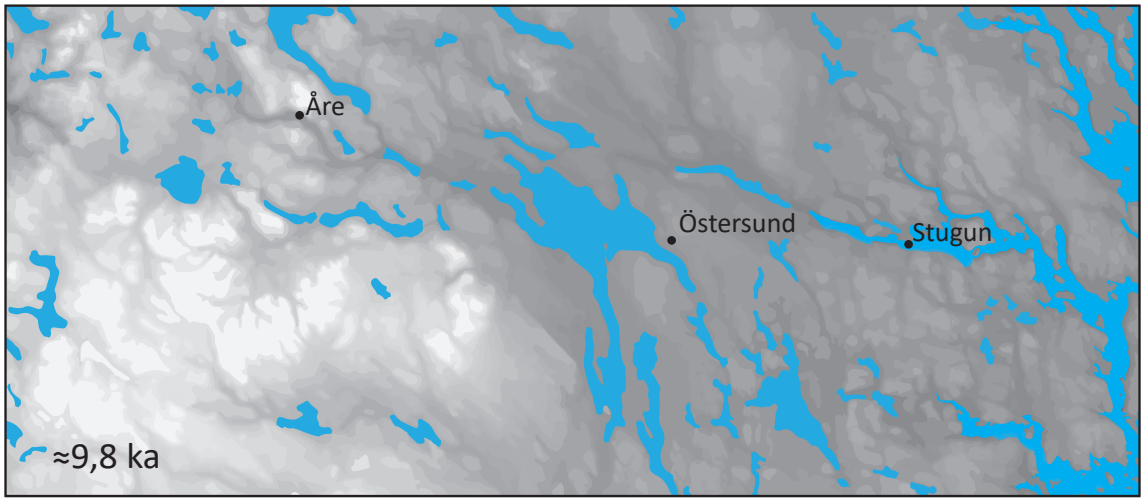
Isen fortsatte retirera vilket ledde till ytterligare en bipartition. Denna gång delades inlandsisen och en dränering skedde norr om Gällåsberget (fig. 136). Vilket ledde till den sista och lägsta nivån av Centraljämtska issjön, innan det sista lilla istäcket försvann från Indalsälven och dagens nivå på Storsjön var bildad.



Figur 135. Översiktlig figur över deglaciationen för ungefär 10 060 år sedan (Regnéll m.fl. in prep). Centraljämtska issjön dräneras österut genom Gimåns dalgång i och med att inlandsisen delat sig i två. För utbredningen av issjöar respektive Ancylussjön, se figur 161.



Figur 136. Översiktlig figur över deglaciationen för ungefär 10 000 år sedan (Regnéll m.fl. in prep). Centraljämtska issjön dräneras genom Indalsävens dalgång. För utbredningen av issjöar respektive Ancylussjön, se figur 161.



Figur 137. Översiktlig figur över deglaciationen för ungefär 9 800 år sedan. Inlandsisen är helt borta från kartområdet och Storsjön har mer eller mindre fått sin nuvarande utbredning. Högsta kustlinjen bildas när Ancylussjön sträcker sig in längs de större dalgångarna, såsom Indalsälvens dalgång. För utbredningen av issjöar respektive Ancylussjön, se figur 162.

Denna senaste bipartition och efterföljande mindre tappning avsatte troligen det så kallade ”nollvarvet”, det varv som De Geer (1911) använder som referenspunkt för den svenska lervarvskronologin. Baserat på det arbete med lokala lervarv i issjöarna som utförts (Lundqvist, J. 1973) är det möjligt att göra en uppskattning av hur lång tid deglaciationsförloppet tog (Regnéll m.fl. 2023). Resultatet är att inlandsisens västra kant drog sig förbi vattendelaren, i kartområdets allra västligaste del, för cirka 10 500 år sedan och deglaciationsförloppet var sedan relativt snabbt. Deglaciationen av området kan uppskattas till ett par hundra år efter 10 000 år sedan (fig. 137).

4.1.3 Stratigrafi

4.1.3.1 Moräntäckta sorterade sediment

Moräntäckta sediment är intressanta av flera anledningar. Först och främst gör dessa lagerföljder det möjligt att förstå glaciationshistorien, också före den senaste glaciationen. Lagerföljder berättar också att den senaste inlandsisen haft egenskaper som gjort att äldre sediment bevarats. Utöver det är det viktigt att förstå utbredningen av områden med dessa lagerföljder då de kan utgöra både möjligheter och utmaningar för samhället. Till exempel kan moräntäckta grövre sediment utgöra betydande grundvattenmagasin som ofta förbisetts i det reguljära arbetet då områden täckta av morän har ansetts vara ointressanta (Samuelsson, Peterson Becher & Leroux 2022). Om sedimenten i stället är av en finkornig karaktär kan de utgöra problem vid infrastrukturbyggande genom att ett område som antas vara stabilt i stället kan ha egenskaper som påverkar till exempel bärigheten negativt. En förståelse för bildningen av olika generationer av sediment gör det möjligt att förklara bland annat den glaciala historien, till exempel hur inlandsisar bakåt i tiden har rört sig. Information om detta kan vara viktig vid prospektering för olika typer av mineral genom att förstå hur materialet har förflyttats från sin ursprungliga plats i berget (McClenaghan m.fl. 2023).

Jämtlands län ligger i en del där inlandsisen, under speciellt under den senaste nedisningen, haft egenskaper som gjort att sediment bevarats under en yngre morän. Sådana lagerföljder har beskrivits sedan de första geologiska undersökningarna i regionen, med start i slutet av

1800-talet. Men en ordentlig överblick är svår att få. Jan Lundqvist diskuterar hur svårt det kan vara att studera utbredningen och bildningen av dessa sediment, i synnerhet baserat på att det endast finns ett fåtal tillgängliga lokaler.

> *”Då sedimenten är moräntäckta, erfordras alltid större schaktningar el. dyl. för att man överhuvudtaget skall få kännedom om att något finns att undersöka. Någon möjlighet att med nuvarande ekonomiska resurser systematiskt eftersöka moräntäckta sediment i ett större område finns knappast. Det är närmast slumpen som bestämmer vad som blir tillgängligt för observation”* (Lundqvist, J. 1967, s. 8).

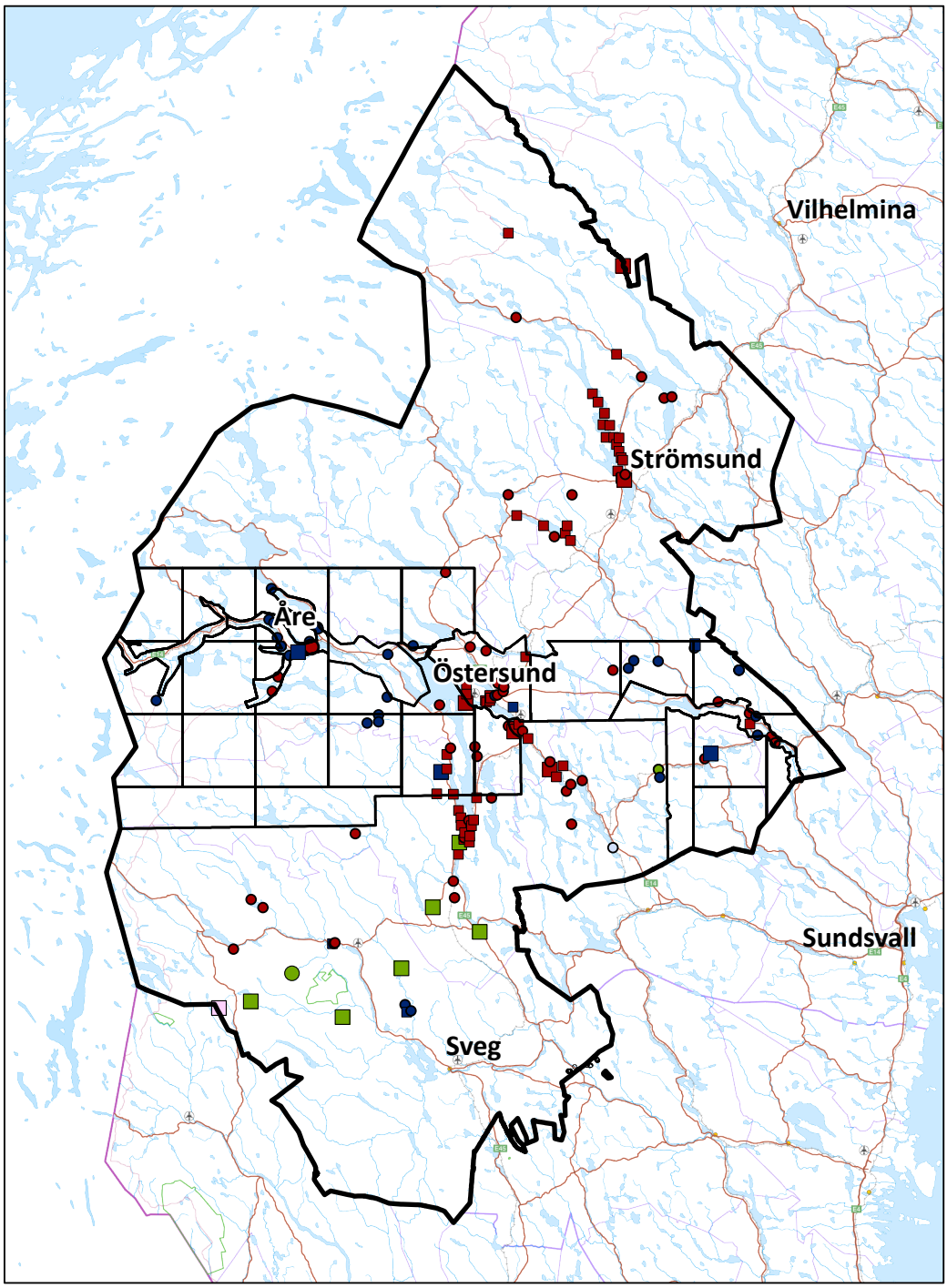
4.1.3.1.1 Tidigare arbeten

Under 1880-talet görs den första storskaliga kartläggningen av Jämtlands läns geologi (Högbom 1885, 1893). Redan här noteras moräntäckta sediment, i närheten av Hackås, Berg och Östersund. Vid tillfället lyckas dock inte Arvid G. Högbom framlägga en hypotes om dess bildning mer än att han tycker att det är sannolikt att det överlagrande diamiktonet är morän, och de sorterade sedimenten därunder är isälvbildningar. Några år senare lade Gerard De Geer fram förslaget att moräntäckta sorterade sediment rimligen är interglaciala, alltså bildade mellan två istider (De Geer 1888). Vid denna tid beskrev också Henrik Munthe fossilförande moräntäckta sediment vid Härnösand som han tolkade som interglaciala (Munthe 1890). I ett senare arbete använder Högbom de lokaler han funnit under kartläggningsarbetet (Högbom 1885) samt flertalet lagerföljder som blev möjliga att studera 1883 i och med byggnationer i Östersund. I östra delarna av Jämtlands län hittades också flertalet lokaler med moräntäckta sediment (Fegræus 1890). Om än med viss skepsis landade Högbom i att det fanns lokaler med interglaciala sediment i Jämtlands län. Han påtalade visserligen också att dessa lagerföljder kunde tolkas på andra sätt; som ett tecken på oxidation, subglacial deposition av intra-moräna sediment eller tecken på en variation i isdelarens läge (Högbom 1893). Högbom visade också att den undre leriga moränen i Östersund hade en betydande mängd fjällbergarter (västlig provenans) och den övre moränen urbergsklaster (östlig provenans) (4.1.4). Studier av länets issjöar tog också fart vid denna tid vilket ledde till omtolkning av Högboms och De Geers resultat. Gunnar Anderson (1897) föreslog i stället att dessa lagerföljder bildats av en under deglaciationen oscillerande inlandsis som först avsatt leror i issjöarna och sedan avancerat och överlagrat dem med morän. Fynd av mammut i denna lera förklarades med att de vandrat upp längs den smältande isen och på så vis återfunnits i issjösedimenten från den senaste deglaciationen (Frödin 1916). Hur mammuten tagit sig ut på djupt vatten framför en kalvande inlandsis är en annan fråga. Gustav Frödin (1913) visar också att moräntäckta sediment inte bara finns kring Storsjön utan också i de västra delarna av länet, bland annat vid Undersåker kyrka där sorterade sediment återfinns under ett täcke av morän (4.1.3.2.1). Tanken att dessa sediment ej är interglaciala lämnas mer eller mindre under närmare 50 år innan nya studier, baserade på pollenanalys, igen föreslår att dessa lagerföljder är interglaciala (Thorslund 1939). Per Thorslund studerade de grävningar som gjordes vid Vålbackens tegelbruk, Brunflo. Dessa sediment daterades senare till en ålder på > 37 000 år sedan med kol-14 (Lundqvist, G. 1957). Gösta Lundqvist (1964) beskriver också, precis som Högbom (1893), att den undre moränen har en västlig provenans och den övre en östlig baserat på bergartsinnehållet. Thorslund (1939) beskriver också en lokal vid Oxmjälet på Andersön, med morän som överlagrar silt och finsand ovan lera (se 4.1.3.2.5). I Pilgrimstad, vid cementindustrin, återfanns delar av en mammut i sorterade sediment överlagrade av morän (Kulling 1945). Material från två olika prover mammutfynd från Pilgrimstad åldersbestämdes till > 35 000 och > 39 000 år före nutid (Lundqvist, G. 1957). Lagerföljden i Pilgrimstad består av en morän med provenans från nordväst som överlagrar en serie sand, bleke, grus och sand (Kulling 1945) (4.1.3.2.4). Pilgrimstad

har senare kommit att bli en välbesökt lokal och de studier som utförts i Jämtlands län gällande interstadiala sediment har primärt utförts här. Området kring Ströms vattudal har faktiskt sedan Högboms kartläggningsarbeten noterats som ett område med moräntäckta sediment (Högbom 1885), men det var först senare som de beskrevs som moräntäckta och studerades i detalj (Ängeby 1951). En av lagerföljderna med issjösediment överlagrade av morän, Näsviken, daterades senare till > 40 000 år före nutid (Lundqvist, J. 1967).

Under länskarteringen som pågick mellan 1957 och 1966 (Lundqvist, J. 1969a) beskrevs ett stort antal lokaler med moräntäckta sediment. De mest tydliga och intressanta presenterades i en specifik och omfångsrik publikation, Submoräna sediment i Jämtlands län (Lundqvist, J. 1967). Jan Lundqvist beskriver bland annat en lokal i Kånkback, söder om Hammarstrand, med morän som överlagrar isälvsgrus (Lundqvist, J. 1967) (se 4.1.3.2.4). Här återfinns senare delar av en mammut som dateras till > 43 000 år före nutid (Lundqvist, J. & Pleijel 1976) och senare till 37 700 ± 600 år före nutid (Ukkonen m.fl. 2007). Ett senare tillägg till listan över lokaler med moräntäckta sorterade sediment är Tåsjö (Lundqvist, J. 1978). Här beskrivs en lagerföljd med morän som överlagrar glacifluviala och glacilakustrina sediment. Datering av organiska fynd från de glacilakustrina sedimentet gav en ålder på > 50 000 år före nutid (Lundqvist, J. 1978). Organiskt material från Tåsjö dateras senare och en precisare ålder på 55 900 år före nutid återfås (Lundqvist, J. & Miller 1992). Analyser av dessa resultat ledde till förslaget om Jämtland-interstadialen, 25 000–50 000 år före nutid (tabell 3) (Lundqvist, J. & Mook 1981). Med hjälp av studier av vindslipade stenar (ventifakter) som ett tecken på äldre markytor påvisades ytterligare 11 lokaler med potentiellt interstadiala sediment under morän i södra Jämtlands län, mellan Svenstavik och Grövelsjön, tre av dessa lokaler har daterats med OSL/TL eller kol-14 (Lagerbäck 2007). Vid Fårstöten daterades sediment med OSL och åldrar på mellan 40 000 och 74 000 år före nutid var resultatet. Också kol-14-prover analyserades med resultat mellan 37 000 år före nutid och >50 000 år före nutid. Vid Fjätsjöriet daterades submorän sandig silt med OSL/TL till mellan 12 000 år före nutid och 53 000 år före nutid, i ett lager gyttja mellan moränen och den sandiga silten gav kol-14-åldrar mellan 34 000 år före nutid och >50 000 år före nutid (Lagerbäck 2007). Vid Skorvmyren daterades silt med växtrester till 26 000 år före nutid medan tretton OSL/TL gav varierande resultat mellan 18 000 år före nutid och 100 000 år före nutid, de flesta äldre än 50 000 år före nutid. Lagerbäck (2007) tolkade OSL/TL-dateringarna som osäkra och baserade sin tolkning att dessa interstadiala sediment är från Tärendö(II)-interstadialen baserat på pollenanalys, vilken då ansågs tillhöra MIS 5a (Odderade) men nu anses tillhöra MIS 3 (Hättestrand, M. & Robertsson 2010). Kol-14-dateringarna är dock konsistenta med tidigare resultat från regionen, och likaså flera av OSL/TL-dateringarna. För en överblick av MIS-åldrar se tabell 3.

Lagerbäck tolkade samtliga fall av submoräna sediment som MIS5a baserde på deras infinita dateringar (tabell 3), men har senare justerats upp genom nytolkning av tidigare dateringar och nya dateringar med OSL-metoden (Alexanderson, Johnsen & Murray 2010, Wohlfarth m.fl. 2011). I och med att kol-14-dateringarna ofta visade infinita eller åldrar mycket nära metodens gräns (cirka 50 000 år) tolkades dessa tidigare som felaktiga och placerade stratigrafiskt i stället baserat på pollenanalys som äldre avlagringar, MIS 5a eller 5c (tabell 3). En genomgång av samtliga dateringar av interstadialt material visade dock att en troligare tolkning är att de submoräna sedimenten är yngre, alltså MIS 3 (Wohlfarth 2009, 2010). En av de lokaler som studerats i detalj för att justera åldern på de interstadiala sedimenten är Pilgrimstad, som med nya metoder visar på en ålder av på 52 000–36 000 år före nutid (Alexanderson, Johnsen & Murray 2010). Detta ledde till att konsensus numera är att de interstadiala sedimenten, bland annat i Jämtlands län, vanligen tillhör MIS 3, vilket kan jämföras med åldern på den så kallade Jämtland-interstadialen (Lundqvist, J. & Mook 1981).



Figur 138. Karta med alla kända lokaler med moräntäckta sediment indelade baserat på eventuell tolkning och dateringar utifrån originalkällan. Data samlat från: Alexanderson m.fl. 2010, Asklund 1936, Engstrand 1965, Fegræus 1890, Frödin, 1913, 1914, 1916, 1954, s. 1, A. G. Högbom 1885, 1893, Kulling 1945, Lagerbäck 2007, G. Lundqvist 1957, J. Lundqvist 1967, J. Lundqvist & Miller 1992, J. Lundqvist & Mook 1981, J. Lundqvist & Pleijel 1976, Robertsson 1988, Thorslund 1939, Ukkonen m.fl. 2007, Wohlfarth 2009, Ängeby 1951. Detaljer om lokalerna finns i bilaga 7.1.

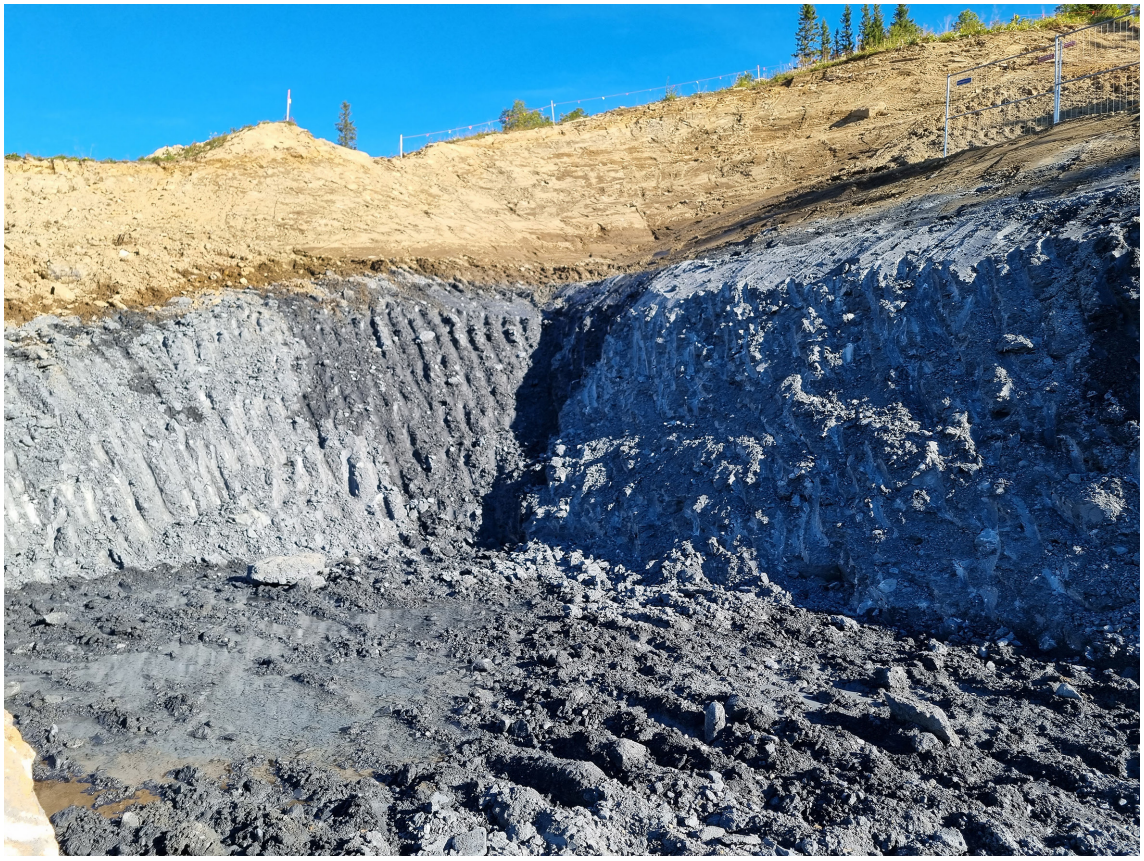
4.1.3.2 Resultat från denna kartläggning

Under kartläggningsarbetet har vi aktivt letat efter nya lokaler med submoräna sorterade sediment, samt besökt de lokaler eller områden som beskrivits i litteraturen. Ofta är de gamla lokalerna igenväxta eller överbyggda och det finns därför inte alltför mycket att tillägga. Dock har vi kunnat bekräfta lagerföljderna på ett flertal platser. På ett fåtal platser har vi också haft möjlighet att OSL-datera sedimenten. Antal OSL-dateringar är få, ibland endast en per lokal, vilket är i minsta laget. Dock kan det ge en indikation om tidigare dateringars giltighet. Utöver det har vi under kartläggningsarbetets gång upptäckt ett par nya lokaler med moräntäckta sediment. Nedan beskrivs dessa lokaler kortfattat, och en tolkning av genes samt ålder ges för varje lokal.

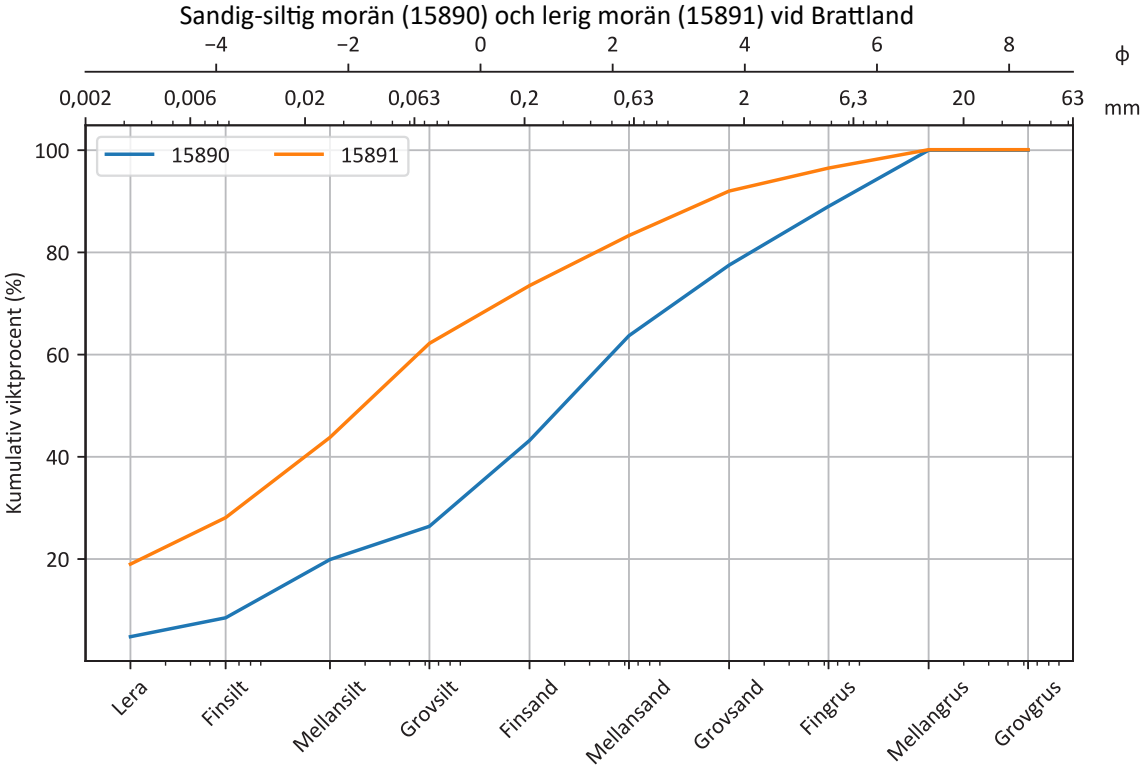
4.1.3.2.1 Åredalen

Kring Åre by med omnejd förekommer skillnader i moränens egenskaper med djupet på flertalet ställen (3.10.1). Denna företeelse är väl känd, inte minst bland traktens grävmaskinister, anläggningsarbetare eller geotekniker. Vad denna skillnad beror på är dock inte känd och är en kunskap som är viktig för att kunna förutse utbredningen av denna specifika lagerföljd.

Lagerföljden består oftast i en övre siltig morän, ofta lite grå eller beige i färgen, som underlagras av en mörk, blåaktig lerig morän eller moränlera. Denna undre enhet kallas ofta lokalt för ”blåhalla” (fig. 139 och fig. 140).



Figur 139. Exempel på blåhalla med överliggande siltig morän vid Ullådalen. Foto: Niklas Sved, Sweco.



Figur 140. Kornstorleksanalys på sandig-siltig morän (blå) och lerig morän (orange) från jordlagerföljden vid Brattland.

Variationerna i moränen kan i grunden förklaras på tre vis:

1) Skillnaden har formats genom vittring eller oxidering av den övre delen sedan den senaste deglaciationen.
2) Skillnaden har skapats genom en vridning av inlandsisens rörelseriktning under den senaste nedisningen vilket resulterat i att material med annan härkomst avlagrats.
3) Skillnaden kan förklaras med att den undre moränen kopplas till en tidigare nedisning efterföljt av en isfri period och sedan den senaste nedisningen.

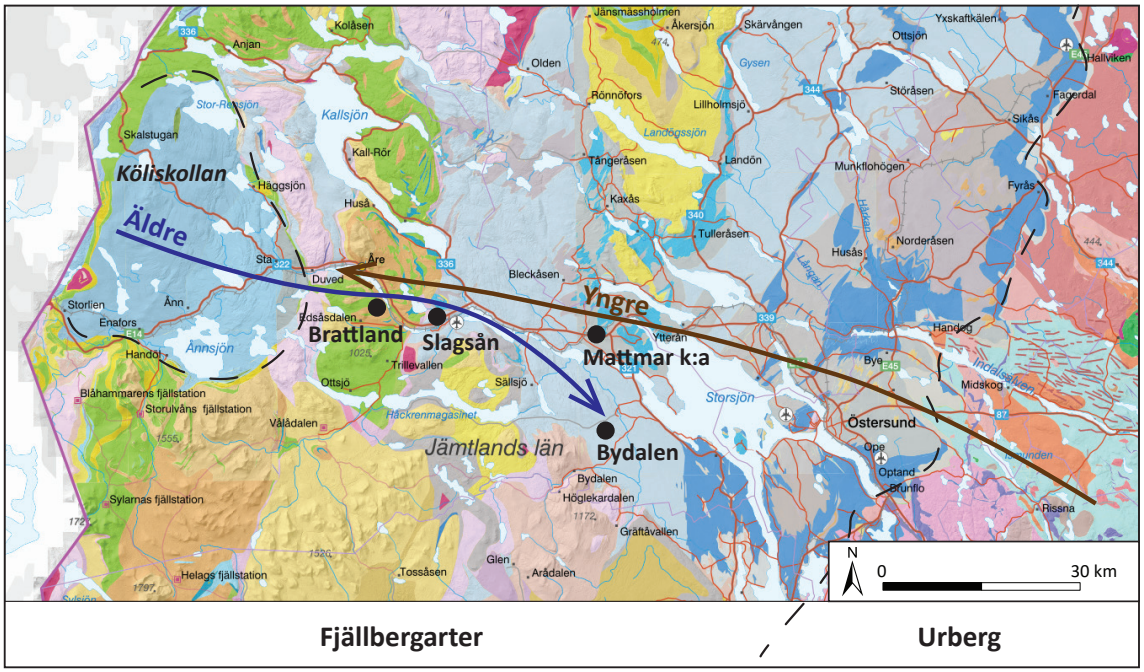
Oxidationen kommer dock påverkas av moränens kornstorlek i grundmassan, en lerig morän kommer hålla mer vatten och således inte oxidera lika enkelt som en sandig-siltig morän. Är dessa moräner avsatta som en enhet eller som två händelser kan hjälpa oss att förutse var dessa lagerföljder förekommer.

För att svara på denna fråga utfördes fyra grävningar i Åredalens östra delar; söder om älven vid Brattland, på höjdområdet ovanför Slagsån, öster om Mattmar kyrka samt vid Hallbrännan, öster om Bydalen (fig. 141).

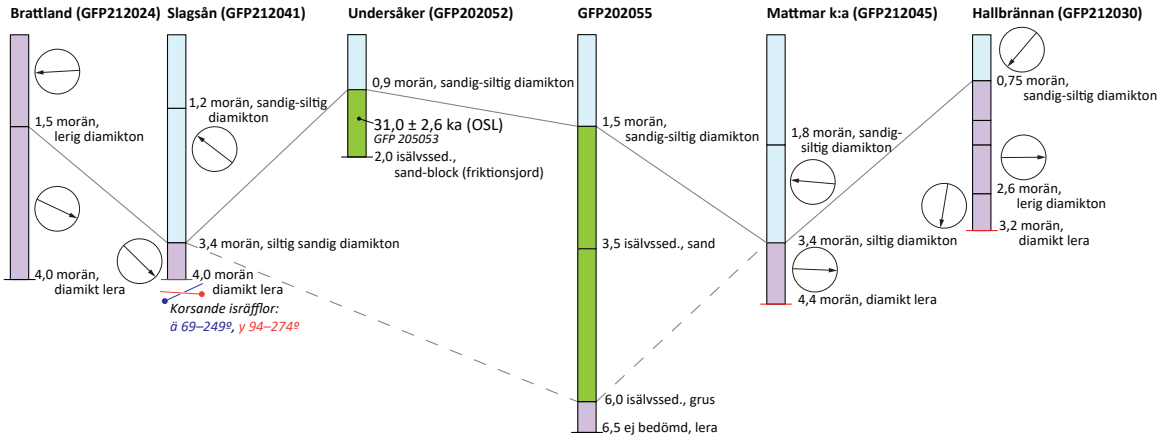
Studierna vid de olika grävningarna har här sammanställts i en logg per lokal. Partikelorienteringsmätningar utfördes i den undre respektive övre moränen vid alla lokaler. Utöver det togs prov i de olika moränerna för XRD-analys (mineralidentifiering med röntgendifraktion).

I alla skärningar (fig. 142), precis som i flertalet andra observationer under kartläggningsarbetet, förekommer en lerig morän (ibland moränlera) överlagrad av en sandig-siltig morän. Den undre moränen är mycket hård och mörk, närmast blå, i färgen.

Gränsen mellan ovanliggande och underliggande moränbädd är ofta skarp i färgskillnad men diffus i kornstorlek (4.1.3.2.1). Vid Undersåker kyrka (GFP202052 i figur 142) har sorterade



Figur 141. Tolkade moränriktningar baserade på XRD och partikelorientering. Berggrundskartan som underlag.



Figur 142. Sammanställning av lagerföljder i Åredalen. Inklusive tolkade partikelorienteringsmätningar och OSL-datering.

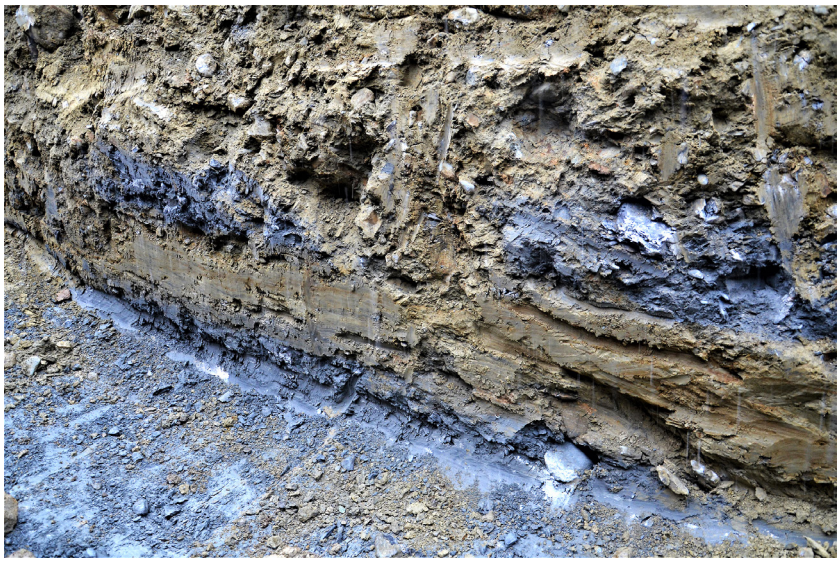
sediment under morän observerats och likaså 5 km norr om Järpen, vid Böle, noterades sorterade sediment (sand) under morän. Vid Böle noterades också ett lerigt lager under sanden (GFP202055 i figur 142). De submoräna sedimenten vid Undersåker kyrka har tidigare beskrivits av Frödin (1913). Genesen på den underliggande leran är oklar men en möjlig tolkning är att den är en moränlera. Den moräntäckta sanden vid Undersåker kyrka har daterats med OSL-metoden. Resultatet är en ålder på 31 000 ± 2 600 år gamla, åldern ger en indikation om att sedimenten är äldre än den senaste nedisningen. Detta är intressant då den eventuellt ger en maximinutbredning under MIS 3. Hur mycket vatten det fanns bundet i inlandsisen under MIS 3 är en fråga som diskuteras, och isen var, baserat på studier vid Folldal i Norge (Mangerud m.fl. 2023) samt dessa resultat, troligtvis relativt liten.

Vid schakten som undersöktes vid Slagsån fanns, som vid de andra grävningarna, inga submoräna sorterade sediment men dock en gräns mellan moränbäddarna, tolkad som erosiv. Den undre moränen vilade direkt på berget och var bevarad specifikt i en depression på ett par decimeter i berggrunden, ett tydligt tecken på erosion. Utanför depressionen förekom endast den övre moränen, på denna bergyta noterades också korsande isräfflor, en äldre riktning på 69–249° och en yngre på 94–274° (fig. 142 och fig. 143).

Vid Mattmar kyrka var gränsen mellan moränerna skarp, med en ställvis förekommande deformerad sand vid gränsen (fig. 144). Reversa förkastningar med västlig riktning förekom i sanden. Vidare fanns fragment av den undre moränen ett par decimeter upp i den övre moränen, dessa tolkas som fragment av inlandsisen, utslitna och inkorporerade i den övre moränen.



Figur 143. Korsande isräfflor vid Slagsån.
Foto: Gunnel Ransed.



Figur 144. Gränsen mellan övre och undre morän vid Mattmar kyrka. Observera sanden och de grå fragmenten av den undre moränen inne i den övre.
Foto: Gustaf Peterson Becher.

Tabell 4. XRD-resultat.

Lokal	Morän	Prov	Kvarts	Fältspat	Klorit	Glimmer (ev. illit)	Kalcit	Amfibol
Hallbrännan	övre	**GFP 21 5035**	60–80	5–15	5–15	2–10	-	-
Hallbrännan	undre	**GFP 21 5037**	40–65	10–20	5–15	2–10	10–20	-
Slagsån	övre	**GFP 21 5043**	40–65	10–20	5–15	5–15	5–10	-
Slagsån	undre	**GFP 21 5040**	40–65	5–15	10–20	5–15	10–20	-
Brattlands-forsen	övre	**GFP 21 5028**	50–75	20–40	5–15	5–15	-	5–10
Brattlands-forsen	undre	**GFP 21 5026**	50–75	15–30	5–15	5–15	5–10	5–10
Mattmar k:a	övre	**GFP 21 5047**	50–75	10–20	5–15	5–15	2–5	-
Mattmar k:a	undre	**GFP 21 5049**	50–75	10–20	5–15	5–15	2–5	-

XRD-proverna visar en skillnad i kalcithalt i de olika moränerna (tabell 4). Vid alla lokaler förutom Mattmar kyrka är kalcithalten större i den undre moränen. Vid Brattlandsforsen och Hallbrännan förekommer ingen kalcit alls i den övre moränen. De övriga mineralen är inte lika enkla att tolka. Kalcithalten talar dock för att den undre moränen innehåller material från en kalkhaltig berggrund.

Tolkningen är att kalkhalten i den undre moränen kan kopplas till ett område med kalk och kalcitförande skiffer i området kring Storlien i väster, den så kallade Köliskollan. Den höga kalcithalten skulle kunna förklaras med en provenans från öster men det är då mycket svårt att förklara den mellanliggande sanden (fig. 144).

Partikelorienteringsanalyserna visar en likartad bild mellan de olika moränbäddarna (tabell 5). Baserat på tolkningen utifrån XRD-data bör isrörelseriktningen vara mer eller mindre motstående; en äldre isrörelse från väst och en yngre från öst. Lokalen vid Hallbrännan är inte lika enkel att tolka men dess position gör att partikelorienteringarna inte är lika enkla att tolka utifrån de tre övriga lokalerna då inlandsisen troligen hade en skild konfiguration både under den senaste och den näst senaste nedisningen.

Sammantaget talar resultaten från lokalerna som undersökts för att de båda moränbäddarna vid Åredalen är avsatta av två olika nedisningar. Den erosiva kontakten mellan moränbäddarna vid Slagsån och Mattmar kyrka, samt de underliggande sedimenten i de närliggande lokalerna vid Böle och Undersåker kyrka talar för att en sådan tolkning är rimlig. XRD-analyserna och till viss del partikelorienteringarna stärker vidare tolkningen. Utöver detta ger OSL-dateringen, om än enskild och något osäker, ytterligare en indikation på att moränbäddarna i Åredalen är från två olika nedisningar. Ett annat alternativ skulle vara att de två moränbäddarna är bildade under samma nedisning fast med en isdelare i väst (inlandsisen avancerar ur fjällen) och en i öst (deglaciationen), det blir i detta fall svårare att förklara de submoräna sedimenten.

Tabell 5. Partikelorienteringsanalyser.

Lokal	Moränbädd	Mean vector *Fisher*	S1 *Bingham*	Tolkad riktning *Komb*
Brattland	Övre	122°	0,57	V
Brattland	Undre	114°	0,58	OSO
Hallbrännan	Övre	222°	0,81	SV?
Hallbrännan	Mellersta	85°	0,73	V?
Hallbrännan	Undre	202°	0,62	S ?
Slagsån	Övre	100°	0,77	VSV
Slagsån	Undre	320°	0,65	OSO
Mattmar k:a	Övre	327°	0,75	V eller O
Mattmar k:a	Undre	287°	0,75	O

Den så kallade blåhallan har troligen bildats av en äldre inlandsis som utvecklats från vattendelaren i väster. Inlandsisen har sedan smält bort, sediment har avsatts i vattendrag framför isen, vilken senare avancerat över sedimenten. Detta var den senaste nedisningen och när den växt sig tillräckligt stor förflyttades isdelaren från fjällkedjan mot nordost, detta ledde till en ändrad isrörelseriktning som förde med sig urbergsmaterial och således en mindre andel kalcit.

4.1.3.2.2 Köttsjön

Samhället Köttsjön ligger i kartområdet Krångedes norra del (3.26). Vid Bygget, söder om Köttsjöns samhälle finns en grustäkt med en tydlig morän överst i skärningen (fig. 145).

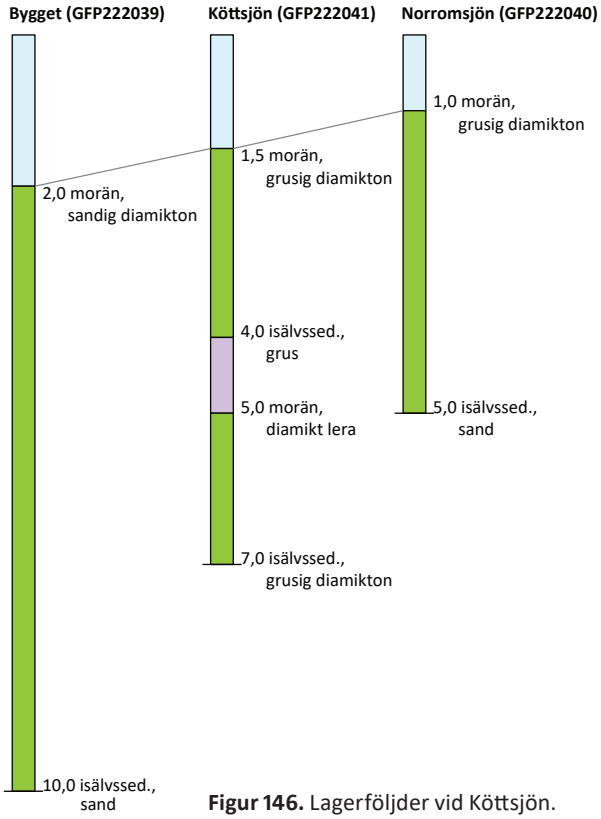
Moränen är en sandig kompakt morän, med kantavrundade klaster. Det underlagrande sedimentet är en tydligt skiktad sand och grus (fig. 146) med en mäktighet på minst 8 m. Gränsen mellan sorterade sediment och morän är skarp och tydligt erosiv (fig. 145). Moränen innehåller mestadels kristallina bergarter.

Rakt norr om Bygget, på andra sidan sjön, ligger en grustäkt. I grustäkten noterades en tydlig kompakt och mörk lerig diamikton över ett lager grus med en mycket tydlig gräns (Köttsjön i figur 147). Ovan den leriga diamiktonen vilar ett ofullständigt sorterat grus med en otydlig övergång mot en diamikton (fig. 147). Lagerföljden tolkas som ett isälvsmaterial i botten överlagrad av en lerig morän med härkomst från skifferområden kring Östersund. Gruset ovan den leriga moränen är ett isälvsmaterial eller älvgrus, som sedan har överlagrats av ytterligare en morän. Den översta moränen är att likställa med moränen vid Bygget även om den inte är alls lika tydlig. Provenansen på den övre moränen är från urbergsområdet.

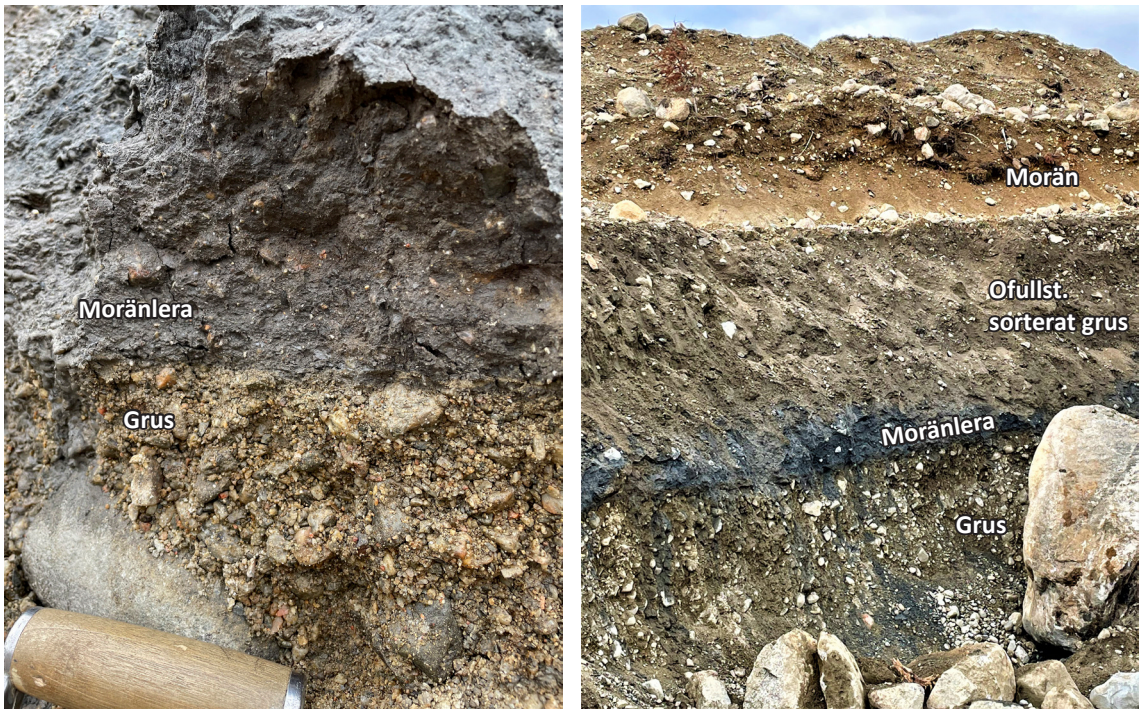


Figur 145. Moränbädden överst i grustaget vid Bygget, Köttsjön (GFP222039). Spaden pekar på gränsen mellan morän och underliggande sand. Foto: Henrik Mikko.

Söder om Köttsjön, vid gården Norromsjön, noterades en skärning med moräntäckta sediment (fig. 146). En sorterad sand överlagrat av en grusig diamikton. Baserat på de omgivande lokalerna tolkas också denna lokal som moräntäckta sediment.



Figur 146. Lagerföljder vid Köttsjön.



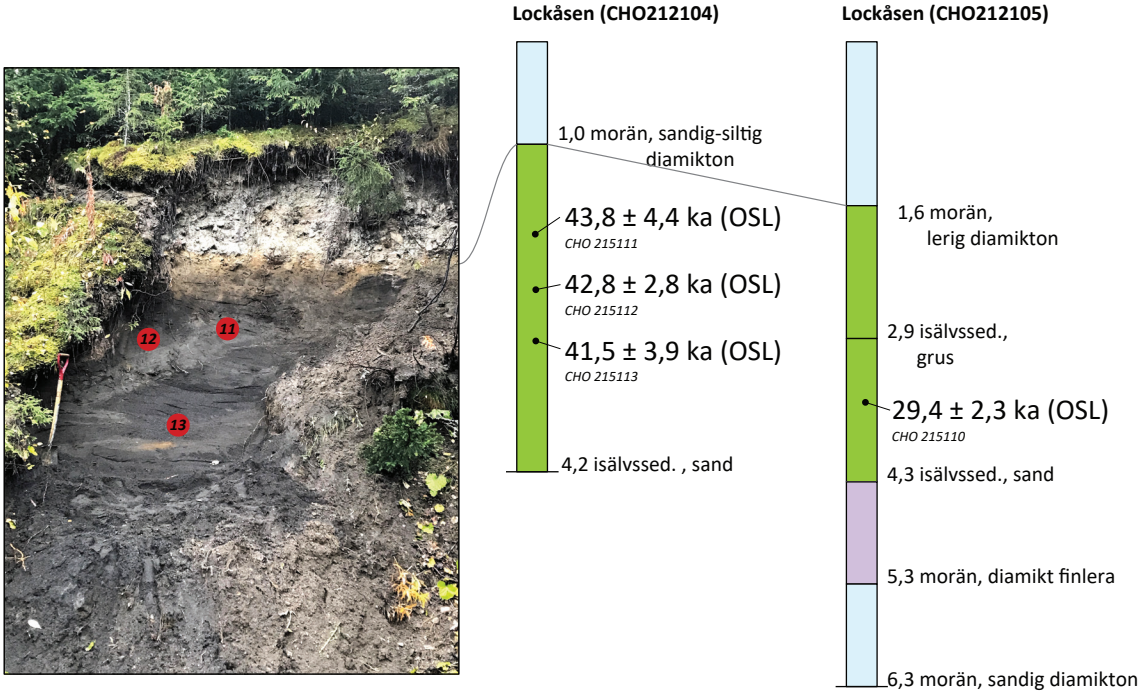
Figur 147. Till vänster kontakten mellan lerig morän och underliggande grus vid Köttsjön (GFP222041) samt till höger en bild på lagerföljden (fig. 146), notera den mörka moränleran. Foto: Gustaf Peterson Becher.

4.1.3.2.3 Lockåsen

På kartbladet Myrviken (3.19) finns dokumenterade observationer av submoräna sediment vid flera lokaler. Här beskrivs två lagerföljder som under fältarbetet dokumenterades vid Lockåsen, sex kilometer sydväst om Myrvikens samhälle.

Vid västra Lockåsen (CHO212104 i figur 148) blottas en övre, 1 m mäktig lerig morän underlagrand av deformerat isälvssediment (fig. 148). Moränen är kompakt, sandig-siltig, lerig och har en fissil struktur. Strukturen och hårdheten tyder på att moränen är avsatt vid botten av isen. Gränsen mellan morän och isälvssanden är diffus. Deformerad sand har dragits med upp i moränen och antydan till komprimeringsstrukturer finns (eng. *load structures*). Deformationsstrukturerna i sanden indikerar i sin tur att den överlagrande moränbädden avsatts från en is med flödesriktning från sydost mot nordost. Liknande rörelseriktning visar även de kartlagda landformerna i närheten (sydsydost–nordnordväst). Tre OSL-prover togs i sanden och de visar på åldrar omkring 42 000 år före nutid.

Knappt 500 m öster därom ligger östra Lockåsen (CHO212105 i figur 148) med en morän ovanpå isälvssediment i sin tur ovanpå en andra moränbädd. Denna lokal kunde vid tillfället inte rensas lika brett som den västra lokalen, vilket gör bedömningen av till exempel lagergränserna svårare. Den övre moränen är fissil, mörkgrå-svart och lerig (fig. 148). Övergången mellan den övre moränleran och isälvssediment är dock till synes skarp, vilket antas bero på att det är ett grovt sediment bestående av grus, som inte bevarar deformationsstrukturer lika bra som finare sediment. Mäktigheten av isälvsgrus och sand är knappt 1,5 m, vilket överlagrar drygt 1 m välsorterad mörkgrå mellansand. Härunder observerades ytterligare en 0,8 m mäktig, mörkgrå, moränlera, också den med fissil struktur. Resten av den dokumenterade lagerföljden, drygt 1 m diamikton slutar i rasmassor. Denna diamikton är grusig, sandig, och innehåller klumpar av lera (eng. *rip-up clasts*). På denna lokal togs ett OSL-prov från mellansanden, som stratigrafiskt ligger emellan den övre leriga moränen och moränleran. Åldern på denna visar cirka 30 000 år före nutid.



Figur 148. Lagerföljder vid Lockåsen. Finkornig morän överlagrar sorterad sand och grus. Lokal CHO212105 har en begravd moränlera längre ned i stratigrafin, med ytterligare grusig-sandig diamikton där under. Foto: Christian Öhrling.

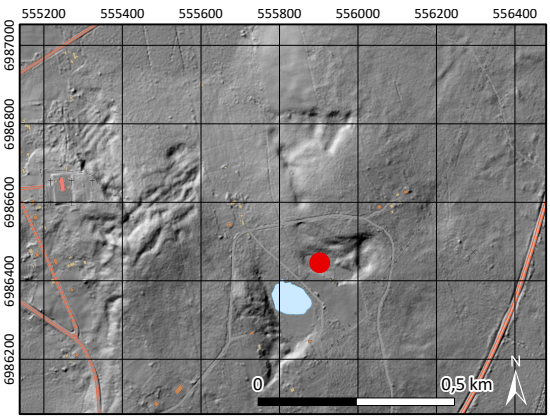
4.1.3.2.4 Håsjö

Genom de östra delarna av Jämtlands län löper ett randläge som kartlagts under arbetet med jordartskartläggningen, se 4.1.1.2. Hypotesen är att detta randläge är äldre än den senaste nedisningen. För att testa detta har borrningar utförts på två platser i de dödisgropar som noterats på randlägets proximalsida. Dödisgroparna tolkas vara bildade i samband med moränryggen och de sediment som avlagrats i dem skulle troligtvis vara äldre än den senaste nedisningen och överlagras av en moränbädd från den senaste deglaciationen.

Vid Lindbergstropet (GFP222012 i figur 150), Håsjö, borrades en av dessa gropar med en genomströmningsprovtagare monterad på en Cobra bensindriven slagborr (fig. 149). Prov togs upp ett par gånger per meter för loggning.

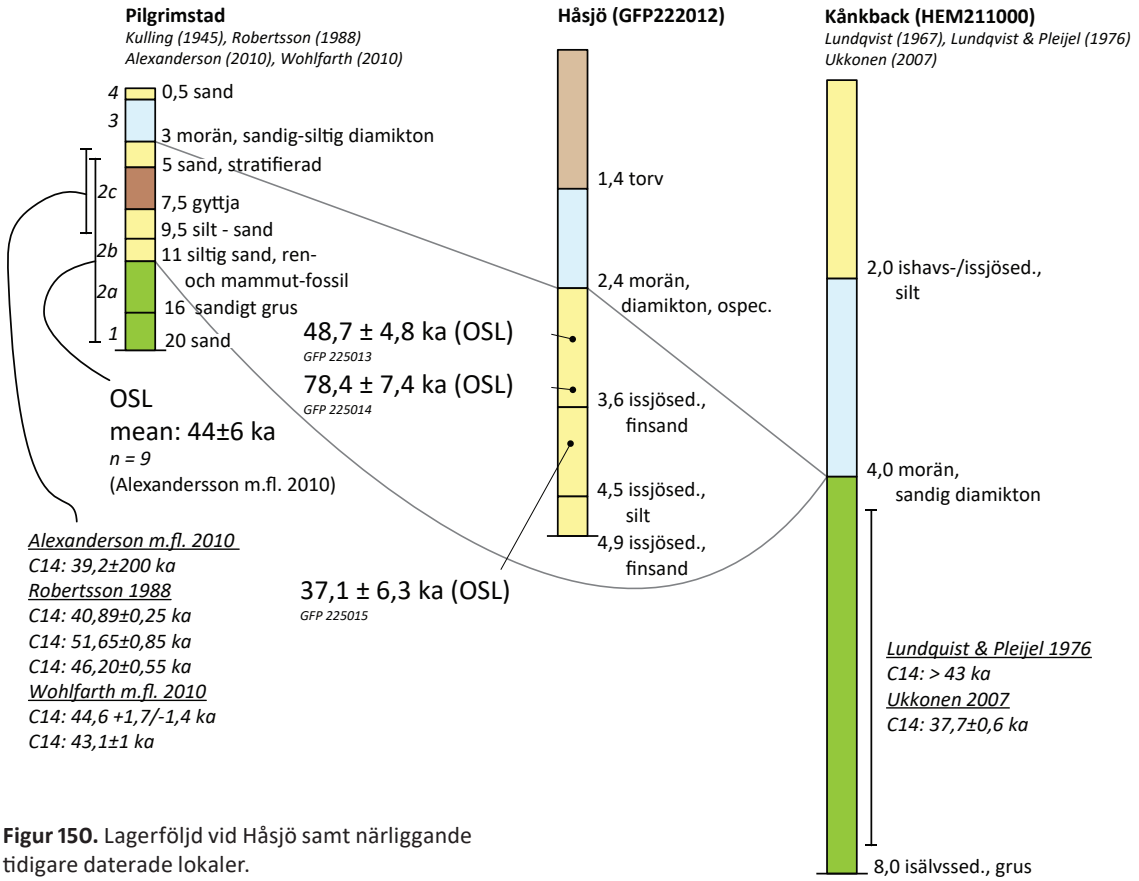
Lagerföljden vid Håsjö är 4,9 m djup. I bottnen troligen morän eller berg. De nedre 2,5 m består av finsand, sedan silt och finsand igen. Dessa sediment är tolkade som issjösediment, avsatt i en liten vattensamling framför iskanten. I dessa lager togs totalt tre OSL-prov. De finkorniga sedimenten överlagras sedan av ungefär en meter morän och överst 1,4 m torv (fig. 150).

OSL-proverna visar en stor spridning, från 37 000 till 78 000 år. För att kunna tolka dessa dateringar med tillförsikt krävs ytterligare arbete. Det är dock troligt att den äldre åldern är otillräckligt nollställd, den har alltså inte varit utsatt för tillräckligt mycket solljus vid depositionen. Det är således rimligt att anta att sedimenten är äldre än den senaste deglaciationen och sannolikt MIS 3. En jämförelse med närliggande lokaler, Pilgrimstad och Kånkback, stärker tolkningen (fig. 150). Dateringar vid både Pilgrimstad och Kånkback ger en ålder kring drygt 40 000 år baserat på kol-14 och OSL (fig. 150).



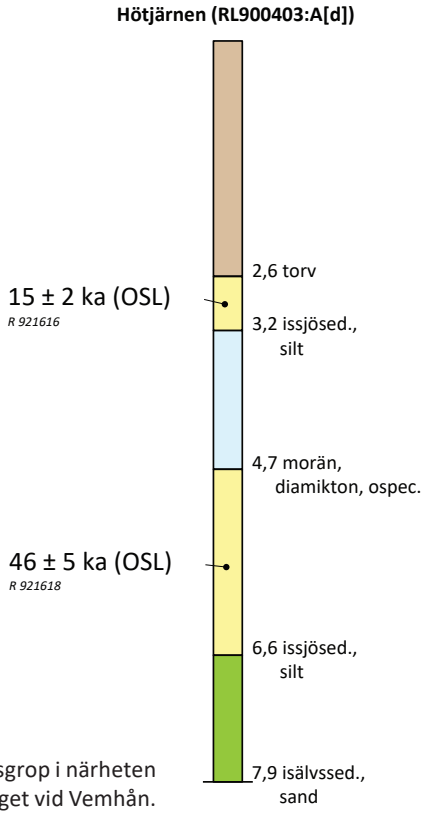
Figur 149. Översiktskarta och borrplatsen utmärkt vid Håsjö samt foto på borrplatsen.
Foto: Gustaf Peterson Becher.





Figur 150. Lagerföljd vid Håsjö samt närliggande tidigare daterade lokaler.

En ytterligare jämförelse kan göras längre söderut i närheten av det hypotetiserade randläget (4.1.1.2), nämligen vid Hötjärnen vid Vemhåns dalgång (fig. 151). Här borrade Robert Lagerbäck (SGU) ytterligare en av de dödisgropar som ligger proximalt randläget. Vid tillfället för borrningen var man troligen inte medveten om randläget men undersökte frågor om äldre sediment. Dateringarna eller loggen har inte publicerats tidigare utan har varit förvarade i SGU:s arkiv. OSL-metoden var i sin linda under tidigt 1990-tal och således är det svårt att bedöma dateringarnas kvalitet. Lokalen visar dock på en ålder av de moräntäckta sorterade sedimenten som överensstämmer med ovanstående lokaler, ungefär 46 600 ± 6 000 år (tabell 7). Vidare, vilket är ett tecken på god kvalitet på dateringarna är att silten ovan moränen har en ålder som är ungefärligen deglacial i ålder (fig. 151).



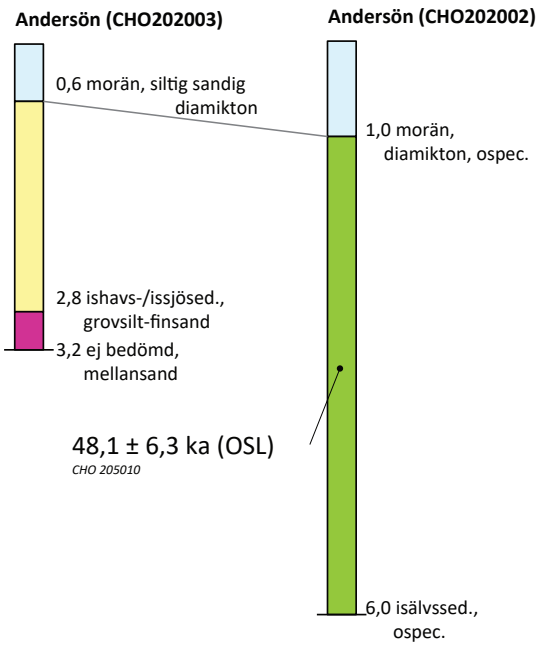
Figur 151. Lagerföljd från dödisgrop i närheten av randläget vid Vemhån.

4.1.3.2.5 Andersön

På Andersöns nordöstra del återfinns en lokal med moräntäckta sediment (fig. 152). Denna har beskrivits i litteraturen tidigare men ej i större detalj (Asklund 1936, Frödin 1954, Lundqvist, J. 1967). Vid Oxmjälet har en tydlig nipa utvecklats genom vattnets erosion vid strandkanten. Nipan är drygt 10 m hög men endast de övre delarna är blottade. Lagerföljden uppvisar överst en morän med en tydlig erosionsgräns mot underliggande sediment.

Sedimenten är kraftigt deformerade i en ungefärlig riktning mot väster och består av finsand och silt i de övre delarna och i de nedre delarna sand och grus. Enligt Lundqvist (1967) förekommer en grusig morän under de sorterade sedimenten den har dock inte noterats vid den nuvarande kartläggningen. Deformationen syns både genom veckningar, förkastningar och avvattningsstrukturer (eng. *water escape structure*) (fig. 153). Troligt är att den inlandsis som avsatt den övre moränen också har deformerat sedimenten, vilket stämmer väl med isrörelseriktningen mot väst under den senaste deglaciation av området. Genom en datering av sanden med OSL-metoden återfås en ålder av 48 100 ± 6 400 år före nutid. Även om endast en datering analyserats från området indikerar den trots allt en interglacial ålder från MIS 3.

Lokalen tolkas som ett sediment avsatt under en isfri period. Dessa sediment har sedan överskridits av den senaste inlandsisen. Under deglaciationen var isrörelsen i området i princip västlig, vilket förklarar deformationsstrukturer både vad gäller förkastningar och avvattningsstrukturer, varav vissa indikerar en västlig riktning (fig. 153).



Figur 152. Lagerföljder vid Andersön.



Figur 153. Avvattningsstruktur vid Andersön. Observera också de förkastningar som sannolikt bildats efter det höga subglaciala tryck som bildat avvattningsstrukturen. Foto: Gustaf Peterson Becher.

4.1.3.3 Diskussion kring de submoräna sedimentens ålder

En viktig parameter för att förstå geologin i ett område är att skapa sig en bild av sedimentens ålder, alltså när de avsattes. Detta kan göras på olika sätt, både relativt och absolut. Det kan göras genom att datera sedimenten på plats eller genom att koppla dem till andra, daterade, lagerföljder genom att till exempel jämföra växtrester och andra indikatorer.

Jämtlands län har studerats geologiskt under lång tid och det går därför att se utvecklingen av dateringsmetoderna över tid. De yngre sedimenten (efter den senaste deglaciationen) har först och främst daterats med en lokal varvtidsskala. På senare tid har denna kompletterats med ett fåtal dateringar med kol-14-metoden vilka har sammanställts i Stroeven (2016) och Hughes (2016). I samband med denna kartläggning har issjöarnas potential utnyttjats och ytterligare dateringar har gjorts (Regnéll m.fl. 2023). Detta har gett oss en förhållandevis god bild av deglaciationens tidsram, och händelseförloppet i samband med deglaciationen inom området beskrivs mer utförligt i avsnitt 4.1.2.

I större dunkel är de sediment som beskrivits här ovan, de moräntäckta sedimenten. Historiken över tolkning och diskussion kring dessa sediments ålder presenteras i avsnitt 4.1.3.1. I detta avsnitt kommer de dateringar som utförts inom projektet samt opublicerade dateringar från SGU:s arkiv diskuteras. Vi de tillfällen då submoräna sediment möjliga att datera observerats har prover tagits för OSL-analys. Totalt har 9 prover tagits för datering av submoräna sediment (tabell 6).

Utöver dessa dateringar presenteras här också flertalet dateringar utförda under tidigare undersökningsarbeten vid SGU men som förblivit opublicerade (tabell 7). Dessa dateringar, som är kol-14-dateringar eller luminiscensdateringar av typen TL eller OSL, utfördes under slutet på 1980-talet och 1990-talet. Metoderna var vid denna tid nyutvecklade vilket kan medföra fler felkällor, såsom osäkerhet vid provtagning, provpreparering samt labbmetoder. Tyvärr finns inte heller den rådata som idag ofta levereras med proverna tillgänglig vid tillfället för skrivandet av denna rapport vilket gör att kvaliteten svår att bedöma. Vi anser det dock rimligt att publicera dessa dateringar så att de blir tillgängliga. Sammantaget innebär dessa dateringar en ökning med drygt 50 % jämfört med tidigare publicerade dateringar, från 1957 och framåt.

Tabell 6. OSL-dateringar genomförda som en del av denna kartläggning. För lokalernas läge se figur 154. Lokalernas läge för lokaler daterade som en del i denna studie eller från SGU:s arkiv. *LLL = Lund Luminescence Laboratory, Lunds universitet.

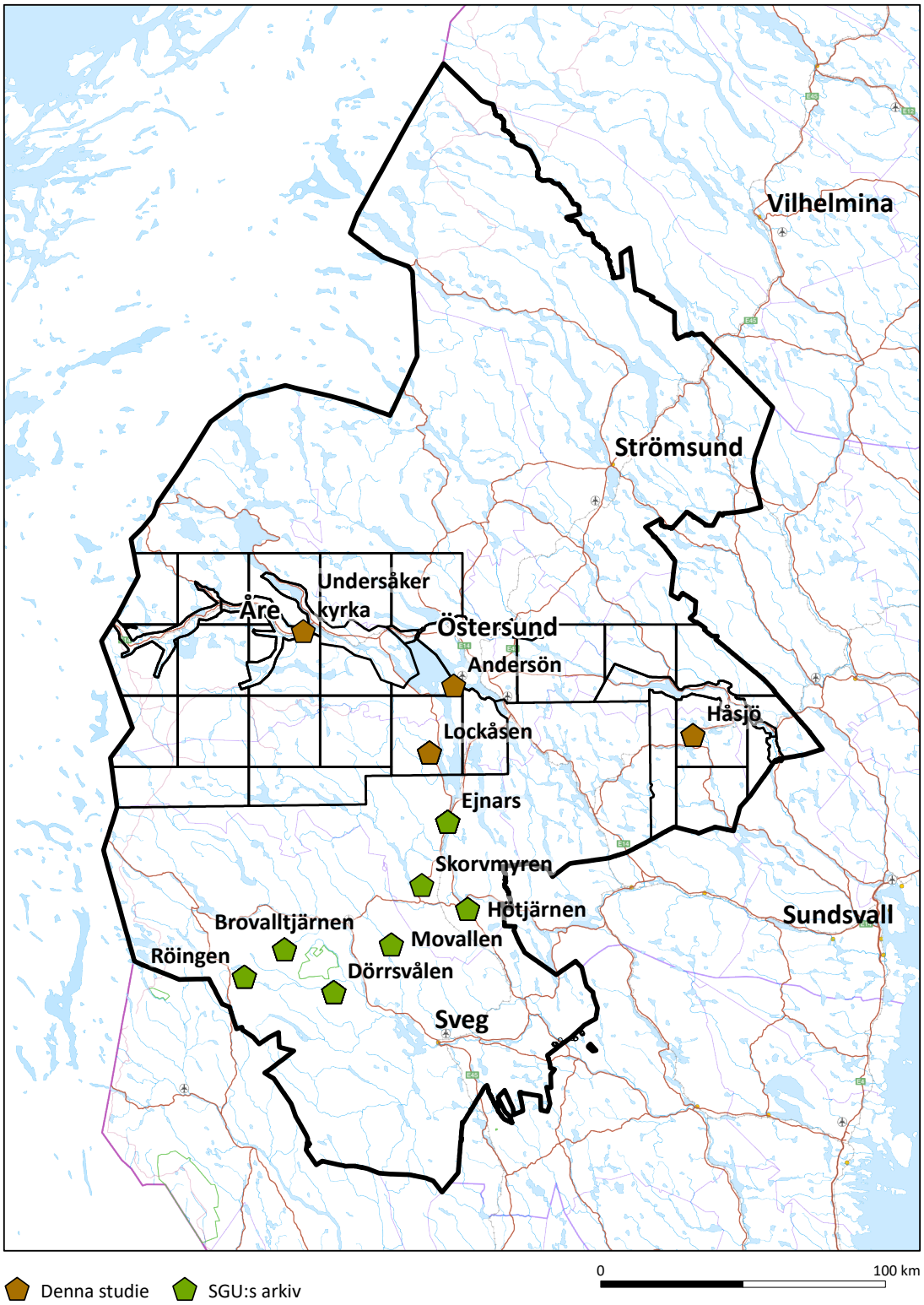
Lokal	N	E	Metod	LabbID*	Ålder	Felmarginal
Andersön (CHO202002)	7003800	471900	OSL	LLL-20147	48 100	± 6 300
Håsjö (GFP222012)	6986400	555900	OSL	LLL-22083Q	48 700	± 4 800
Håsjö (GFP222012)	6986400	555900	OSL	LLL-22084Q	78 400	± 7 400
Håsjö (GFP222012)	6986400	555900	OSL	LLL-22085Q	37 100	± 6 300
Lockåsen (CHO212104)	6980300	463400	OSL	LLL-21056	43 800	± 4 400
Lockåsen (CHO212104)	6980300	463400	OSL	LLL-21057	42 800	± 2 800
Lockåsen (CHO212104)	6980300	463400	OSL	LLL-21058	41 500	± 3 900
Lockåsen (CHO212105)	6980300	463400	OSL	LLL-21055	29 400	± 2 300
Undersåker kyrka (GFP202052)	7022900	419100	OSL	LLL-20146	31 000	± 2 600

Tabell 7. Tidigare opublicerade dateringar av sediment i Jämtlands län med kol-14 (C14), TL eller OSL. För lokalernas läge se figur 154. *R = Risølaboratoriet, Århus universitet; st = Naturhistorsika riksmuseet, Stockholm; Ua = Ångströmlaboratoriet, Uppsala universitet.

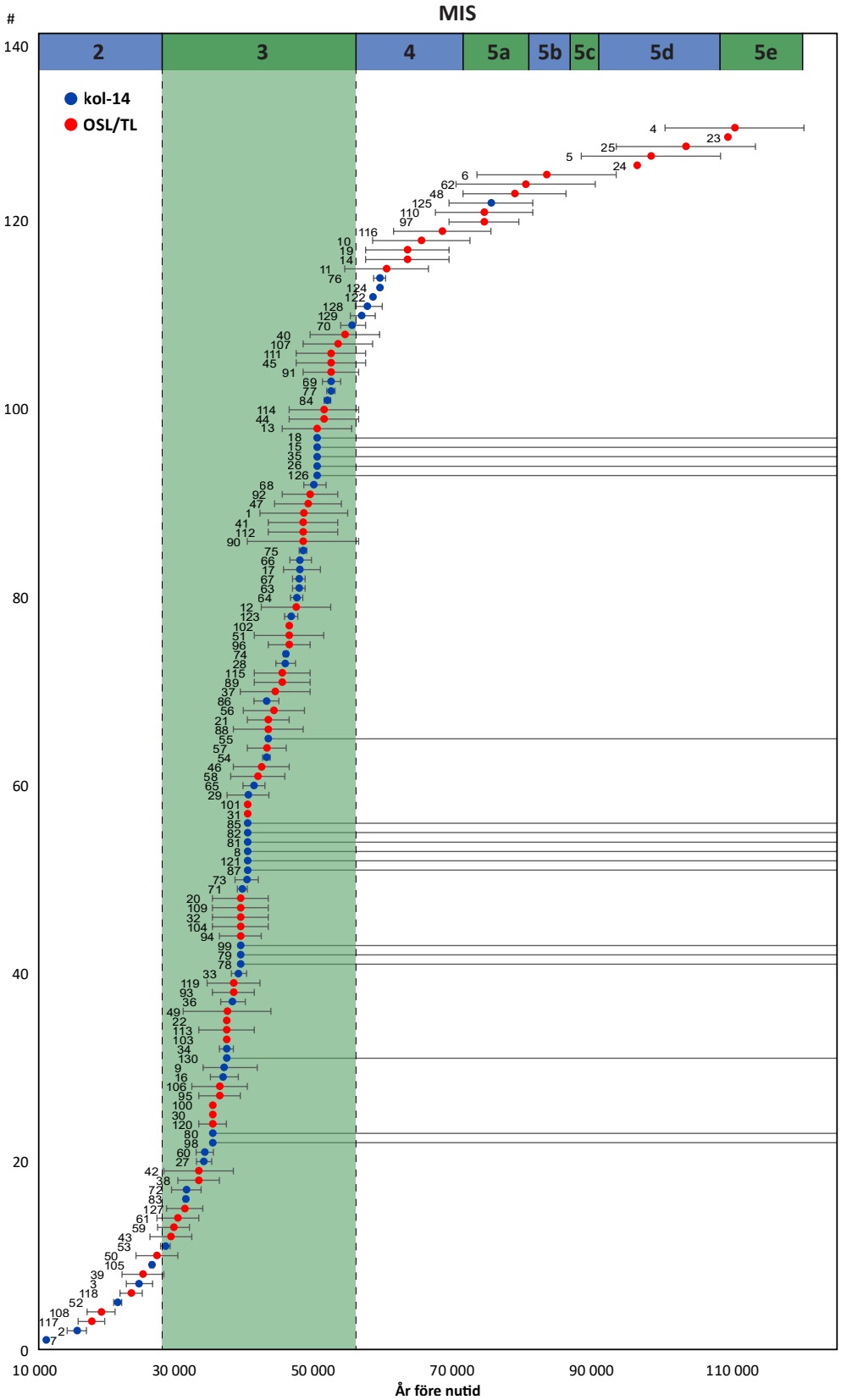
Lokal	N	E	Metod	LabbID*	Ålder	Felmarginal
Brovalltjärnen	6911200	412500	C14	st 12626	15 500	± 1 385
Brovalltjärnen	6911200	412500	C14	st 12627	24 400	+ 2 000/- 1 800
Brovalltjärnen (RL910413:A)	6911200	412500	OSL	R-921602	110 000	± 10 000
Brovalltjärnen (RL910413:A)	6911200	412500	TL	R-921602	98 000	± 10 000
Brovalltjärnen (RL910413:A)	6911200	412500	OSL	R-921602	83 000	± 10 000
Dörrsvålen	6896200	429800	C14	st 13228	11 080	± 110
Dörrsvålen	6896200	429800	C14	Ua-2537	> 40 000	
Dörrsvålen	6896200	429800	C14	st 12625	36 640	+ 4 800/- 3 000
Dörrsvålen (res) (RL900327:D)	6896200	429800	TL	R-921623	65 000	± 7 000
Dörrsvålen (res) (RL900327:D)	6896200	429800	OSL	R-921623	60 000	± 6 000
Dörrsvålen (RL900327:D)	6896200	429800	TL	R-921621	47 000	± 5 000
Dörrsvålen (RL900327:D)	6896200	429800	TL	R-921622	50 000	± 5 000
Dörrsvålen (RL900327:D)	6896200	429800	OSL	R-921622	63 000	± 6 000
Ejnars	6956000	469800	C14	st 14350	> 50 000	
Ejnars	6956000	469800	C14	st 14351	36 500	+ 2 200/- 1 800
Ejnars	6956000	469800	C14	st 14352	47 500	+ 3 000/- 2 300
Ejnars	6956000	469800	C14	st 14353	> 50 000	
Ejnars (Svenstavik) (RL950918:A)	6956000	469800	TL	R-961609	63 000	± 6 000
Ejnars (Svenstavik) (RL950918:A)	6956000	469800	TL/OSL	R-961610	39 000	± 4 000
Ejnars (Svenstavik) (RL950918:A7)	6956000	469800	TL	R-961610	43 000	
Ejnars (Svenstavik) (RL950918:A7)	6956000	469800	TL	R-961610	37 000	
Ejnars (Svenstavik) (RL950920:A)	6956000	469800	TL	R-961611	109 000	
Ejnars (Svenstavik) (RL950920:A)	6956000	469800	TL	R-961611	96 000	
Ejnars (Svenstavik) (RL950920:A)	6956000	469800	TL/OSL	R-961611	103 000	± 10 000
Hötjärnen (RL900403:A)	6925400	476800	TL	R-921617	27 000	± 3 000
Hötjärnen (RL900403:A)	6925400	476800	OSL	R-921618	46 000	± 5 000
Hötjärnen (Vemhån)	6925400	476800	C14	Ua-1561	21 355	± 575
Hötjärnen (Vemhån)	6925400	476800	C14	Ua-1417	28 220	± 675
Movallen	6912900	450000	C14	Ua-2538	33 860	± 1 240
Movallen (Vemhån) (RL900329:A)	6912900	450000	TL	R-921619	30 000	± 3 000
Movallen (Vemhån) (RL900329:A)	6912900	450000	TL	R-921620	80 000	± 10 000
Röingen (Högvålen) (RL950404:C)	6901600	398400	TL	R-961602	35 000	
Röingen (Högvålen) (RL950404:C)	6901600	398400	TL	R-961602	40 000	
Röingen (Högvålen) (RL950404:C)	6901600	398400	TL	R-961602	46 000	
Röingen (Högvålen) (RL950404:C)	6901600	398400	OSL	R-961602	37 000	
Röingen (Högvålen) (RL950404:C)	6901600	398400	TL	R-961602	39 000	± 4 000
Skorvmyren (RL940416:A)	6933800	460700	OSL	R-971604	17 600	± 1 900

De dateringar av förmodat interstadiala sediment (submoräna) har varit kopplade till ett fåtal platser som studerats i detalj, främst av dessa är Pilgrimstad som har studerats i detalj med flera olika metoder (Kulling 1945, Alexanderson, Johnsen & Murray 2010, Wohlfarth m.fl. 2011). Utöver detta har Kånkback (Lundqvist, J. & Pleijel 1976), Vålbacken (Thorslund 1938, Lundqvist, G. 1957) och Tåsjö (Lundqvist, J. & Miller 1992) studerats och daterats i tidigare studier. Endast Kånkback återfinns i det, som en del av detta arbete, kartlagda området.

Som vi har beskrivit här, har under kartläggningsarbetet flertalet lokaler med moräntäckta sediment eller dubbla moränbäddar noterats. Vid fyra lokaler har dateringar med OSL-metoden gjorts, totalt nio dateringar. För att med säkerhet utvärdera dessa lokaler kronologiskt så är



Figur 154. Lokalernas läge för lokaler daterade som en del i denna studie eller från SGU:s arkiv. Jämför med tabell 6 och tabell 7.



Figur 155. Dateringar indelade efter metod. Se bilaga 7.2 ”Dateringar av submoräna sorterade sediment” för mer information per datapunkt. Förutom data insamlat som en del i denna studie och från SGU:s arkiv är informationen sammanställd från Lundqvist, G. 1957, s. 57, Engstrand 1965, Lundqvist, J. 1967, 1978, Lundqvist, J. & Pleijel 1976, Lundqvist, J. & Mook 1981, Robertsson 1988, Lundqvist, J. & Miller 1992, Lagerbäck 2007, Ukkonen m.fl. 2007, Wohlfarth 2009, Alexanderson, Johnsen & Murray 2010.

detta för få dateringar, syftet har dock varit att skapa en förståelse om sedimenten är avsatta under en interstadial eller subglacialt. Proverna visar alla på åldrar under interstadialen MIS 3 men i mer detalj är svårt att uttala sig med den provtagningsplan som använts här. Utöver dessa 9 prover har ytterligare resultat från OSL- och TL-dateringar hittats i SGU:s arkiv inom Jämtlands län (tabell 7).

Proverna ifrån SGU:s arkiv togs alla under OSL/TL-teknologins tidiga år vilket, tillsammans med avsaknad av metadata av tillräcklig kvalitet, gör dessa analyser svårtolkade. Samtidigt är det rimligt att anta att provtagningsproceduren kan ha lett till påverkan på proverna i samband med att rutiner för provtagningens tillvägagångssätt utvecklats. Bland proverna gäller detta speciellt fyra prover med mycket unga åldrar. Trots att de har tagits från sediment under morän, visar de på åldrar mellan 10 000 och 20 000 år före nutid. Dessa anser vi inte visar en korrekt ålder då de kan ha utsatts för ljus under provtagningen.

Genom att sammanställa tidigare insamlade och publicerade åldrar av submoräna sediment, både med kol-14-metoden och OSL, tillsammans med OSL/TL från SGU:s arkiv, samt de OSL-åldrar som tagits fram inom detta projekt fås ett totalt antal om 130 prover i Jämtlands län (se bilaga 7.2).

Då vi inte, som en del i detta projekt, har haft möjlighet att i detalj studera varje lokal väljer vi i stället att resonera kring dateringarna ur ett övergripande perspektiv genom att titta på hela datasetet. I figur 155 är åldrarna för respektive datering plottade i storleksordning.

Det är i figuren tydlig att flertalet av dateringarna hamnar i MIS 3, vilket faller väl in i den tolkning som har gjorts tidigare från Pilgrimstad (Alexanderson, Johnsen & Murray 2010, Wohlfarth m.fl. 2011).

En stor del av de sediment som avsattes under MIS 3 deponerades sannolikt framför en inlandsis. Detta kan ha skett antingen när inlandsisen drog sig tillbaka från utbredningen under MIS 4 eller när inlandsisen avancerade framåt under senaste nedisningen (MIS 2). De dateringar som ligger i det yngre spannet av MIS 3 kan därför vara kopplade till den senaste nedisningens framryckning. De äldre åldrarna inom MIS 3 överensstämmer istället med dateringar av Idre-moränen och Veikimoräner, vilka daterats till ungefär 55 000 år före nutid, respektive 56 000–39 000 år före nutid (Kleman m.fl. 2020, Alexanderson m.fl. 2022). Veikimoränerna tolkas som bildade under tillbakadragandet av en inlandsis som varit som störst under MIS 4, detsamma gäller den tolkning som gjorts i denna studie av det randläge som morfologiskt kopplats samman med Veikimoränen i norr och Idremoränen i syd (4.1.3.2.4, Peterson Becher m.fl., 2022). Sediment vid Håsjö kopplade till randläget visar en spridning mellan 37 100 och 78 400 år före nutid på tre dateringar med ett medel kring 55 000 år före nutid (4.1.3.2.4).

Det finns också ett antal dateringar som är yngre vilka är svåra att förklara i och med att de daterade lokalerna som är inkluderade tolkats som äldre än den senaste nedisningen. En förklaring av dessa datapunkter är sannolikt kopplat till felaktig tolkning av lokalernas stratigrafi eller problem vid provtagningstillfället, såsom kontaminering av yngre kol. För att ge klarhet i detta krävs dock en mer ingående studie per lokal vilket inte har gjorts här.

Utöver ovanstående finns också flertalet dateringar som indikerar betydligt äldre åldrar än MIS 3. Dessa kan tolkas på i vart fall två sätt. Ett, dessa kan vara sediment som avsatts under värmeperioder under MIS 5, såsom 5a, 5c eller 5e. Sedimenten kan vara *in situ* eller omlagrade av efterföljande nedisning. Två, dessa dateringar kan vara otillräckligt blekta vid tiden för deposition vilket medför att resultatet blir för gammalt då sedimenten inte nollställts tillräckligt väl (2.2.1.3). I Jämtlands län förekommer dock, på ett par ställen, en undre morän, vilken ställvis tolkas överlagra ett sorterat sediment. Detta är relativt tydligt bland annat i Köttsjön (4.1.3.2.2) och Lockåsen (4.1.3.2.3). Det finns alltså stratigrafiska indikationer på sediment från en trolig interstadial innan MIS 4 inom kartområdet. Det är alltså svårt att med

tillförsikt tolka dessa äldre dateringar som otillräckligt nollställda eller som riktiga åldrar. Men det är ändå värt att notera att det inte är osannolikt att äldre sediment, från till exempel MIS 5 förekommer.

Trots både yngre och äldre dateringar är slutsatsen kring att mycket av de moräntäckta sedimenten som förekommer inom kartområdet troligen kan kopplas till en isfri period under MIS 3. För att med mer tillförsikt förstå spridningen av åldrarna i datasetet krävs en genomgång av samtliga lokaler.

4.1.4 Ett kronologiskt ramverk för centrala Jämtlands glaciationshistoria

Även om informationen kring de olika geologiska skeendena är långt ifrån fullständig är det ändå möjligt att bygga en trolig bild av den glacialgeologiska historien från sen MIS 5 till nutid.

Ett sätt att sammanställa ovanstående resultat och diskussion (4.1.1, 4.1.2, 5.3, 5.3, 4.1.3) presenteras i figur 156. Nedan beskrivs några av de skeenden som haft mest påverkan på de jordartsgeologiska förhållandena i Jämtlands län. Stycket beskriver stratigrafin och jordarternas utveckling för 71 000 år sedan till nutid, en slags geologisk sammanfattning eller geologiskt ramverk.

4.1.4.1 ≈71 000–57 000 år sedan (MIS 4)

På ett fåtal lokaler förekommer sediment under vad som tolkas som två moränbäddar (4.1.3.2.2, 4.1.3.2.3 och 4.1.3.2.1). Baserat på sin stratigrafiska position antas dessa sediment härröra från en period med lite eller ingen is före MIS 4, alltså någon gång under MIS 5. Även om det inte finns några dateringar av dessa sediment indikerar resultaten av dateringar eventuell omlagring av MIS 5-avsatta sediment. Sedimenten överlagrades sedan av en inlandsis vilket schematiskt åskådliggörs i figur 156. Vi de tillfällen en äldre moränbädd noterats har den alltid haft en finkornig karaktär, såsom lerig morän eller moränlera.

4.1.4.2 ≈55 000 år sedan (Tidig MIS 3)

Under sen MIS 4 och tidig MIS 3 drar sig inlandsisen tillbaka från öster mot fjällkedjan. Sediment avsätts framför isen och landformer bildas längs dess kant. Ett tydligt exempel på en sådan landform är det randläge som kartlagts genom Jämtlands län och Västernorrlands län (4.1.1.2), från Idre-moränen (Kleman m.fl. 2020) i söder till Veikiområdet (Lagerbäck 1988, Alexanderson m.fl. 2022) i norr. Dessa landformer (Veikimorän, ändmoräner och dödisgropar) antas ha bildats vid en stillastående och tidvis framryckande isfront under en generell deglaciation. Under denna period avsattes sediment framför isen och under isens avsattes en ofta lerig morän. Provenansen i moränen uppvisar ofta en västlig karaktär, baserat på närvaron av fjällbergarter (4.1.3). Denna period faller samman med det äldre klustret utifrån den statistiska analysen (4.1.4.2) med en medelålder på 51 100 år före nutid. En undre moränbädd, av lerig typ, förekommer i flertalet lokaler inom kartområdet (4.1.3.2.2, 4.1.3.2.3 och 4.1.3.2.1)

4.1.4.3 ≈35 000 år sedan (Sen MIS 3)

Alltmedan inlandsisen drar sig tillbaka mot fjällen avsätts sediment framför inlandsisen. Vid något tillfälle kring 35 000 år sedan når inlandsisen sin minsta storlek. Storleken på inlandsisen vid denna tidpunkt är svår att veta. Inom kartområdet förekommer dock moräntäckta sorterade sediment så långt västerut som Undersåker (3.11.1, 4.1.3.2.1) vilket talar för en inlandsis under MIS 3 som håller sig innanför fjällens utbredning. I Norges inland har lokaler vid Folldal med moräntäckta sediment daterats till åldrar likvärdiga de i Jämtlands län (Mangerud m.fl. 2023) vilket stöder resonemanget om en liten inlandsis, eller snarare en

bergskedjeis i fjällen, under MIS 3. Denna period faller samman med det yngre klustret utifrån den statistiska analysen (4.1.4.2) med en medelålder på 35 400 år före nutid.

4.1.4.4 ≈30 000–10 600 år sedan (MIS 2 och tidig MIS 1)

Under denna period avancerar nu inlandsisen till den når det senaste maximet under nedisningen (LGM). Under isens tillväxtfas rör sig inlandsisen från fjällregionerna tills den är som störst. När inlandsisen rör sig från fjällkedjan rör den sig över fjällbergarter och därav bildas en generellt finkornigare morän (lerig morän). Detta infaller ungefär för 21 000 år före nutid, och iskanten är då nere i norra Tyskland (2.3.1). När inlandsisen sedan börjar dra sig tillbaka ligger inlandsisens isdelare i Bottenviken, vilket leder till en isrörelse från närmast nordlig riktning inom kartområdet. Alltmedan deglaciationen fortsätter så ligger isdelaren kvar vid Bottenviken-/havet, vilket leder till att isrörelsen allteftersom vrider sig, och mot slutet av deglaciationen är isrörelsen i princip från öster. När isdelaren förflyttas från fjällen mot Bottenviken rör sig i stället inlandsisen över urberg, vilket resulterar i en grovkornigare morän (sandig-siltig morän). Detta syns till exempel i de bergartsfragment som återfinns i moränerna (4.1.3.2.1 och 4.1.3.2.2).

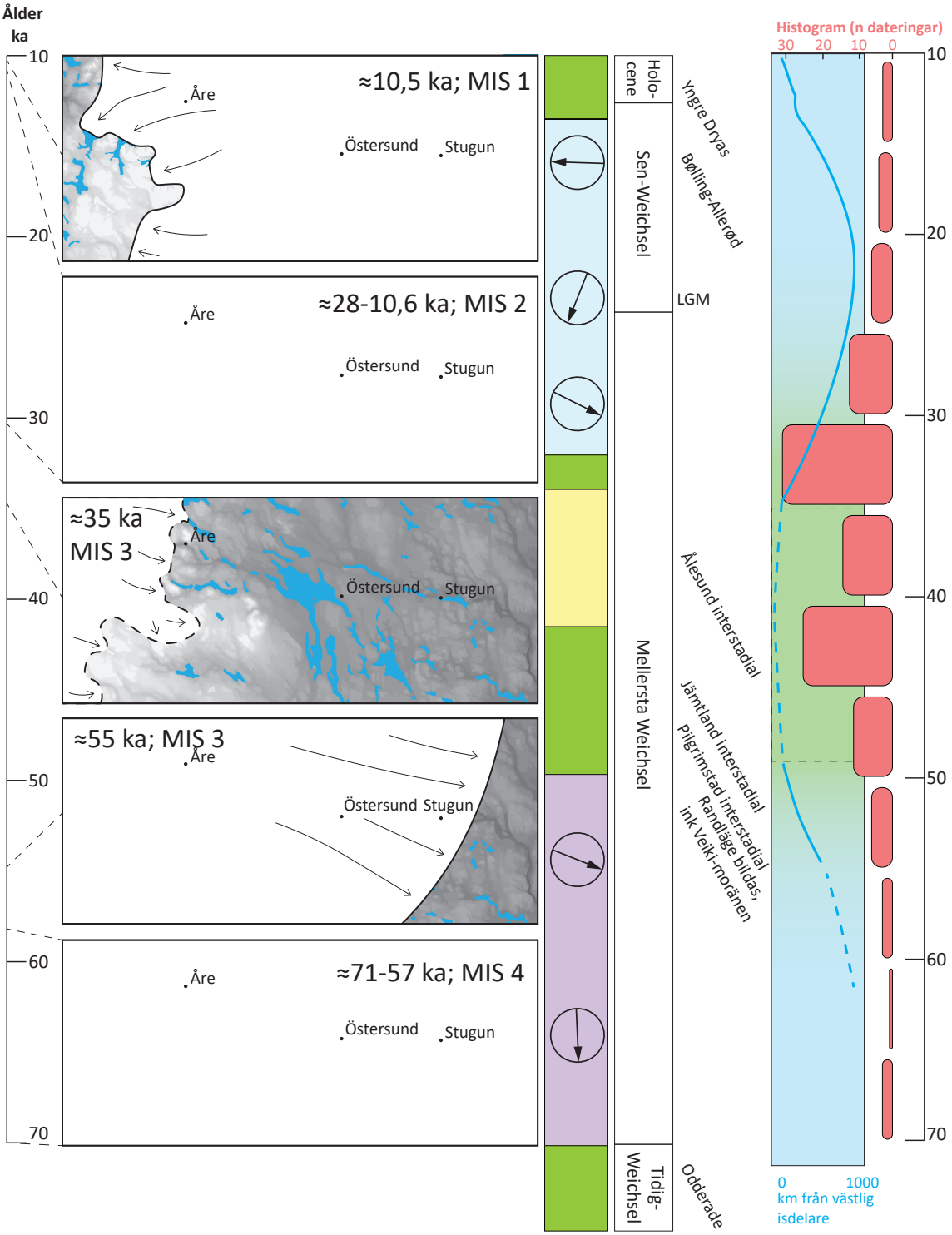
4.1.4.5 ≈10 500–10 000 år sedan (MIS 1)

För ungefär 10 500 år före nutid närmar sig den västra inlandsiskanten fjällens vattendelare. Isrörelsen är från öster men i och med att inlandsisens tjocklek minskar börjar dess rörelse också påverkas mer av landskapets topografi, vilket leder till lokala variationer i isrörelsen. Ställvis sticker troligen små öar av fjäll upp genom istäcket, så kallade nunataker.

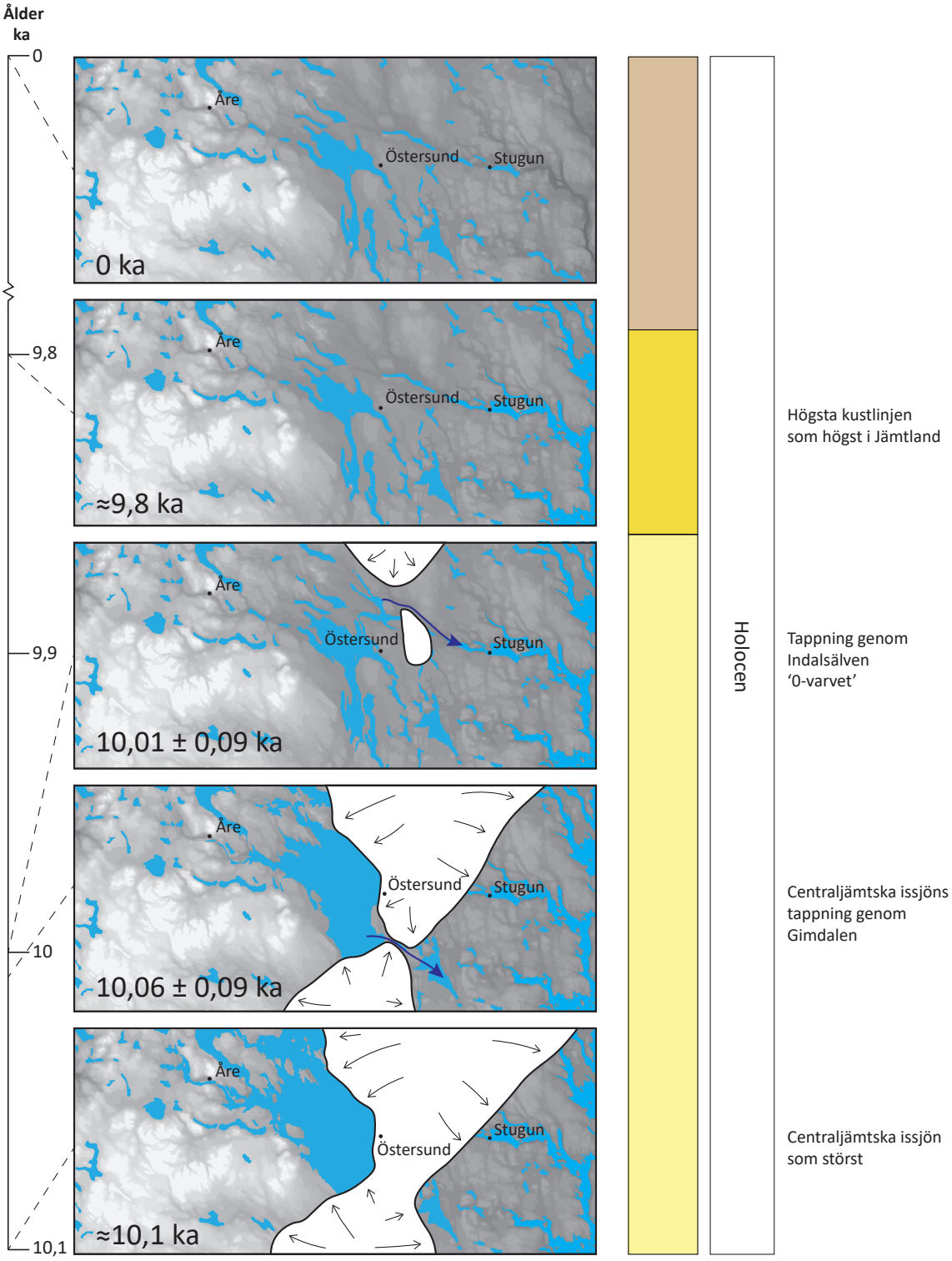
När inlandsisens kant passerat vattendelaren börjar issjöar bildas, dessa byggs upp och tappas allteftersom, i varandra och ut mot Atlanten. I dessa issjöar avsätts främst silt och lera och under inlandsisen har nu rullstensåsar av grus börjat avsättas. Medan issjönivåerna sänks, avsätts här och var deltan av sand och grus samt vågverkans påverkan på sluttningarna skapar spår av forna strandnivåer som svallgrus eller ursvallad morän. Allteftersom ny mark blir tillgänglig börjar torvmarker bildas. Den Centraljämtska issjön är som störst för cirka 10 100 år före nutid, strax innan den tappas genom Gimdalen ut mot Ancylussjön (nuvarande Östersjön). Isavsmältningen fortsätter och en sista tappning genom Indalsälven äger rum för nästan precis 10 000 år före nutid, nu bildas det så kallade nollvarvet på många platser längs dalgången. Detta nollvarv är referenspunkten i De Geers lervarvskronologi och typlokalen för detta finns vid Döviken, Hammarstrand (3.23).

4.1.4.6 ≈9 800 år sedan (MIS 1)

För ungefär 9 800 år före nutid är inlandsisen borta från kartområdet och den högsta kustlinjen har sin högsta nivå (5.3). Detta innebär att Ancylussjön nu sträcker sig bortom Stugun (5.3.1.3). Här avsätts lera och silt på havsbottnen och sand och grus i deltan. Medan landhöjningen pågår svallas dalgångens sluttningar, vilken ställvis leder till ursvallad morän eller svallgrus.



Figur 156. Glaciationshistorik primärt uppdelad enligt MIS (Lisiecki & Raymo 2005) och preliminära åldrar för deglaciationen (Regnéll m.fl. in prep). De olika åldersindelningarna är sedan kopplade till en generell stratigrafi, tolkad övergripande isrörelseriktning (4.1.3.1 & 4.1.3.2) samt dateringar av submoräna sediment (tabell 6 och tabell 7) som ett histogram i Jämtlands län. Grafen som visar isutbredningen utifrån en västlig isdelare är modifierad från Kleman m.fl. (2021).



Figur 156. Forts.

4.1.4.7 Väst–östlig transekt

Ovanstående resonemang leder till att ett geologiskt ramverk för Jämtlands län behöver innehålla i vart fall sediment och landformer kopplade till ovanstående processer och miljöer (4.1.4.1, 4.1.4.2, 4.1.4.3, 4.1.4.4, 4.1.4.5, 4.1.4.6). Ett annat sätt att visualisera ett geologiskt ramverk över centrala Jämtlands län är att visa en schematisk bild, från väst till öst (fig. 157). Denna sektion kan ses som en visualisering av ovanstående beskrivning av ett geologiskt ramverk (4.1.4).

I ett par lokaler förekommer sediment under en lerig undre morän (tabell 8), vilket har noterats i den östra halvan av kartområdet och är troligen är en avvikelse från det normala. Den undre moränen, som däremot förekommer mer frekvent, observeras på flera platser inom kartområdet (tabell 8). Moränen är lerig och beror i de västra delarna troligen på en provenans från Köliskollan (4.1.3.2.1), och är speciellt tydligt i Åredalen där den ofta kallas för ”blåhalla” (fig. 157) (3.10 och 4.1.3.2.1). I öster däremot beror troligen den leriga moränen på provenans från Storsjöbäckenet. Notera att den leriga moränen i området närmast Östersund inte kan kopplas till den äldre leriga moränen utan markeras som Lokal skiffermorän i figur 157, ett begrepp som används av Lundqvist (1969a) och är utmärkt på länskartan.

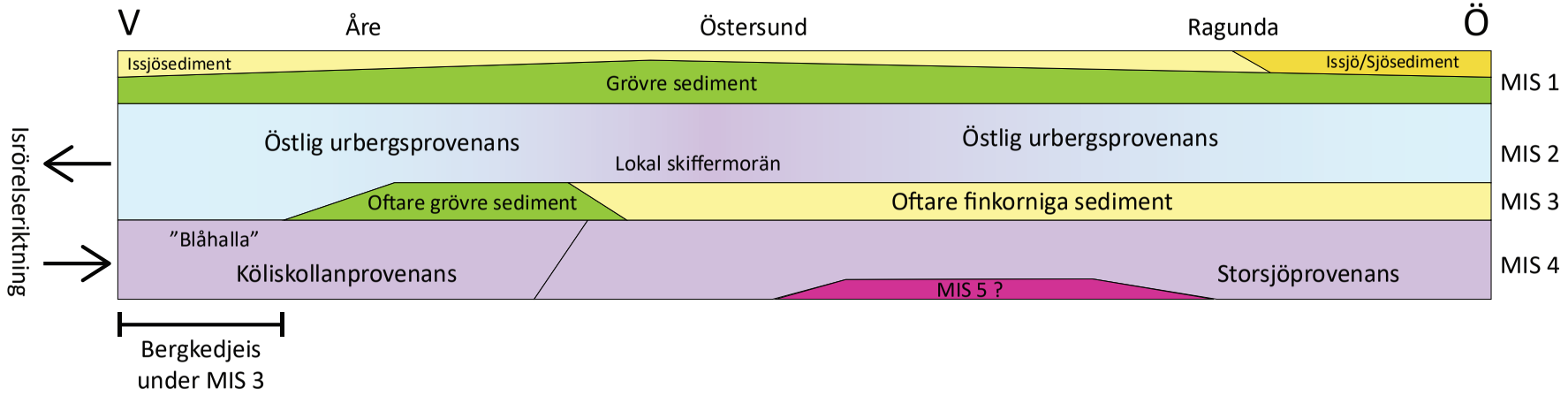
Över den undre finkorniga, ofta leriga, moränen (och under den övre sandiga-siltiga moränen) vilar ställvis sorterade sediment, den västligaste lokalen med dessa sediment har noterats vid Undersåker (tabell 8). Väster om detta förekommer endast lokaler med två moränbäddar. I öster tenderar dessa att vara något finkornigare än i väster. Detta är dock en generalisering och avvikelser från detta förekommer.

Ovan dessa sorterade sediment förekommer moränen från den senaste deglaciationen, i och med sin östliga provenans, är den grövre i sin karaktär (ofta sandig-siltig) och med en betydande mängd urbergsmaterial. I och kring Östersund förekommer i stället en så kallad lokal skiffermorän (3.20), ställvis överlagrad av sandig-siltig morän (tabell 8).

Moränen från den senaste nedisningen överlagras sedan av typiska jordarter i samband med deglaciation: isälvsgrus och sand kopplade till smältvatten från inlandsisen och sedan sedimentation av finsand, silt och lera i de issjöar som bildades i västra och centrala delarna av kartområdet. I öster avsattes i stället silt och lera i de havsvikar som sträckte sig längs de stora dalgångarna under högsta kustlinjen (5.3).

Tabell 8. Urval av lagerföljder.

Sediment under två moränbäddar	GFP222041, CHO212105
Två moränbäddar	Västra delarna: GFP212015, GFP202026, GFP212038, GFP202022, GFP202031, GFP212024, GFP222041, GFP202043, GFP202063; Mellersta delarna: GFP212045, HEM212101, HEM212102, HEM212103, GFP212030, CHO212105, Vålbacken (Thorslund 1938); Östra delarna: GFP222040
Sorterade sediment mellan moränbäddar	GFP202052, GFP202055, CHO212104, CHO212105, CHO202002, Vålbacken (Thorslund 1938), JIG222103, Pilgrimstad (Kulling 1945), GFP222028, JIG222106, GFP222032, GFP222039, GFP222041, GFP222040, GFP222012, CHO222010, Kånkback (J. Lundqvist 1967), GFP222034
Två moränbäddar	GFP212015, GFP202026, GFP212038, GFP202022, GFP202031, GFP212024, GFP222041, GFP202043, GFP202063
Morän på lokal skiffermorän	HEM202206, HEM221002, HEM202214



Figur 157. Geologiskt ramverk över centrala Jämtlands län. Notera att alla dessa lager inte finns på alla platser. Till exempel kan den ”lokala skiffermoränen” endast bildas om den vilar direkt på berg.

5 TILLÄMPADE PRODUKTER UTIFRÅN INSAMLAD GEOLOGISK INFORMATION

Den kartläggning som utförts kommer vara en del i flertalet av de produkter som SGU tillhandahåller och finns tillgängliga via SGU:s hemsida. I denna del beskriver vi kortfattat tre produkter som har förändrats mycket eller är av speciellt intresse inom kartområdet.

5.1 Kornstorlek i morän

Kornstorleken hos en jordart påverkar både dess hydrauliska och fysiska egenskaper (Gupta & Larson 1979, Iverson & Vallance 2001, Yong, Chengmin, Baoliang, Xiafei & Jingjing 2017). Dessa variabler är viktiga då de hydrauliska egenskaperna påverkar till exempel markens lämplighet för jord- och skogsbruk, de fysiska egenskaperna har till exempel en betydande inverkan på markstabilitet. De flesta jordarterna i jordartskartorna är indelade med hänseende till deras kornstorlek, när det gäller morän anges den i bredare kategorier. Inom kartområdet urskiljer vi endast morän (ospecificerad) och lerig morän/moränlera. Att ta fram en övergripande modell över moränens kornstorlek är därför viktigt.

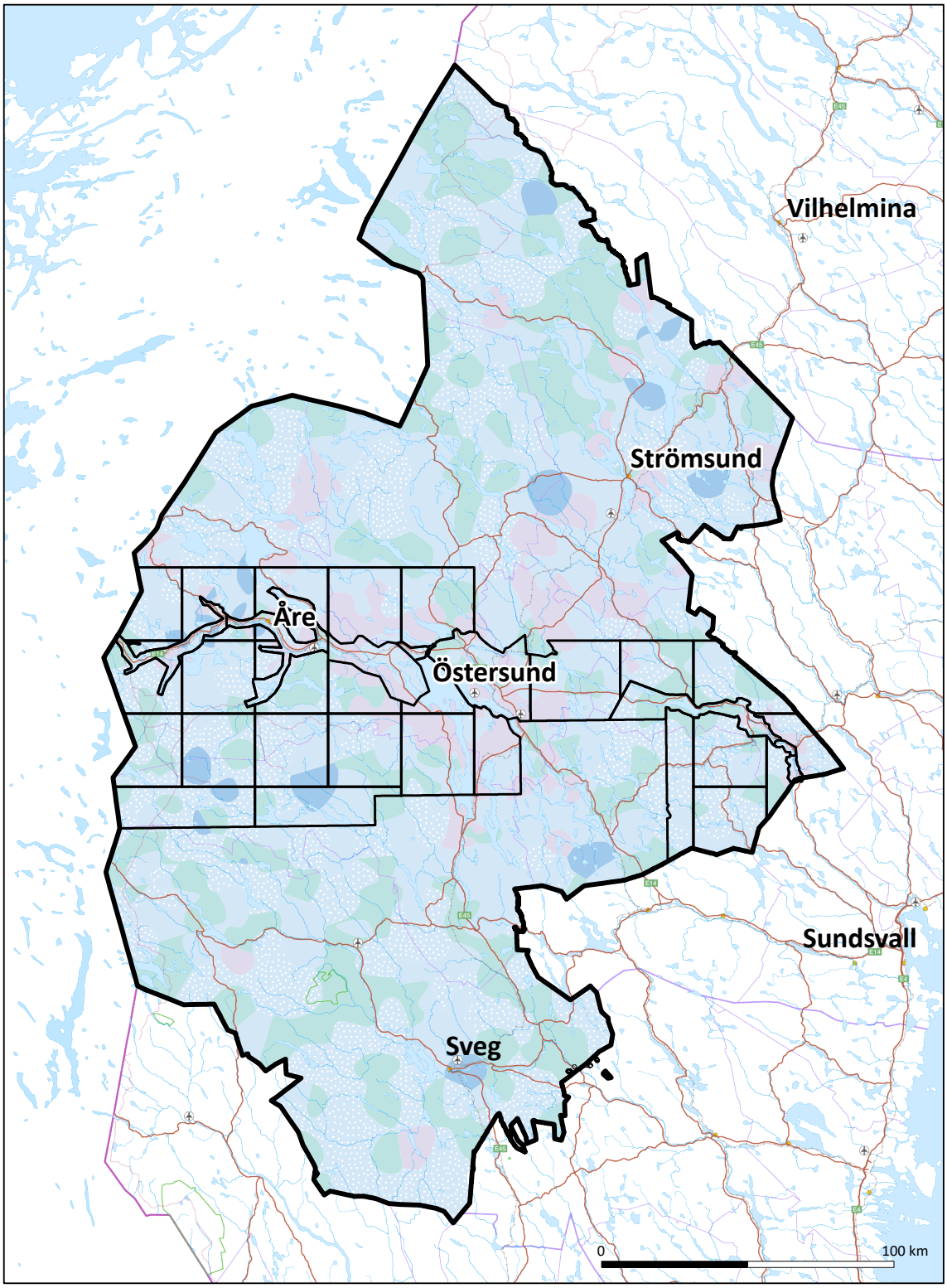
Genom detta och tidigare fältarbeten har 811 moränprover samlats in av SGU i Jämtlands län. Proverna har siktats och varje fraktion har vägts och vikten av nio olika fraktioner har noterats. Dessa fraktioner är lera, finsilt, mellansilt, grovsilt, finsand, mellansand, grovsand, fingrus och grovgrus. De beräknade kornstorlekskurvorna har klassificerats enligt (Persson & Svantesson 1994) i följande kategorier, moränlera, lerig morän, sandig-siltig morän, sandig morän och grusig morän (fig. 6). Vid insamlingen anges provets koordinater och i de fall proverna har digitaliserats från äldre data har punkterna för respektive prov digitaliserats från georefererade skannade fältkartor.

Läget för de olika moränproverna plottade och Thiessen-polygoner beräknades kring punkter med samma moräntyp. Polygonerna var sedan utjämnade med en Bezier-algoritm och fick attributet av den moräntyp som förekom inom polygonen (fig. 158).

Mycket övergripande är det möjligt att se hur leriga moräner och moränlera är vanligast förekommande i lågområdena kring Storsjösänkan. I urbergsområdena i öster och i fjällkedjan är grovkornigare moräner vanligare. En tydlig avvikelse från detta är dock Indalsälvens dalgång västerut, från Storsjön och förbi Åre, som också har en relativt hög andel finkorniga moräner.

Kornstorleken i morän är ofta kopplad till den underliggande berggrunden. Området kring Storsjön, vilken mestadels består av finkorniga moräner vilar på relativt finkorniga kaledonska bergarter och ej speciellt metamorfoserade, såsom gråvacka, skiffer och kalksten (Strömberg, A. m.fl. 1984). Även om fjällkedjan är bildad genom den kaledonska orogenesen är bergarterna här något grovkornigare och uppvisar en högre metamorfoseringsgrad, ställvis genomskurna av intrusiva kristallina bergarter. Lithologierna i fjällkedjan är bland annat metasandsten, metakonglomerat, skiffer, amfibolit, metadoloriter och metagabbros. Dessa grovkorniga, hårda och ställvis kristallina bergarter i fjällkedjan genererar således en något grovkornigare morän. Öster om de kaledonska bergarterna, där urberget kommer upp, är bergarterna ofta plutonska och består av graniter, granodioriter och pegmatiter (Gorbatschev, Kornfältdt & Lundegårdh 1984). Dessa kristallina bergarter har också en tendens att generera grovkorniga moräner. I väst finns ett område med finkorniga skiffrar, i den så kallade Köliskollan, vilken troligen påverkar den lokalt finkornigare moränen kring Åredalen (4.1.3.2.1).

Mönstret som modellen visar stämmer till stor del med den karta som publicerats i länskartan (Lundqvist, J. 1969a). Den nya modellen baseras på kornstorleksanalyser medan länskartans är baserad på fältobservationer. Även om laboratorieanalyser är mer precisa än fältbedömingar är fältobservationerna betydligt fler. Således uppvisar länskartans moränkornstorleksindelning



Figur 158. Olika typer av morän baserade på 811 kornstorleksanalyser.

en något mer detaljerad bild. Trots det uppvisar båda modellerna samma mönster med finkorniga moräner i de centrala delarna omgivna av grovkornigare moräner i väst och öst. Utöver detta är det svårt att uttala sig i mer detalj om skillnaderna då de båda modellerna använder sig av olika jordartsenheter. Till exempel, mycket av moränen i länskartan inkluderar moig morän. Mo består av både grovsilt och finsand vilket betyder att den moderna indelningen av moig morän kan vara både sandig-siltig och sandig morän. Moränen påverkas till stor del av den underliggande bergrunden. I områden med fjällbergarter, och inte minst de skiffriga områdena kring Storsjön, är moränen finkornig. Ibland till den grad att den har egenskaper hos en ler trots att det genetiskt är en morän. Dessa finkorniga moräner märks tydligt i landskapet då de i princip helt saknar block och större stenar som syns i markytan (fig. 159). I de områden där berggrunden utgörs av urberg är moränen ofta betydligt grovkornigare, såsom sandig eller till och med grusig. Dessa urbergsmoräner uppvisar ofta en markyta med betydande mängd sten och block (fig. 160).

Ovanstående karta (fig. 158) ger en bild av den generella fördelningen av kornstorlek i morän i Jämtlands län. För ett mer detaljerat resultat krävs ytterligare utveckling där till exempel fältobservationer inkluderas. Då moränen påverkas av den underliggande berggrunden samt ställvis har olika morfologiska uttryck är det rimligt att anta att en Random Forest (AI) modell med indata från både bergrundskartan och detaljerade höjdmodeller kan ge goda resultat. Vidare har det inte gjorts några försök att hantera situationen med dubbla moräner i lagerföljderna.



Figur 159. Exempel på en moränyta inom området med fjällbergarter. Fotografiet är taget från höjdområdena söder om Undersåker med utsikt över Åreskutan. Foto: Gustaf Peterson Becher.



Figur 160. Exempel på en moränyta i urbergsområdet. Fotografiet är taget vid Skyttmon på Ameråns norra sida. Foto: Gustaf Peterson Becher.

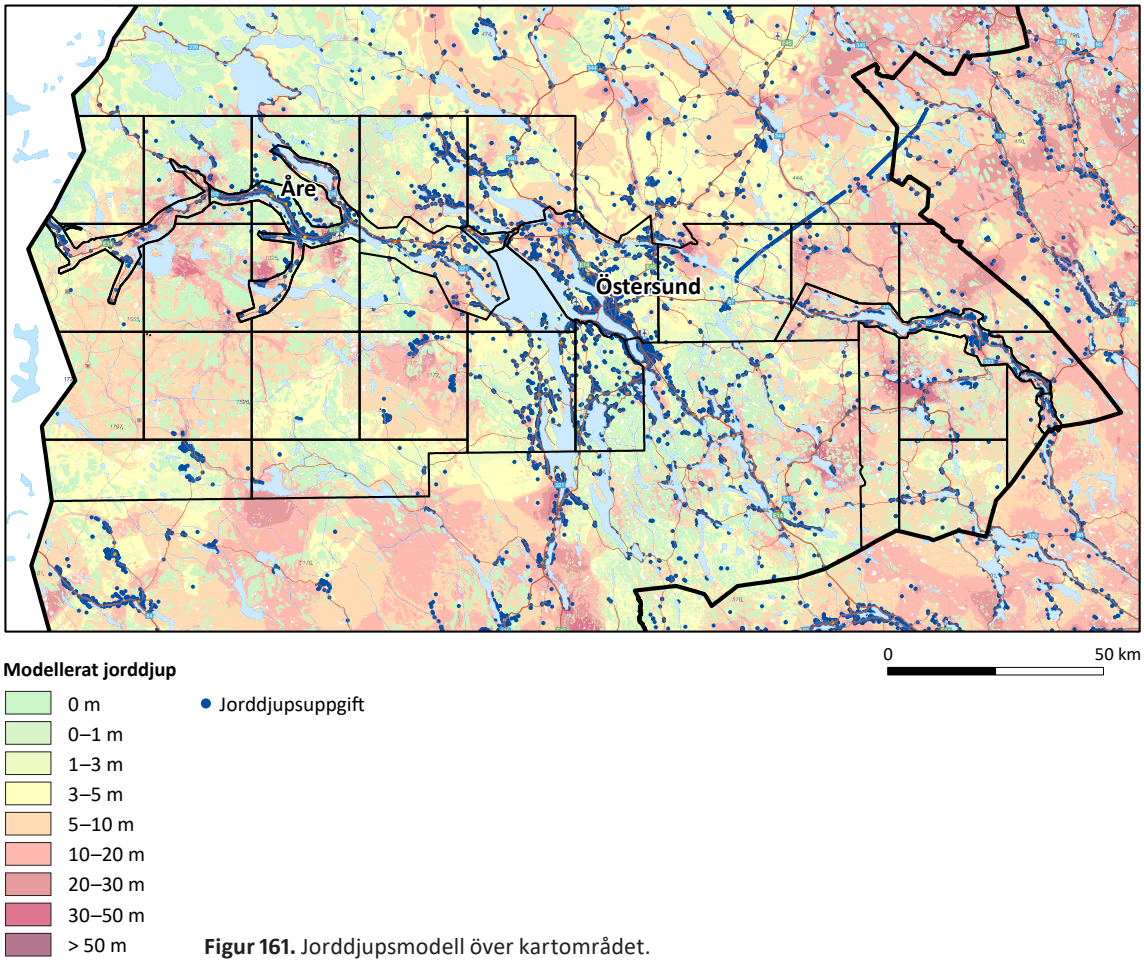
5.2 Jorddjupsmodell

Den nya jordartskartan över Jämtlands län centrala delar samt ett nytillskott av jorddjupsuppgifter, både från kartläggningsarbetet och från externa källor, ger möjligheten att uppdatera SGU:s jorddjupsmodell i området.

SGU:s jorddjupsmodell ger en översiktlig bild av jordtäckets mäktighet. Modellen beräknas genom interpolering av kända jorddjupsdata, såsom lagerföljder och brunnar, med stöd av jordartskartan.

Vid till exempel planering av olika typer av byggande, infrastruktur och grundvattenskydd har jorddjupet stor betydelse. Vid denna typ av arbete ingår bland annat att finna lämpliga tekniska lösningar och göra kostnadsberäkningar som är beroende av jorddjupet. I många fall vill man undvika stora jorddjup, till exempel för att undvika höga kostnader i samband med borrning. I andra fall är stora jorddjup en fördel, exempelvis för att jordlagren har en stor magasinerande förmåga för grundvatten. Vidare är jorddjupsdata tillsammans med uppgift om jordart viktiga vid hydrologisk modellering. Jorddjupsmodellen grundas på jorddjupsinformation från brunnsborrningar, undersökningsborrningar, kartläggningsobservationer, punktobservationer av berg i dagen, externa jorddjupsuppgifter, schakter och seismiska undersökningar. Jorddjupet har beräknats genom interpolering av kända jorddjupsdata.

Det finns generella skillnader i jorddjup mellan områden med olika jordarter i ytan. Exempelvis har områden med lera i ytan större genomsnittliga jorddjup än områden med morän i ytan. Detta har utnyttjats i modelleringen av jorddjup. Därför modellerades jordartsklasserna lera,



Figur 161. Jorddjupsmodell över kartområdet.

morän, isälvsavlagringar, sand och grus separat, vilket innebär att interpoleringar har gjorts mellan jorddjupsuppgifter som ligger inom områden med samma jordartstyp (Daniels & Thunholm 2014).

För varje jordartstyp interpoleras jorddjupsdata till ett raster med metoden *"Inverse distance weighting"* (IDW). Metoden innebär i korthet att ett viktat interpolerat värde i en punkt beräknas där uppmätta värden får mindre vikt med ökat avstånd från punkten (Daniels & Thunholm 2014).

Inom de områden som denna rapport berör har totalt närmare 15 000 jorddjupspunkter använts vid interpoleringen. Dessa punkter har högst täthet i bebyggda områden och i samband med infrastruktur, såsom kring städerna och längs vägar (fig. 161). Som exempel är kartområdena Sylarna, Storulvån, Härjångsfjällen och Anarisfjällen i princip endast baserad på jordartskartans information.

Mäktiga jorddjup, på mer än 40 ms mäktighet, inom de kartlagda områdena finns vid Ånn, Sta och Duved i väster och Frösön samt Brunflo i de mellersta delarna. I de östra delarna uppvisar områden vid Handog, Kälarne, och Krångede stora jorddjup. Det största jorddjupet inom området ligger centralt i Åre by (BMW108050). Jorddjupet har uppmätts till minst 56 m via geoteknisk sondering och avviker med sitt djup en del från omgivande punkter vilket bör tas i beaktande. En annan plats inom de kartlagda områdena som uppvisar mycket stora jorddjup är Tjärnviksdalen, söder om Krångede. Baserat på geofysiska mätningar uppskattas jorddjupet här till 48 m.

5.3 Högsta kustlinjen

När inlandsisens kant drog sig tillbaka i den västra delen av området rörde sig iskanten i öster i stället västerut. Detta ledde till att områden tidigare täckte med is nu täcktes av vatten, förutom de högst liggande områdena. Den högsta nivån över havet som vattnet efter deglaciationen nådde kallas den högsta kustlinjen. Högsta kustlinjen bildades ofta strax efter det att inlandsisen dragit sig tillbaka från en viss plats. Detta betyder att olika delar längs högsta kustlinjen aldrig behöver ha existerat vid en given tid, utan har bildats allteftersom isen drog sig tillbaka. Eftersom det tog många tusen år för inlandsisen att försvinna från Sverige så bildades högsta kustlinjen flera tusen år tidigare i södra Sverige jämfört med norra. Inlandsisen tryckte ned jordskorpan olika mycket i olika delar av landet och nedtryckningen var som mest i de centrala delarna av inlandsisen. Läget för högsta kustlinjen varierar därför i förhållande till dagens havsytenivå. Längs Höga kusten i Ångermanland finns de högsta nivåerna, upp till 289 m över dagens havsytenivå, medan nivåerna i sydligaste Sverige ligger nära dagens havsytenivå. Den högsta kartlagda nivån av högsta kustlinjen i Jämtland är däremot 254 m ö.h., vid Ljungå, sydost om Sörbygden (HEM221004). Utifrån den modell som presenteras nedan är den högsta nivån av högsta kustlinjen 259 m ö.h., utmed Indalsälven, vid Kvarnbacken söder om Bispgården.

I Jämtlands län representerar högsta kustlinjen den högsta höjden över dagens havsnivå som Östersjöns vatten svämmade över i samband med deglaciationen. Jordskorpans elastiska egenskaper gör att landhöjningen startar när tyngden på den minskar, vilket gör att dagens kustläge på Jämtlands läns breddgrader är upp till 15 mil längre österut än för cirka 10 000 år sedan. Morgondagens kustlinje i Bottenviken kommer att fortsätta bli lägre och östligare. Högsta kustlinjen i Jämtlands län trängde som längst in i landet utmed älvdalarna, här nedan beskrivs dessa områden från söder till norr: Ljungan, Gimån, Indalsälven, Faxälven, Fjällsjöälven och Ångermanälven (fig. 162). Gemensamt för geomorfologin är att det finns en mängd spår efter sediment avsatt i, eller eroderat av, vatten i landskapet. Det inkluderar deltan uppbyggda i vattensamlingar, strandhak och vallar, erosionskanter från issjötappningar och blockansamlingar från dessa. Läget av högsta kustlinjen syns också i jordartskartorna och utbredningen av finkorniga sediment. I många dalgångar under högsta kustlinjen förekommer därför ler- och siltjordar som avsatts då dessa områden låg under vatten. Eftersom landhöjningen lett till minskande vattendjup har dessutom jordarterna i kustområdena successivt påverkats av vågor och strömmar, allteftersom landet stigit ur havet. Ovanför högsta kustlinjen har vågor och strömmar däremot inte kunnat påverka jordarna.

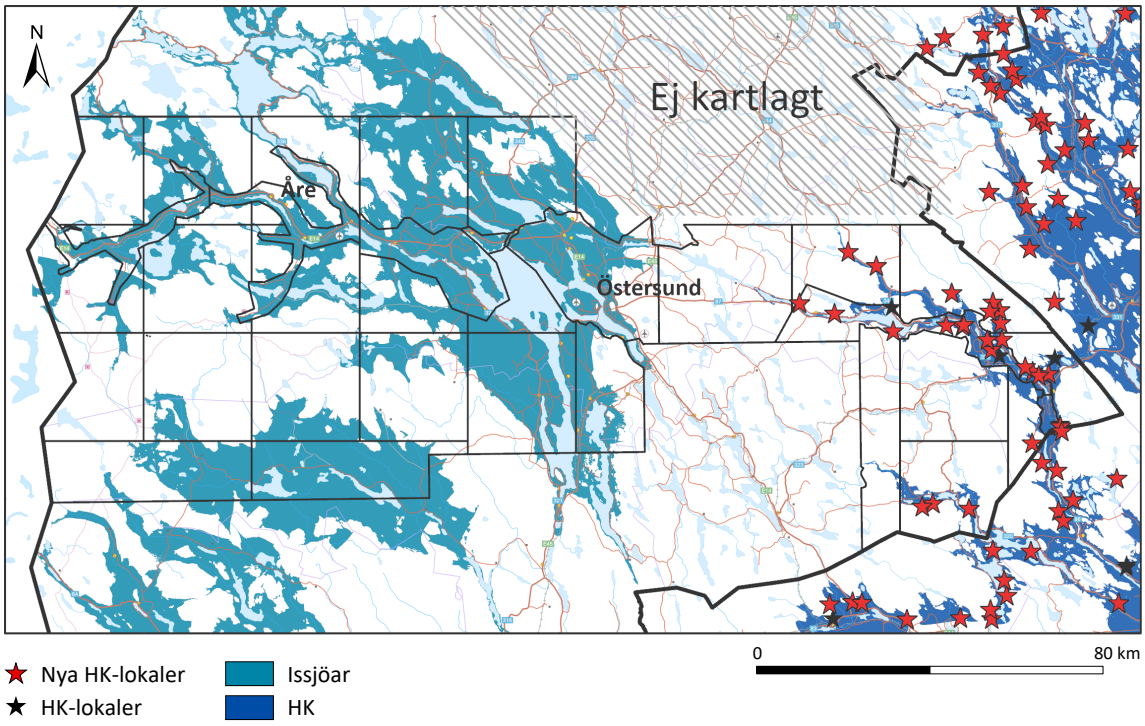
Den uppdaterade modellen av högsta kustlinjen i området har genererats genom att först granska historiska observationer i SGU:s databas. I detta steg valdes ett mindre antal lokaler bort (tabell 9), medan flera justerades efter Nationell höjddata.

Tabell 9. Äldre lokaler som ansetts mycket osäkra, otydliga eller fel och därför inte inkluderats i denna modellering.

Lokal	Referens
Abborrselmon	J. Lundqvist 1969a, A. G. Högbom 1904
Loviken	Grånäs, 2000
Korsåmon	J. Lundqvist 1969a
Återsjön	J. Lundqvist 1969a
Eldsjön	J. Lundqvist 1969a
Vågsberget	J. Lundqvist 1969a
Högforsen	J. Lundqvist 1969a
Selsviken	J. Lundqvist 1969a
Stugun	J. Lundqvist 1969a

Sedan lades observationer till från Norges geologiska undersöknings och Finlands geologiska forskningscentrals datamängder med HK-lokaler (Ojala, Palmu, Åberg, Åberg & Virkki 2013, Høgaas m.fl. 2022) med syfte att minimera problem med extrapolering i utkanterna av området. Vidare, har ett stort antal nya punkter använts, vilka är utvalda med hjälp av detaljerade höjddata. Dessa punkter är baserade på kartlagda deltan till stor del och ställvis också strandlinjer. Förutom de östligaste delarna av kartområdet där Ancylussjön bildade högsta kustlinjen så är de största områdena som täckts av vatten kopplade till bildandet av dämda issjöar (fig. 162). Issjöarnas bildande och utbredning beskrivs i 4.1.2. Nedan beskrivs de nya lokaler som visar högsta kustlinjen och kopplade till Östersjöbassängen som noterats i samband med kartläggningen samt en översyn av äldre lokaler.

Mellan de insamlade datapunkternas höjdnivåvärden beräknades sedan en yta som subtraherade från Nationell höjddata, vilket resulterade i högsta kustlinjen. Nedan beskrivs kort resultatet i samband med detta arbete uppdelat på de större dalstråken som finns i regionen.



Figur 162. Områden under högsta kustlinjen inom kartområdet utgörs av Ancylussjön. I figuren inkluderas också de stora isdämds issjöarna som bildades under deglaciationen. Kartan visar alltså den största utbredningen av vatten som existerat i Jämtlands län och kan därför inte kopplas till en specifik tidsperiod utan är en sammanslagning av alla existerande vattenytor. Flertalet mindre issjöar, speciellt i östra Jämtland har inte tagits med i denna figur.

5.3.1.1 Ljungan

Här ingår biflödena Dysjöån, Harrån och Täljeån. Då glaciärisen smält bort från området nådde Östersjöbassängens vatten förbi Ånge, cirka 8 km västerut och cirka 10 km norrut, och här ligger högsta kustlinjen på cirka 245 m ö.h. Högsta kustlinjen når inte riktigt in i Jämtlands län här, men presenteras här på grund av närheten. Havets forna utsträckning speglar sig i jordarternas utbredning, med finkorniga sediment förekommande under högsta kustlinjen. Vid Ljungans utlopp knappt 10 km söder om Sundsvall var vattennivån cirka 255 m ö.h. Fem lokaler har använts vid modelleringen.

5.3.1.2 Gimån

Här ingår även Tivsjöån och Tivsjön, samt Ljungån. En lokal vid Abborrselet har uteslutits då landformen nu tolkas vara en block- och grusansamling skapad vid en issjötappning, inte ett delta vid högsta kustlinjen (Regnéll m.fl. 2023). I stället har tre nya punkter inkluderats. I den nya modellen når högsta kustlinjen fortfarande upp till dalbotten vid Abborrselet, till 240 m ö.h., men fortsätter inte längre västerut som vid tidigare modell då högsta kustlinjenivån modellerades till 255 m ö.h.

5.3.1.3 Indalsälven

Här ingår dalgångar med biflöden från Ammerån, Gillerån, och Halån. Den tidigare högsta kustlinjemodellen använde nio kartlagda lokaler inom detta område. I den uppdaterade versionen har fyra av dessa uteslutits, och resterande, förutom en, har flyttats något för att hamna på tolkad höjdnivå. Ytterligare 17 punkter utifrån landformer inom området, såsom deltan och strandlinjer, har använts vid revideringen. Till skillnad mot Gimån, där högsta kustlinjen justerats till lägre nivå, så justeras nivån här upp till en högre nivå. Det resulterar i att högsta kustlinjen når fram till Midskogsdammen och ytterligare en bit in under dagens dammvatten-nivå till en höjd av cirka 226 m ö.h. I Ammeråns dalgång är förändringen i utbredning av högsta kustlinjen marginell, men nivån har även här höjts något; från cirka 222 till 227 m ö.h. Vid Ljungans utlopp i Timrå var vattennivån cirka 270 m över dagens.

5.3.1.4 Faxälven

I Faxälvens dalgång fanns inga högst kustlinjen-observationer i den gamla databasen. Här, vid uppdateringen har fem punkter använts. Ingen av dessa är dock lokaliserad långt in i landet, eftersom geomorfologin är svårtolkad och inga tydliga spår syns av högsta kustlinjen. Likt Ljungans område når högsta kustlinjen inte in i Jämtlands län utan ”stannade” mellan 3 och 10 km från länsgränsen. Den reviderade modellen presenterar dock en cirka fem meter högre nivå för högsta kustlinjen omkring Ramselesjön.

5.3.1.5 Ångermanälven, Vängeälven och Fjällsjöälven

Här ingår ett flertal dalgångar med biflöden, exempelvis Hotingsån och Rinnån. Utmed Vängeälven finns inga högsta kustlinjeobservationer registrerade, dock har två punkter kartlagts och använts under uppdateringen. Utöver de fem tidigare lokalerna utmed Fjällsjöälven och dess biflöden, har ytterligare sju punkter använts vid uppdateringen. Utmed Rinnåns sträckning inom Jämtlands län har en punkt lagts till och det finns inga tidigare högsta kustlinje-lokaler.

5.4 Förutsättning för skred i finkornig jord och morän

SGU:s produkt ”Förutsättning för skred i finkornig jordart” är avsedd för användning endast i områden med finkorniga sorterade jordarter (främst lera och silt). Således ger den inte någon information om förutsättningar för skred i områden med morän (vilka beroende på kornstorlekssammansättningen kan ha egenskaper som är potentiellt skredkänsliga). Detta gäller framför allt områden i fjällnära miljö där sluttningar är branta och moränens kornstorlek ställvis finkornig. Denna produkt kan därför ge en missvisande bild i dessa huvudsakligen fjällnära områden. Därför har vi i Jämtlands län utfört modifiering av SGU:s ordinarie produkt ”Förutsättningar för skred i finkorniga jordarter” genom att även lägga till också moränjordar.

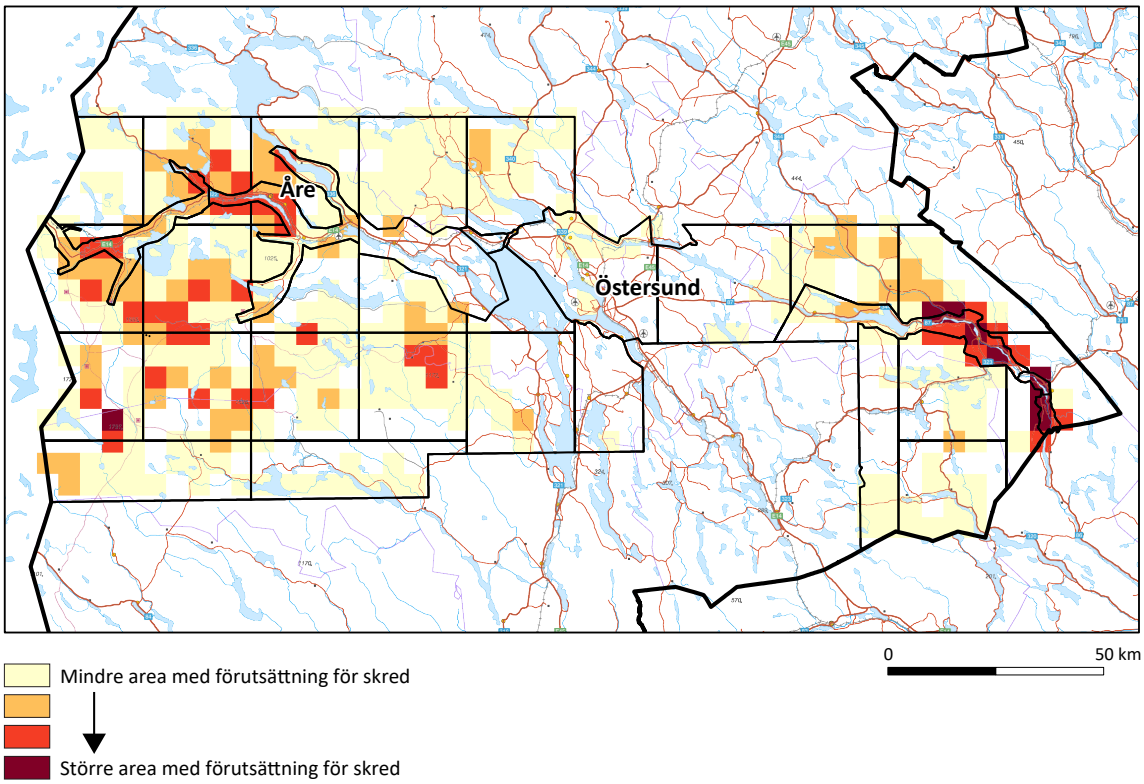
Modellen bygger på en beräkningsalgoritm som utifrån jordarstyp, höjdmodell och en kritisk lutning för specifika jordarter. I den ordinarie modellen används endast finkorniga jordarter, såsom lera och silt. För att definiera finkorniga jordarter med förutsättningar för skred används en kritisk lutning, alltså den lutning som kan ge förutsättningar för skred, på 5,7°. I den modell som beräknats över de kartlagda områdena i Jämtlands län har också kritiska vinklar för morän använts. I 5.3 beskrivs hur en modellering av kornstorleksanalyserna i SGU:s databaser har utförts för att kunna skapa en heltäckande bild. De moränytor som i jordartskartan saknar en specificerad typ har klassats om till moräntyperna från kornstorleksmodelleringen (5.3). Morän är en per definition heterogen jordart, med stor variation på korta sträckor, både i djup och plan. Kritiska vinklar för morän som föreslagits varierar mellan 25 och 35° (Burt 2004, CGS 2023). I Sverige har studier gjorts på i vilka lutningar som har genererat skred. I vissa områden, speciellt med finkorniga moräner har en kritisk vinkel på 17° uppmätts (Lundström m.fl. 2007).

Baserat på ovanstående har en kritisk vinkel på 35° valts för grovkorniga moräner (sandigsiltig morän, sandig morän och grusig morän). För finkorniga moräner (lerig morän och moränlera) har en kritisk vinkel på 17° valts. För de finkorniga sorterade jordarterna har en kritisk vinkel på 10° använts.

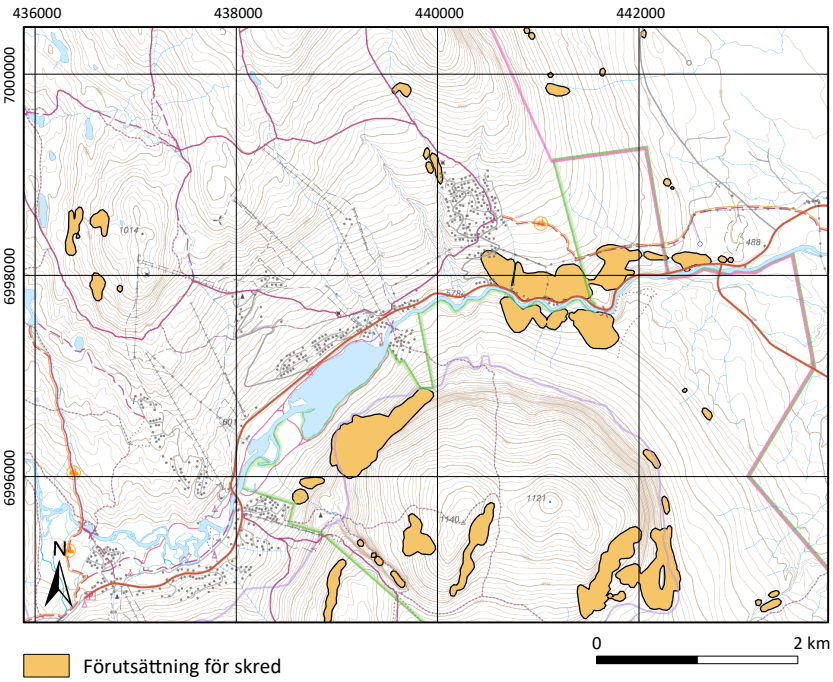
Resultatet kan ses i detalj i avsnittet om Åre (3.10.1.2). Där har dock en kritisk vinkel på 17° använts för alla moräntyper då det har visats att skred utlösts vid den lutningen i området (Lundström m.fl. 2007).

Även om modellens resultat har en hög detaljeringsgrad är den inte avsedd för den typen av noggranna analyser. Resultatet presenteras i stället som en aggregerad version där rutor om 5×5 km använts för att beräkna arean av skredförutsättningsytor per ruta (fig. 163).

Resultatet visar att det är två regioner som sticker ut i analysen. Först och främst är det längs Indalsälvens dalgång, mellan Gesundens östra del och Utanede. Här beror utfallet i princip enbart på förutsättningar för skred i finkorniga sorterade jordarter, såsom den silt som avsatts under högsta kustlinjen. Det andra området som utmärker sig är Åredalen. I Åredalen är det i första hand förutsättningar för skred i morän som ger utslag i modellen. Om än i mindre skala syns samma mönster vid Bydalen (fig. 164) och Ljungdalen. Utöver detta är det tydligt att fjällområdena uppvisar förutsättningar för skred, såsom Helags och Sylarna, vilket beror på de mycket branta sluttningarna.



Figur 163. Frekvens av skredytor från modellen inom 5x5 km ytor.



Figur 164. Utdrag från modellen över Bydalen.

6 REFERENSER

Alexanderson, H., Hättestrand, M., Lindqvist, M. A. & Sigfúsdóttir, T., 2022: MIS 3 age of the Veiki moraine in N Sweden – Dating the landform record of an intermediate-sized ice sheet in Scandinavia. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research, 54(1),* 239–261. doi:10.1080/15230430.2022.2091308.

Alexanderson, H., Johnsen, T. & Murray, A. S., 2010: Re-dating the Pilgrimstad Interstadial with OSL: A warmer climate and a smaller ice sheet during the Swedish Middle Weichselian (MIS 3)? *Boreas, 39(2),* 367–376. doi:10.1111/j.1502-3885.2009.00130.x.

Andersson, G., 1897: *Den centraljämtska issjön.* Stockholm. No. 166.

Anjar, J., Larsen, N. K., Håkansson, L., Möller, P., Linge, H., Fabel, D. & Xu, S., 2014: A 10 Be-based reconstruction of the last deglaciation in southern Sweden. *Boreas, 43(1)*, 132–148. doi:10.1111/bor.12027.

Asklund, B., 1936: Frösöns submoräna avlagringar. *Sveriges geologiska undersökning C 402.*

Björck, S., 1995: A Review of the History of the Baltic Sea. *Quaternary International, 27(94),* 19–40. doi:10.1016/1040-6182(94)00057-C.

Björck, S. & Digerfeldt, G., 1991: Allerød- Younger Dryas sea level changes in southwestern Sweden and their relation to the Baltic Ice Lake development *Boreas, 20(2),* 115–133. doi:10.1111/j.1502-3885.1991.tb00301.x.

Björnbom, S., 1979: Clayey basal till in central and northern Sweden: a deposit from an old phase of the Würm glaciation. Stockholm. *Sveriges geologiska undersökning C 753.*

Blomdin, R., Peterson Becher, G., Smith, C. A., Regnell, C., Öhrling, C., Goodfellow, B. W. & Mikko, H., 2021: Beskrivning till geomorfologiska kartan Jämtlands län. *Sveriges geologiska undersökning K 705,* 57 s.

Bluemle, J. P. & Clayton, L., 1984: Large-scale glacial thrusting and related processes in North Dakota. *Boreas, 13(3),* 279–299. doi:10.1111/j.1502-3885.1984.tb01124.x.

Borgström, I., 1989: Terrängformerna och den glaciala utvecklingen i södra fjällen. *Meddelanden från Naturgeografiska institutionen vid Stockholms universitet,* 133 s.

Bouvier, V., Johnson, M. D. & Påsse, T., 2015: Distribution, genesis and annual-origin of De Geer moraines in Sweden: insights revealed by LiDAR. *Gff, 137(4),* 319–333. doi:10.1080/11035897.2015.1089933.

Bruthans, J., Balak, F., Schweigstillova, J. & Vojtisek, J., 2017: Origin of karst conduits in calcareous sandstone and carbonate-silicate rocks: Complex role of insoluble material, 13504 s.

Burt, R., 2004: Soil Survey Laboratory Methods Manual. *United States Department of Agriculture. No. 42.*

Carlzon, C., 1913: Inlandsisens recession mellan Bispgården och Stugun i Indalsälfvens dalgåug i Jämtland. *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar, 35(5),* 311–328. doi:10.1080/11035891309443472.

CGS, 2023: *Canadian Foundation Engineering Manual, 5th Edition.* The Canadian Geotechnical Society.

Daniels, J. & Thunholm, B., 2014: Rikstäckande jorddjupsmodell. *SGU-rapport 2014:14.* Sveriges geologiska undersökning, 14 s.

De Geer, G., 1888: Om isdelarens läge under Skandinaviens begge nedisningar. *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar, 10(3),* 195–210. doi:10.1080/11035898809442165.

De Geer, G., 1889: Ändmoräner I trakten mellan Spånga och Sundbyberg. *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar, 11,* 395–397.

De Geer, G., 1911: Om den senkvartära tidens indelning. *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar, 33(6),* 463–470. doi:10.1080/11035891109442346.

De Geer, G., 1940: Geochronologica Suecia Principles. *Kungliga Svenska Vetenskapsakademiens Handlingar.*

Engstrand, L. G., 1965: Stockholm Natural Radiocarbon Measurements VI. *Radiocarbon, 7,* 257–290. doi:10.1017/S0033822200037267.

Enquist, F., 1910: Über die jetzigen und ehemaligen lokalen Gletsch er in den Gebirgen von Jämtland und Härjedalen. *Sveriges geologiska undersökning Ca 5.*

Eriksson, K., 1912: Inlandsisens avsmältning i sydvästra Jämtland. *Sveriges geologiska undersökning C 251.*

Evans, D. J. A., 2017: *Till : A Glacial Process Sedimentology.* Chichester: Wiley.

Evans, D. J. A., Phillips, E., Hiemstra, J. F. & Auton, C. A., 2006: Subglacial till: Formation, sedimentary characteristics and classification. *Earth-Science Reviews, 78(1–2),* 115–176. doi:10.1016/J.EARSCIREV.2006.04.001.

Evans, D. J. A. & Rea, B. R., 1999: Geomorphology and sedimentology of surging glaciers: a land-systems approach. *Annals of Glaciology, 28,* 75–82. doi:10.3189/172756499781821823.

Fegræus, T., 1890: Om de lösa jordaflagringarna i några af Norrlands elfdalar. *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar, 12(5),* 375–421. doi:10.1080/11035899009443091.

Frödin, G., 1913: Bidrag till västra Jämtlands senglaciala geologi. *Sveriges geologiska undersökning C 246,* 236 s.

Frödin, G., 1914: Hufvuddragen af isatsmältningen inom nordvästra Jämtland. *GFF, 36.*

Frödin, G., 1916: Ett par nyare svenska mammutfynd. *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar, 38(1),* 66–85. doi:10.1080/11035891609444380.

Frödin, G., 1954: De sista skedena av centraljämtlands glaciala historia. *Geographica, 24,* 251 s.

Gavelin, A. & Högbom, A. G., 1910: Norra sveriges issjöar. *Sveriges geologiska undersökning Ca 7,* 183 s.

Goodfellow, B. W., 2008: *Relict Non-Glacial Surfaces and Autochthonous Blockfields in the Northern Swedish Mountains.* Thesis in Geography with emphasis on Physical Geography, Stockholm University.

Gorbatschev, R., Kornfäldt, K.-A. & Lundegårdh, P. H., 1984: Beskrivning till bergrundskartan över Jämtlands län. Del 1: Urbergsdelen. *Sveriges geologiska undersökning Ca 53:1.*

Greenwood, S. L., Clason, C. C., Helanow, C. & Margold, M., 2016: Theoretical, contemporary observational and palaeo-perspectives on ice sheet hydrology: Processes and products. *Earth-Science Reviews, 155,* 1–27. doi:10.1016/j.earscirev.2016.01.010.

Greenwood, S. L., Clason, C. C., Mikko, H., Nyberg, J., Peterson, G. & Smith, C. A., 2015: Integrated use of LiDAR and multibeam bathymetry reveals onset of ice streaming in the northern Bothnian Sea. *GFF, 137(4),* 284–292. doi:10.1080/11035897.2015.1055513.

Gupta, S. C. & Larson, W. E., 1979: Estimating soil water retention characteristics from particle size distribution, organic matter percent, and bulk density. *Water Resources Research, 15(6),* 1633–1635.

Hardt, R. & Rodet, J., 2013: Karst evolution in sandstone: The Chapada dos Guimarães site, Brazil.

Henriksen, N., Higgins, A. K., Kalsbeek, F. & Pulvertaft, T. C. R., 2000: Greenland from Archaean to Quaternary. Descriptive text to the Geological map of Greenland, 1:2 500 000. *Geology of Greenland Survey Bulletin, 185,* 2–93.

Hoppe, G., 1983: *Fjällens terräng former: en översikt av den svenska fjällkedjan på grundval av geomorfologisk kartering och naturvärdering.* Stockholm: Naturvårdsverket.

Hughes, A. L. C., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø. S., Mangerud, J. & Svendsen, J. I., 2016: The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1. *Boreas, 45(1),* 1–45. doi:10.1111/bor.12142.

Hättestrand, C., 1998: The glacial geomophology of central and northern Sweden. *Sveriges geologiska undersökning Ca 85,* 47 s.

Hättestrand, C. & Kleman, J., 1999: Ribbed moraine formation. *Quaternary Science Reviews, 18(43–61).* doi:10.1016/S0277-3791(97)00094-2.

Hättestrand, C. & Stroeven, A. P., 2002: A relict landscape in the centre of Fenno-scandian glaciation: Geomorphological evidence of minimal Quaternary glacial erosion. *Geomorphology, 44(1–2),* 127–143. doi:10.1016/S0169-555X(01)00149-0.

Hättestrand, M. & Robertsson, A. M., 2010: Weichselian interstadials at Riipiharju, Northern Sweden – interpretation of vegetation and climate from fossil and modern pollen records. *Boreas, 39(2),* 296–311. doi:10.1111/j.1502-3885.2009.00129.x.

Høgaas, F., Hansen, L., Mølmann, K., Nordahl, B., Pettersen, E., Romundset, A., Seternes, L. & Wesche, J. G., 2022: Datasett for registrering av marin grense (MG) i Norge, v. 2.0. Trondheim. *Norges geologiske undersøkelse. No. 2022.005.*

Högbom, A. G., 1885: Praktiskt geologiska undersökningar inom Jemtlands län. *Sveriges geologiska undersökning C 70.*

Högbom, A. G., 1892: Om märken efter isdämda sjöar i jemtlands fjelltrakter. *Gff, 14(7),* 561–582. doi:10.1080/11035899209445449.

Högbom, A. G., 1893: Om interglaciala aflagringar i Jemtland: *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar, 15(1),* 28–44. doi:10.1080/11035899309443784.

Högbom, A. G., 1894: Geologisk beskrifning öfver Jemtlands län. *Sveriges geologiska undersökning C 140.*

Högbom, A. G., 1899: Ragundadalens geologi. Stockholm. *Sveriges geologiska undersökning C 182.*

Högbom, A. G., 1910: De centraljämtska issjöarna. *Sveriges geologiska undersökning Ca 7.*

Iverson, R. M. & Vallance, J. W., 2001: New views of granular mass flows. *Geology, 29(2),* 115–118.

Jakobsson, M., Björck, S., Alm, G., Andrén, T., Lindeberg, G. & Svensson, N. O., 2007: Reconstructing the Younger Dryas ice dammed lake in the Baltic Basin: Bathymetry, area and volume. *Global and Planetary Change, 57(3–4),* 355–370. doi:10.1016/j.gloplacha.2007.01.006.

Johnsen, T., Fabel, D. & Stroeven, A. P., 2010: High-elevation cosmogenic nuclide dating of the last deglaciation in the central Swedish mountains: implications for the timing of tree establishment.

Johnson, M. D. & Clayton, L., 2003: Supraglacial landsystems in lowland terrain: I: Evans, D. J. A. (red.) *Glacial Landsystems.* London: Arnold, 228–258.

Johnson, M. D., Fredin, O., Ojala, A. E. K. & Peterson, G., 2015: Unraveling Scandinavian geomorphology: the LiDAR revolution. *GFF, 137(4),* 245–251, doi:10.1080/11035897.2015.1111410.

Johnson, M. D., Öhrling, C., Bergström, A., Dreyer Isaksson, O. & Pizarro Rajala, E., 2022: Geomorphology and sedimentology of features formed at the outlet during the final drainage of the Baltic Ice Lake. *Boreas, 51(1),* 20–40. doi:10.1111/bor.12547.

Jonsson, A. & Pettersson, R., 2020: Besöksnäringens roll för regional utveckling. Ett nedslag i Jämtland Härjedalen. *ETOUR Rapport 2020:1.* Mittuniversitet, Östersund.

Karlén, W., 1973: Holocene Glacier and Climatic Variations, Kebnekaise Mountains, Swedish Lapland. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography, 55(1),* 29–63. doi:10.1080/04353676.1973.11879879.

Karlsson, C., Sohlenius, G. & Peterson Becher, G., 2021: Handledning för jordartsgeologiska kartor och databaser över Sverige: *SGU-rapport 2021:17.* Sveriges geologiska undersökning, 83 s.

Kleman, J., 1992: The Palimpsest Glacial Landscape in Northwestern Sweden. Late Weichselian Deglaciation Landforms and Traces of Older West-Centered Ice Sheets. *Geografiska Annaler, 74 A(4),* 305–325.

Kleman, J., Hättestrand, C., Borgström, I., Stroeven, A., Hattestrand, C., Borgstrom, I. & Stroeven, A., 1997: Fennoscandian palaeoglaciology reconstructed using a glacial geological inversion model. *Journal of Glaciology, 43(144),* 283–299. doi:10.1016/s0169-555x(96)00046-3.

Kleman, J., Hättestrand, M., Borgström, I., Fabel, D. & Preusser, F., 2021: Age and duration of a MIS 3 interstadial in the Fennoscandian Ice Sheet core area – Implications for ice sheet dynamics. *Quaternary Science Reviews, 264.* doi:10.1016/j.quascirev.2021.107011.

Kleman, J., Hättestrand, M., Borgström, I., Preusser, F. & Fabel, D., 2020: The Idre marginal moraine – An anchorpoint for Middle and Late Weichselian ice sheet chronology. *Quaternary Science Advances, 2(December 2019),* 100010 s. doi:10.1016/j.qsa.2020.100010.

Kulling, O., 1945: Om fynd av mammut vid Pilgrimstad i Jämtland. *Sveriges geologiska undersökning C 473.*

Lagerbäck, R., 1988: The Veiki moraines in northern Sweden – widespread evidence of an Early Weichselian deglaciation. *Boreas, 17(4),* 469–486. doi:10.1111/j.1502-3885.1988.tb00562.x.

Lagerbäck, R., 2007: Ventifacts – means to reconstruct glacial development and palaeo-environment in northern and central Sweden. *GFF, 129(4),* 315–324. doi:10.1080/11035890701294315.

Lagerbäck, R., 2014: Jordarter 1:250 000. Nordligaste Sverige. Sveriges geologiska undersökning.

Lagerbäck, R. & Robertsson, A. M., 1988: Kettle holes – stratigraphical archives for Weichselian geology and palaeoenvironment in northernmost Sweden. *Boreas, 17(4),* 439–468, doi:10.1111/j.1502-3885.1988.tb00561.x.

Lantmäteriet, 2020: GSD-Elevation data, Grid 2+: Lantmäteriet, Product Description. Gävle, Lantmäteriet.

Larsen, E., Fredin, O., Lysså, A., Amantov, A., Fjeldskaar, W. & Ottesen, D., 2016: Causes of time-transgressive glacial maxima positions of the last Scandinavian Ice Sheet. *Norsk Geologisk Tidsskrift, 96(2),* 1–12. doi:10.17850/njg96-2-06.

Lind, P., Belušić, D., Médus, E., Dobler, A., Pedersen, R. A., Wang, F., Matte, D., Kjellström, E., Landgren, O., Lindstedt, D., Christensen, O. B. & Christensen, J. H., 2023: Climate change information over Fenno-Scandinavia produced with a convection-permitting climate model. *Climate Dynamics, 61(1–2)*, 519–541. doi:10.1007/s00382-022-06589-3.

Lindström, M., Lundqvist, J. & Lundqvist, T., 2000: *Sveriges geologi från urtid till nutid.* Lund. Studentlitteratur.

Lisiecki, L. E. & Raymo, M. E., 2005: A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic δ 18O records. *Paleoceanography, 20(1),* 1–17. doi:10.1029/2004PA001071.

Lundqvist, G., 1957: C14-analyser i svensk kvartärgeologi 1955–57. *Sveriges geologiska undersökning C 557.*

Lundqvist, G., 1964: Interglaciala avlagringar i Sverige. *Sveriges geologiska undersökning C 600.*

Lundqvist, J., 1959: Issjöar och isavsmältning i Östra Jämtland. *Sveriges geologiska undersökning C 573.*

Lundqvist, J., 1967: Submoräna sediment i Jämtlands län. *Sveriges geologiska undersökning C 618.*

Lundqvist, J., 1969a: Beskrivning till jordartskarta över Jämtlands län. *Sveriges geologiska undersökning Ca 45.*

Lundqvist, J., 1969b: Problems of the so-called Rogen moraine. *Sveriges geologiska undersökning C 648.*

Lundqvist, J., 1972: Ice-lake types and deglaciation pattern along the Scandinavian mountain range. *Boreas, 1(1),* 27–54. doi:10.1111/j.1502-3885.1972.tb00142.x.

Lundqvist, J., 1973: Isavsmältningens fölopp i Jämtlands län. *Sveriges geologiska undersökning C 681.*

Lundqvist, J., 1978: New information about Early and Middle Weichselian interstadials in northern Sweden. *Sveriges geologiska undersökning C 752.*

Lundqvist, J. & Miller, U., 1992: Weichselian stratigraphy and glaciations in the Tåsjö-Hoting area, central Sweden. *Sveriges geologiska undersökning C 826,* 1–35.

Lundqvist, J. & Mook, W. G., 1981: Finite date of the Jämtland Interstadial. *Boreas, 10(2)*, 133–135. doi:10.1111/j.1502-3885.1981.tb00477.x.

Lundqvist, J. & Pleijel, C., 1976: Mammutbeten från Kånkback, Ragunda s:n, Jämtland. *Flora och Fauna, 71(3)*, 89–96.

Lundström, K., Viberg, L., Sundsten, M., Fallsvik, J. & Sällfors, G., 2007: *Översiktlig kartering av stabilitets- och avrinningsförhållanden i raviner och slänter i morän och grov sedimentjord: metodbeskrivning.* Karlstad: Räddningsverket.

Mangerud, J., Alexanderson, H., Birks, H. H., Paus, A., Perić, Z. M. & Svendsen, J. I., 2023: Did the Eurasian ice sheets melt completely in early Marine Isotope Stage 3? New evidence from Norway and a synthesis for Eurasia. *Quaternary Science Reviews, 311,* 108136 s. doi:10.1016/j.quascirev.2023.108136.

Mannerfelt, C. M., 1945: Några glacialmorfologiska formelement. *Geografiska Annaler, 1–2.*

McClenaghan, M. B., Paulen, R. C., Smith, I. R., Rice, J. M., Plouffe, A., McMartin, I., Campbell, J. E., Lehtonen, M., Parsasadr, M. & Beckett-Brown, C. E., 2023: Review of till geochemistry and indicator mineral methods for mineral exploration in glaciated terrain. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis, 23(4), geochem2023-013.* doi:10.1144/geochem2023-013.

Mikko, H., Smith, C. A., Lund, B., Ask, M. V. S. & Munier, R., 2015: LiDAR-derived inventory of post-glacial fault scarps in Sweden. *Gff, 137(4),* 334–338. doi:10.1080/11035897.2015.1036360.

Munthe, H., 1890: Sedimentära fossilförande bildningar öfverlagrade af morän vid Hernösand. *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar, 12.*

Möller, P., 2006: Rogen moraine: an example of glacial reshaping of pre-existing landforms. *Quaternary Science Reviews, 25(3–4),* 362–389. doi:10.1016/j.quascirev.2005.01.011.

Möller, P., Anjar, J. & Murray, A. S., 2013: An OSL-dated sediment sequence at Idre, west-central Sweden, indicates ice-free conditions in MIS 3. *Boreas, 42(1),* 25–42. doi:10.1111/j.1502-3885.2012.00284.x.

Naturvårdsverket, 2019: Nationella Marktäckedata – teknisk rapport, s. 71.

Nylén, L., Asp, M., Berggreen-Clausen, S., Berglöv, G., Björck, E., Axén, J. & Ohlsson, A., 2015: Framtidsklimat i Jämtlands län. *KLIMATOLOGI, 34(1654–2258).*

Ojala, A. E. K., Palmu, J.-P., Åberg, A., Åberg, S. & Virkki, H., 2013: Development of an ancient shoreline database to reconstruct the Litorina Sea maximum extension and the highest shoreline of the Baltic Sea basin in Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland, 85(2),* 127–144. doi:10.17741/bgsf/85.2.002.

Ojala, A. E. K., Peterson, G., Mäkinen, J., Johnson, M. D., Kajuutti, K., Palmu, J.-P., Ahokangas, E. & Öhrling, C., 2019: Ice sheet scale distribution of unique triangular-shaped hummocks (murtoos) – a subglacial landform produced during rapid retreat of the Scandinavian Ice Sheet. *Annals of Glaciology, 60(80),* 115–126. doi:10.1017/aog.2019.34.

Olofsson, B., 2013: Ras- och skred utifrån ett förändrat klimat. Östersund. *Länsstyrelsen Jämtlands län. Nr 2013:14.*

Persson, C. & Svantesson, S. I., 1994: *Metodik och jordartsindelning tillämpad vid geologisk kartering i skala 1:50 000.* Uppsala. Sveriges geologiska undersökning.

Peterson Becher, G., 2021: Produkt: Förutsättningar för skred i finkornig jordart.

Peterson Becher, G., 2023: Dokumentationsrapport. Observationer i samband med slamströmmen i Mörviksån, Åre, 7–8 augusti 2023. *SGU-rapport 2023:11.* Sveriges geologiska undersökning, 23 s.

Peterson, G., Johnson, M. D. & Smith, C. A., 2017: Glacial geomorphology of the south Swedish uplands – focus on the spatial distribution of hummock tracts. *Journal of Maps, 13(2),* 534–544. https://doi.org/10.1080/17445647.2017.1336121

Peterson Becher, G. & Johnson, M. D., 2021: Sedimentology and internal structure of murtoos - V-shaped landforms indicative of a dynamic subglacial hydrological system. *Geomorphology, 380(107644).* doi:10.1016/j.geomorph.2021.107644.

Peterson Becher, G., Mikko, H., Smith, C. A., Öhrling, C., Ransed, G. & Goodfellow, B. W., 2022: The geomorphological imprint and implications of a 'new' ice margin in central Sweden. *Geologiska Föreningen Specialpublikation, 1,* 404–405.

Peterson, G. & Smith, C. A., 2013: Beskrivning av enheter i den geomorfologiska databasen över Sverige. *SGU-rapport 2013:3.* Sveriges geologiska undersökning, 18 s.

Påsse, T. & Daniels, J., 2015: Past shore-level and sea-level displacements. *Rapporter och meddelanden 137.* Sveriges geologiska undersökning, 40 s.

Regnéll, C., Peterson Becher, G., Öhrling, C., Greenwood, S. L., Gyllencreutz, R., Blomdin, R., Brendryen, J., Goodfellow, B. W., Mikko, H., Ransed, G. & Smith, C., 2023: Ice-dammed lakes and deglaciation history of the Scandinavian Ice Sheet in central Jämtland, Sweden. *Quaternary Science Reviews, 314,* 108219 s. doi:10.1016/j.quascirev.2023.108219.

Reimer, P. J., Austin, W. E. N., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hajdas, I., Heaton, T. J., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kromer, B., Manning, S. W., Muscheler, R., Palmer, J. G., Pearson, C., Van Der Plicht, J., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Turney, C. S. M., Wacker, L., Adolphi, F., Büntgen, U., Capano, M., Fahrni, S. M., Fogtmann-Schulz, A., Friedrich, R., Köhler, P., Kudsk, S., Miyake, F., Olsen, J., Reinig, F., Sakamoto, M., Sookdeo, A. & Talamo, S., 2020: The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0-55 cal kBP). *Radiocarbon, 62(4),* 725–757. doi:10.1017/RDC.2020.41.

Robertsson, A.-M., 1988: *Biostratigraphical studies of interglacial and interstadial deposits in Sweden.* Ph.D. thesis. Stockholm University.

Sametinget, 2020: *Rennäringens tillstånd 2020.* Sametinget. Kiruna.

Samuelsson, E. V., Peterson Becher, G. & Leroux, V., 2022: Lidmoränen i Berg och dess potential som grundvattenmagasin. *SGU-rapport 2022:07.* Sveriges geologiska undersökning, 30 s.

Sandgren, P., Snowball, I. F., Hammarlund, D. & Risberg, J., 1999: Stratigraphic evidence for a high marine shore-line during the Late Weichselian deglaciation on the Kullen Peninsula, southern Sweden. *Journal of Quaternary Science, 14(3),* 223–237. doi:10.1002/(SICI)1099-1417(199905)14:3<223::AID-JQS435>3.0.CO;2-0.

SGI och MSB 2021: *Riskområden för ras, skred, erosion och översvämning, Redovisning av regeringsuppdrag enligt regeringsbeslut M2019/0124/Kl.* Statens geotekniska institut, SGI, Linköping och Myndigheten för samhällsskydd och beredskap, MSB, Karlstad.

SGU, 2023: Jordartsanalyser (öppna data).

Sigfúsdóttir, T., 2013: A sedimentological and stratigraphical study of Veiki moraine in northernmost Sweden. *Dissertations in Geology at Lund University, 354,* 42 s.

Stroeven, A. P., Hättestrand, C., Kleman, J., Heyman, J., Fabel, D., Fredin, O., Goodfellow, B. W., Harbor, J. M., Jansen, J. D., Olsen, L., Caffee, M. W., Fink, D., Lundqvist, J., Rosqvist, G. C., Strömberg, B. & Jansson, K. N., 2016: Deglaciation of Fennoscandia. *Quaternary Science Reviews, 147,* 91–121. doi:10.1016/j.quascirev.2015.09.016.

Strömberg, A., Karis, L., Zachrisson, E., Sjöstrand, T. & Skoglund, R., 1984: Beskrivning till bergrundskartan över Jämtlands län. Del 2: Fjälldelen. *Sveriges geologiska undersökning Ca 53:2.*

Strömberg, B., 1992: The final stage of the Baltic Ice Lake. *Sveriges geologiska undersökning Ca 81.*

Svensson, N. O., 1991: Late weichselian and early holocene shore displacement in the central Baltic sea. *Quaternary International, 9,* 7–26. doi:10.1016/1040-6182(91)90059-W.

Thorslund, P., 1938: Växtfynd i leran vid Vålbackens tegelbruk i Jämtland. *GFF, 60(4),* 635–640. doi:10.1080/11035893809444604.

Thorslund, P., 1939: Kvartärgeologiska iakttagelser inom östra storsjöområdet i Jämtland. *Sveriges geologiska undersökning C 429.*

Tryggvason, A., Melchiorre, C. & Johansson, K., 2014: A fast and efficient algorithm to map prerequisites of landslides in sensitive clays based on detailed soil and topographical information. *Computers & Geosciences, 75,* 88–95. doi:10.1016/j.cageo.2014.11.006.

Ukkonen, P., Arppe, L., Houmark-Nielsen, M., Kjær, K. H. & Karhu, J. A., 2007: MIS 3 mammoth remains from Sweden-implications for faunal history, palaeoclimate and glaciation chronology. *Quaternary Science Reviews, 26(25–28),* 3081–3098. doi:10.1016/j.quascirev.2007.06.021.

Williams, R. S. & Ferrigno, J. G., 2002: *Glaciers of North America.* US Government Printing Office.

Wohlfarth, B., 2009: Ice-free conditions in Fennoscandia during Marine Oxygen Isotope Stage 3? *Svensk Kärnbränslehantering AB, TR-09-12.*

Wohlfarth, B., 2010: Ice-free conditions in Sweden during Marine Oxygen Isotope Stage 3? *Boreas, 39(2),* 377–398. doi:10.1111/j.1502-3885.2009.00137.x.

Wohlfarth, B., Alexanderson, H., Ampel, L., Bennike, O., Engels, S., Johnsen, T. F., Lundqvist, J. & Reimer, P., 2011: Pilgrimstad revisited - a multi-proxy reconstruction of Early/Middle Weichselian climate and environment at a key site in central Sweden. *Boreas, 40(2),* 211–230. doi:10.1111/j.1502-3885.2010.00192.x.

Wohlfarth, B., Björck, S., Funder, S., Houmark-nielsen, M., Ingólfsson, Ó., Lunkka, J.-P., Mangerud, Jan., Saarnisto, M. & Vorren, T., 2007: Quaternary of Norden. *Episodes, 31(1),* 73–81.

W:son Ahlman, H., Caldenius, C. & Sandegren, R., 1924: Ragundasjön. En geomorfologisk, geokronologisk, växtgeografisk undersökning. *Sveriges geologiska undersökning Ca 12,* 288 s.

Yong, L., Chengmin, H., Baoliang, W., Xiafei, T. & Jingjing, L., 2017: A unified expression for grain size distribution of soils. *Geoderma, 288,* 105–119.

Young, R. W., 2010: Bungle Bungle: Tower Karst in Sandstone: I: Migon, P. (red.) *Geomorphological Landscapes of the World. Dordrecht. Springer Netherlands,* 333–340.

Ängeby, O., 1951: Dubbla moräner och submoräna sediment i ångermanälvens övro flodområde. *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar, 73(4),* 653–681. doi:10.1080/11035895109452862.

Öhrling, C., Mikko, H., Peterson Becher, G. & Regnéll, C., 2020: Meteorite crater re-interpreted as iceberg pit in west-central Sweden. *GFF, 143(1),* 84–91. doi:10.1080/11035897.2020.1853223.

7 BILAGOR

7.1 Submoräna sorterade sediment

#	Lokalnamn	N	E	Referens
1	Andersön (CHO202002)	7003800	471900	Denna studie; 63 i J. Lundqvist (1967)
2	Brovalltjärnen	6911200	412500	Lagerbäck (opublicerat); SGU:s arkiv
3	Dörrsvålen	6896200	429800	Lagerbäck (opublicerat); SGU:s arkiv
4	Ejnars	6956000	469800	Lagerbäck (opublicerat); SGU:s arkiv
5	Fårstöten	6899300	387500	Lagerbäck (2007) och Lagerbäck (opublicerat); SGU:s arkiv
6	Håsjö (GFP222012)	6986400	555900	Denna studie
7	Hötjärnen (Vemhån)	6925400	476800	Lagerbäck (opublicerat); SGU:s arkiv
8	Kånkback	6996800	569400	J. Lundqvist och Pleijel (1976); Ukkonen m.fl. (2007); Wohlfarth (2009); 49 i J. Lundqvist (1967)
9	Lockåsen (CHO212105)	6980300	463400	Denna studie
10	Movallen (Vemhån)	6912900	450000	Lagerbäck (opublicerat); SGU:s arkiv
11	Pilgrimstad	6981000	500800	G. Lundqvist (1957); Alexanderson m.fl. (2010); Wohlfarth (2009); Ukkonen m.fl. (2007); Robertsson (1988); Alexanderson m.fl. (2009); Engstrand (1965); 103 i J. Lundqvist (1967)
12	Röingen (Högvålen)	6901600	398400	Lagerbäck (opublicerat); SGU:s arkiv
13	Skorvmyren	6933800	460700	Lagerbäck (2007) och Lagerbäck (opublicerat); SGU:s arkiv
14	Ströms vattudal, Näsviken	7080200	526300	J. Lundqvist (1967); J. Lundqvist (1967)
15	Tåsjö	7153500	525800	J. Lundqvist (1978); J. Lundqvist (1978); J. Lundqvist och Miller (1992); Wohlfarth (2009)
16	Undersåker kyrka (GFP202052)	7022900	419100	Frödin (1913); Denna studie; 134 i J. Lundqvist (1967)
17	Vålbacken	6994000	488600	G. Lundqvist (1957); J. Lundqvist (opublicerat); Wohlfarth (2009); Thorslund (1939); 79 i J. Lundqvist (1967)
18	Brattåsen	7060763	502343	J. Lundqvist (1959); 37 i J. Lundqvist (1967)
19	Brunflo station	6994207	491456	Kulling (1945); 81 i J. Lundqvist (1967)
20	Bynäset	7006822	472256	Frödin (1954); 62 i J. Lundqvist (1967)
21	Döda fallet, Ragunda	6992321	576678	Fegræus (1890); 50 i J. Lundqvist (1967)
22	Frösön NV-udde	7009231	472236	Frödin (1954); 60 i J. Lundqvist (1967)
23	Frösön, Östersund	7005496	480537	Högbom (1893)
24	Galhammar	6961865	470426	Frödin (1954); 93 i J. Lundqvist (1967)
25	Hissmon	7022995	473513	Högbom (1885); 41 i J. Lundqvist (1967)
26	Kattstruperforsen	7021655	478956	43 i J. Lundqvist (1967)
27	Lossen	6919490	392459	125 i J. Lundqvist (1967)
28	Nedre Grundsjön	6933714	402562	124 i J. Lundqvist (1967)
29	Näskott	7022078	465247	52 i J. Lundqvist (1967)
30	Rannåsens stenbrott	7007744	484823	73 i J. Lundqvist (1967)
31	Strömsund	7082071	526577	Ängeby (1951); 26 i J. Lundqvist (1967)
32	Utansjön	6959029	434185	Lundqvist (1967); 117 i J.Lundqvist (1967)
33	Vikbäcken	6971330	475724	Högbom (1885); 94 i J.Lundqvist (1967)
34	Åltjärnsbäcken	6962272	508240	J. Lundqvist (1967); 109 i J. Lundqvist (1967)
35	Öhnet, Frösön, Östersund	7004021	479087	Högbom (1893); Frödin (1916); 67 i J. Lundqvist (1967
36	Östberget	7006367	480235	Asklund (1936); 65 i J. Lundqvist (1967)
37	Östersund, vattensisternen	7006544	482830	Högbom (1893); 75 i J. Lundqvist (1967)

Tabell, forts.

#	Lokalnamn	N	E	Referens
38	Lillänget (GFP202022)	7031301	406282	Denna studie
39	Tvärsätt (GFP202026)	7004632	366035	Denna studie
40	GFP202031	7042970	405475	Denna studie
41	GFP202043	7023214	408777	Denna studie
42	Alexius gård (GFP202055)	7005812	445106	Denna studie
43	GFP202063	7032376	404637	Denna studie
44	GFP212015	7020452	445320	Denna studie
45	Brattlandsforsen (GFP212024)	6897911	451775	Denna studie
46	Hallbrännan (GFP212030)	6898343	453245	Denna studie
47	Fjällgården (GFP212038)	6900456	451220	Denna studie
48	Slagsån (GFP212041)	6921426	426816	Denna studie
49	Mattmar kyrka (GFP212045)	6921324	426340	Denna studie
50	Snurrhålet (GFP222041)	6996925	438242	Denna studie
51	Östersund (HEM202206)	6999722	442139	Denna studie
52	HEM202214	6997350	442156	Denna studie
53	HEM202220	7015029	522390	Denna studie
54	HEM212101	7003830	471943	Denna studie
55	HEM212102	6980451	463185	Denna studie
56	HEM212103	7015030	565555	Denna studie
57	HEM221001	7015037	565563	Denna studie
58	HEM221002	7015030	565573	Denna studie
59	Laxsjön-Hotagen	7075116	486533	Frödin (1914); Frödin (1913); 30 i J. Lundqvist (1967)
60	Rogsta, Hackås	6971284	480818	Högbom (1885)
61	Röröby, Svenstavik	6957650	471391	Högbom (1885)
62	Västerskucku, Berg	6963572	473051	Högbom (1885)
63	Andersön (CHO202003)	7026157	407485	Denna studie; 63 i J. Lundqvist (1967)
64	Lockåsen 1 (CHO212104)	7023217	408775	Denna studie
65	CHO222010	7020049	411601	Denna studie
66	CHO222011	7022969	418149	Denna studie
67	CHO222012	7029220	421490	Denna studie
68	Lill-Ulvån (GFP212007)	7024841	418510	Denna studie
69	Vilplatskojan (GFP222001)	6992753	571930	Denna studie
70	Vemvallen (GFP222006)	7018310	529547	Denna studie
71	Grundtjärnsholmen (GFP222007)	6978315	538425	Denna studie
72	Uvbo (GFP222008)	6999233	571363	Denna studie
73	Uvbo (GFP222009)	7022606	550289	Denna studie
74	GFP222023	7023375	550644	Denna studie
75	Risholmen (GFP222028)	7024115	550458	Denna studie
76	Krokflobrännan (GFP222032)	7023376	453983	Denna studie
77	Hannmyrkullen (GFP222034)	7002370	488205	Denna studie
78	Bygget (GFP222039)	7009879	482380	Denna studie
79	Norromsjön (GFP222040)	6996573	569311	Denna studie
80	Kånkback (HEM211000)	7006329	481981	Denna studie
81	Mickelssonstorpet (JIG222103)	7015707	527709	Denna studie
82	Lindströmstorpet (JIG222106)	7018072	537884	Denna studie
83	BMW229261			SGU:s arkiv
84	BMW229262			SGU:s arkiv
85	BMW229237			SGU:s arkiv
86	Borgadammen	7188217	500029	1 i J. Lundqvist (1967)
87	Blomhöjden	7164722	486588	2 i J. Lundqvist (1967)
88	Lermon	7162393	453568	3 i J. Lundqvist (1967)
89	Sjulåsen	7135829	489234	4 i J. Lundqvist (1967)

Tabell, forts.

#	Lokalnamn	N	E	Referens
90	St. Allvattnet	7108947	527864	5 i J. Lundqvist (1967)
91	Kärrnässjön	7088521	512094	6 i J. Lundqvist (1967)
92	Stortjärn	7080055	522043	7 i J. Lundqvist (1967)
93	Yxskaftkälen	7075081	508390	8 i J. Lundqvist (1967)
94	Lillviken	7123235	523630	9 i J. Lundqvist (1967)
95	Alanäs	7115509	532203	10 i J. Lundqvist (1967)
96	Havsnäs	7108207	539929	11 i J. Lundqvist (1967)
97	Ö. Havsnäs	7108630	542574	12 i J. Lundqvist (1967)
98	Lövberga	7093707	540987	13 i J. Lundqvist (1967)
99	Hillsand (Ströms Vattudal)	7109688	515375	14 i J. Lundqvist (1967)
100	Vedjeberget (Ströms Vattudal)	7106831	517280	15 i J. Lundqvist (1967)
101	Höstoppen (Ströms Vattudal)	7103021	519503	16 i J. Lundqvist (1967)
102	Risnäs-Äspanäs (Ströms Vattudal)	7099105	518974	17 i J. Lundqvist (1967)
103	Äspnäsviken (Ströms Vattudal)	7098893	521302	18 i J. Lundqvist (1967)
104	Bonäset-Sandviken (Ströms Vattudal)	7094766	520032	19 i J. Lundqvist (1967)
105	Alviken (Ströms Vattudal)	7094766	522678	20 i J. Lundqvist (1967)
106	Alvikens vägskäl (Ströms Vattudal)	7094554	524477	21 i J. Lundqvist (1967)
107	Klövsand (Ströms Vattudal)	7092331	523630	22 i J. Lundqvist (1967)
108	Klöva (Ströms Vattudal)	7090003	524477	23 i J. Lundqvist (1967)
109	Vägskälsberget (Ströms Vattudal)	7087781	525218	24 i J. Lundqvist (1967)
110	Strand (Ströms Vattudal)	7086934	525747	25 i J. Lundqvist (1967)
111	Strömsund (Ströms Vattudal)	7080690	525112	27 i J. Lundqvist (1967)
112	Ön (Ströms Vattudal)	7083230	524054	28 i J. Lundqvist (1967)
113	Tullingsås	7076456	525747	29 i J. Lundqvist (1967)
114	Laxviken	7073493	486271	31 i J. Lundqvist (1967)
115	Ottsjöns västra ände (Gåxsjöområdet)	7067990	489446	32 i J. Lundqvist (1967)
116	Ottsjön-Gåxsjön (Gåxsjöområdet)	7064497	498653	33 i J. Lundqvist (1967)
117	Nyland (Gåxsjöområdet)	7064497	506697	34 i J. Lundqvist (1967)
118	Gåxsjö (Gåxsjöområdet)	7061957	506062	35 i J. Lundqvist (1967)
119	Kvarnbränna (Gåxsjöområdet)	7059417	507861	36 i J. Lundqvist (1967)
120	Edefors (Hammerdalstrakten)	7046823	521831	38 i J. Lundqvist (1967)
121	Björnvadsån (Hammerdalstrakten)	7043331	521090	39 i J. Lundqvist (1967)
122	Espfjärden (Hammerdalstrakten)	7041214	522254	40 i J. Lundqvist (1967)
123	Sveom	7023010	477381	42 i J. Lundqvist (1967)
124	Fjäl	7019624	492515	44 i J. Lundqvist (1967)
125	Midskogsforsen	7012110	511036	45 i J. Lundqvist (1967)
126	Näverede	7009887	515269	46 i J. Lundqvist (1967)
127	Döviken	7004172	558449	47 i J. Lundqvist (1967)
128	Ragunda k:a	7000256	569139	48 i J. Lundqvist (1967)
129	Bispgården	6990096	577923	51 i J. Lundqvist (1967)
130	Dvärsätt	7019956	474074	53 i J. Lundqvist (1967)
131	Sandnäset	7017972	477011	54 i J. Lundqvist (1967)
132	Önsjön	7014717	483996	55 i J. Lundqvist (1967)
133	Kläppe	7003106	463013	56 i J. Lundqvist (1967)
134	Norra Stranden (Norderön)	7004715	468770	57 i J. Lundqvist (1967)
135	Ålsta (Norderön)	7003149	468834	58 i J. Lundqvist (1967)
136	Jälsta (Norderön)	7000397	469151	59 i J. Lundqvist (1967)
137	Tanne	7007415	474867	64 i J. Lundqvist (1967)
138	Mjälle, Tegelbruket (Frösön)	7004609	480264	68 i J. Lundqvist (1967)
139	Mjälle grustag (Frösön)	7004609	478718	69 i J. Lundqvist (1967)
140	Bällsta	7001328	478422	70 i J. Lundqvist (1967)
141	Nifsåsens norra grustag (Östersund)	7010511	483043	71 i J. Lundqvist (1967)
142	Nifsåsens södra grustag (Östersund)	7009320	485027	72 i J. Lundqvist (1967)

Tabell, forts.

#	Lokalnamn	N	E	Referens
143	Torvalla	7002573	488361	76 i J. Lundqvist (1967)
144	Överbyn	6995889	486603	77 i J. Lundqvist (1967)
145	Vålbackens grustag	6995856	487860	78 i J. Lundqvist (1967)
146	Grytan	6996468	490142	80 i J. Lundqvist (1967)
147	Ede	6992760	489960	82 i J. Lundqvist (1967)
148	Haxäng	6991609	493321	83 i J. Lundqvist (1967)
149	Bulägden	6988821	475124	84 i J. Lundqvist (1967)
150	Kårgärde	6985488	475878	85 i J. Lundqvist (1967)
151	Myrviken	6988345	466789	86 i J. Lundqvist (1967)
152	Häggen (Storsjöns sydände)	6986123	465519	87 i J. Lundqvist (1967)
153	Gisselåsen (Storsjöns sydände)	6981198	465513	88 i J. Lundqvist (1967)
154	Kvarnbodarna (Storsjöns sydände)	6972665	462073	89 i J. Lundqvist (1967)
155	Hovermo (Storsjöns sydände)	6972533	467762	90 i J. Lundqvist (1967)
156	Norra Trång (Storsjöns sydände)	6966977	469548	91 i J. Lundqvist (1967)
157	Södra Trång (Storsjöns sydände)	6964463	470341	92 i J. Lundqvist (1967)
158	Skanderåsen (Storsjöns sydände)	6963735	474707	95 i J. Lundqvist (1967)
159	Östberg (Storsjöns sydände)	6961751	473979	96 i J. Lundqvist (1967)
160	Svenstavik (Storsjöns sydände)	6959370	471598	97 i J. Lundqvist (1967)
161	Bergsviken (Storsjöns sydände)	6958179	473384	98 i J. Lundqvist (1967)
162	Rörön (Storsjöns sydände)	6956129	473252	99 i J. Lundqvist (1967)
163	Sunds tegelbruk (Storsjöns sydände)	6957055	471334	100 i J. Lundqvist (1967)
164	Brånan (Storsjöns sydände)	6951961	469482	101 i J. Lundqvist (1967)
165	Svedje	6983645	500835	102 i J. Lundqvist (1967)
166	Fanbyn	6982256	505333	104 i J. Lundqvist (1967)
167	Värviken (Revsundstrakten)	6978486	503018	105 i J. Lundqvist (1967)
168	Sund (Revsundstrakten)	6973591	506457	106 i J. Lundqvist (1967)
169	Revsund (Revsundstrakten)	6975906	507978	107 i J. Lundqvist (1967)
170	Gällö	6977229	511881	108 i J. Lundqvist (1967)
171	Löningsberg	6951432	514593	110 i J. Lundqvist (1967)
172	Sänsjölandet-Lillshöjden	7004701	515375	111 i J. Lundqvist (1967)
173	Boggsjö	6995271	519476	112 i J. Lundqvist (1967)
174	Börjesjö	6990746	518365	113 i J. Lundqvist (1967)
175	Röringen	6981198	520678	114 i J. Lundqvist (1967)
176	Kälarne	6984714	553846	115 i J. Lundqvist (1967)
177	Fångssjöbacken	6993377	588929	116 i J. Lundqvist (1967)
178	Äldån	6942767	467762	118 i J. Lundqvist (1967)
179	Kvarnsjö	6937079	468159	119 i J. Lundqvist (1967)
180	Rätan	6929406	477551	120 i J. Lundqvist (1967)
181	Bruksvallarna	6950903	369800	121 i J. Lundqvist (1967)
182	Tännäs	6925503	379126	122 i J. Lundqvist (1967)
183	Övre Grundsjön	6936483	398507	123 i J. Lundqvist (1967)
184	Hede	6921667	427214	126 i J. Lundqvist (1967)
185	Vemhån	6909628	448712	127 i J. Lundqvist (1967)
186	Turas	6889057	438591	128 i J. Lundqvist (1967)
187	Gysen	7065238	465633	129 i J. Lundqvist (1967)
188	Rönnöfors	7057512	444467	130 i J. Lundqvist (1967)
189	Landön	7048516	465104	131 i J. Lundqvist (1967)
190	Åre	7032853	406261	132 i J. Lundqvist (1967)
191	Järpströmmen	7029784	421289	133 i J. Lundqvist (1967)
192	Sylsjön	6983852	357366	135 i J. Lundqvist (1967)

7.2 Dateringar av submoräna sorterade sediment

#	Lokalnamn	E	N	Method	Lab ID	OSL age ka före nutid	OSL age error	14C age före nutid	14C age error	Cal. age yr före nutid	Cal. Age error	Referenser
1	Andersön (CHO202002)	7003800	471900	OSL	LLL-20147	48100	±6300					Denna studie
2	Brovalltjärnen	6911200	412500	C14	st 12626			15500	±1385			Lagerbäck (opublicerat)
3	Brovalltjärnen	6911200	412500	C14	st 12627			24400	+2000/-1800			Lagerbäck (opublicerat)
4	Brovalltjärnen (RL910413:A)	6911200	412500	OSL	R-921602	110000	±10000					Lagerbäck (opublicerat)
5	Brovalltjärnen (RL910413:A)	6911200	412500	TL	R-921602	98000	±10000					Lagerbäck (opublicerat)
6	Brovalltjärnen (RL910413:A)	6911200	412500	OSL	R-921602	83000	±10000					Lagerbäck (opublicerat)
7	Dörrsvålen	6896200	429800	C14	st 13228			11080	±110			Lagerbäck (opublicerat)
8	Dörrsvålen	6896200	429800	C14	Ua-2537			>40000				Lagerbäck (opublicerat)
9	Dörrsvålen	6896200	429800	C14	st 12625			36640	+4800/-3000			Lagerbäck (opublicerat)
10	Dörrsvålen (res) (RL900327:D)	6896200	429800	TL	R-921623	65000	±7000					Lagerbäck (opublicerat)
11	Dörrsvålen (res) (RL900327:D)	6896200	429800	OSL	R-921623	60000	±6000					Lagerbäck (opublicerat)
12	Dörrsvålen (RL900327:D)	6896200	429800	TL	R-921621	47000	±5000					Lagerbäck (opublicerat)
13	Dörrsvålen (RL900327:D)	6896200	429800	TL	R-921622	50000	±5000					Lagerbäck (opublicerat)
14	Dörrsvålen (RL900327:D)	6896200	429800	OSL	R-921622	63000	±6000					Lagerbäck (opublicerat)
15	Ejnars	6956000	469800	C14	st 14350			>50000				Lagerbäck (opublicerat)
16	Ejnars	6956000	469800	C14	st 14351			36500	+2200/-1800			Lagerbäck (opublicerat)
17	Ejnars	6956000	469800	C14	st 14352			47500	+3000/-2300			Lagerbäck (opublicerat)
18	Ejnars	6956000	469800	C14	st 14353			>50000				Lagerbäck (opublicerat)
19	Ejnars (RL950918:A)	6956000	469800	TL	R-961609	63000	±6000					Lagerbäck (opublicerat)
20	Ejnars (RL950918:A)	6956000	469800	TL/OSL	R-961610	39000	±4000					Lagerbäck (opublicerat)
21	Ejnars (RL950918:A7)	6956000	469800	TL	R-961610	43000						Lagerbäck (opublicerat)
22	Ejnars (RL950918:A7)	6956000	469800	TL	R-961610	37000						Lagerbäck (opublicerat)
23	Ejnars (RL950920:A)	6956000	469800	TL	R-961611	109000						Lagerbäck (opublicerat)
24	Ejnars (RL950920:A)	6956000	469800	TL	R-961611	96000						Lagerbäck (opublicerat)
25	Ejnars (RL950920:A)	6956000	469800	TL/OSL	R-961611	103000	±10000					Lagerbäck (opublicerat)
26	Fjätsjöriet	6900600	387200	C14	st 14346			>50000				Lagerbäck (2007) och Lagerbäck (opublicerat)
27	Fjätsjöriet	6900600	387200	C14	st 13830			33700	+1200/-1000			Lagerbäck (2007) och Lagerbäck (opublicerat)

Tabell, forts.

#	Lokalnamn	E	N	Method	Lab ID	OSL age ka före nutid	OSL age error	14C age före nutid	14C age error	Cal. age yr före nutid	Cal. Age error	Referenser
28	Fjätsjöriet	6900600	387200	C14	st 13831			45400	+1500/-1300			Lagerbäck (2007) och Lagerbäck (opublicerat)
29	Fjätsjöriet	6900600	387200	C14	st 13832			40100	±3000			Lagerbäck (2007) och Lagerbäck (opublicerat)
30	Fjätsjöriet (RL940413:A)	6900600	387200	TL	R-961601	35000						Lagerbäck (2007) och Lagerbäck (opublicerat)
31	Fjätsjöriet (RL940413:A)	6900600	387200	OSL	R-961601	40000						Lagerbäck (2007) och Lagerbäck (opublicerat)
32	Fjätsjöriet (RL940413:A)	6900600	387200	TL/OSL	R-961601	39000	±4000					Lagerbäck (2007) och Lagerbäck (opublicerat)
33	Fårstöten	6899300	387500	C14	st 13827			38700	+1200/-1000			Lagerbäck (2007) och Lagerbäck (opublicerat)
34	Fårstöten	6899300	387500	C14	st 13828			37000	±1000			Lagerbäck (2007) och Lagerbäck (opublicerat)
35	Fårstöten	6899300	387500	C14	st 13829			>50000				Lagerbäck (2007) och Lagerbäck (opublicerat)
36	Fårstöten	6899300	387500	C14	st 13658			37800	+1900/-16200			Lagerbäck (2007) och Lagerbäck (opublicerat)
37	Fårstöten (RL940407:A)	6899300	387500	TL	R-941601	44000	±5000					Lagerbäck (2007) och Lagerbäck (opublicerat)
38	Fårstöten (RL940407:A)	6899300	387500	TL	R-941601	33000	±3000					Lagerbäck (2007) och Lagerbäck (opublicerat)
39	Fårstöten (RL940407:A)	6899300	387500	OSL	R-941603	25000	±3000					Lagerbäck (2007) och Lagerbäck (opublicerat)
40	Fårstöten (RL940407:A)	6899300	387500	TL	R-941602	54000	±5000					Lagerbäck (2007) och Lagerbäck (opublicerat)
41	Fårstöten (RL940407:A)	6899300	387500	TL	R-941602	48000	±5000					Lagerbäck (2007) och Lagerbäck (opublicerat)
42	Fårstöten (RL940407:A)	6899300	387500	TL	R-941603	33000	±5000					Lagerbäck (2007) och Lagerbäck (opublicerat)
43	Fårstöten (RL940407:A)	6899300	387500	TL	R-941603	29000	±3000					Lagerbäck (2007) och Lagerbäck (opublicerat)
44	Fårstöten (RL940407:A)	6899300	387500	OSL	R-941603	51000	±5000					Lagerbäck (2007) och Lagerbäck (opublicerat)
45	Fårstöten (RL940407:A)	6899300	387500	TL	R-941604	52000	±5000					Lagerbäck (2007) och Lagerbäck (opublicerat)

Tabell, forts.

#	Lokalnamn	E	N	Method	Lab ID	OSL age ka före nutid	OSL age error	14C age före nutid	14C age error	Cal. age yr före nutid	Cal. Age error	Referenser
46	Fårstöten (RL940407:A)	6899300	387500	TL	R-941604	42000	±4000					Lagerbäck (2007) och Lagerbäck (opublicerat)
47	Håsjö (GFP222012)	6986400	555900	OSL	—	X						Denna studie
48	Håsjö (GFP222012)	6986400	555900	OSL	—	X						Denna studie
49	Håsjö (GFP222012)	6986400	555900	OSL	—	X						Denna studie
50	Hötjärnen (RL900403:A)	6925400	476800	TL	R-921617	27000	±3000					Lagerbäck (opublicerat)
51	Hötjärnen (RL900403:A)	6925400	476800	OSL	R-921618	46000	±5000					Lagerbäck (opublicerat)
52	Hötjärnen	6925400	476800	C14	Ua-1561			21355	±575			Lagerbäck (opublicerat)
53	Hötjärnen	6925400	476800	C14	Ua-1417			28220	±675			Lagerbäck (opublicerat)
54	Kånkback	6997800	569400	C14	LuS 6649 (#7)			37700	+600/-600	42736	±0.543	Ukkonen m.fl. (2007)
55	Kånkback	6996800	569400	C14	—			>43000				J. Lundqvist och Pleijel (1976)
56	Lockåsen (CHO212104)	6980300	463400	OSL	LLL-21056	43800	±4400					Denna studie
57	Lockåsen (CHO212104)	6980300	463400	OSL	LLL-21057	42800	±2800					Denna studie
58	Lockåsen (CHO212104)	6980300	463400	OSL	LLL-21058	41500	±3900					Denna studie
59	Lockåsen (CHO212105)	6980300	463400	OSL	LLL-21055	29400	±2300					Denna studie
60	Movallen	6912900	450000	C14	Ua-2538			33860	±1240			Lagerbäck (opublicerat)
61	Movallen (RL900329:A)	6912900	450000	TL	R-921619	30000	±3000					Lagerbäck (opublicerat)
62	Movallen (RL900329:A)	6912900	450000	TL	R-921620	80000	±10000					Lagerbäck (opublicerat)
63	Pilgrimstad	6981000	500800	C14	GrN-16053			43100	+1000/-1000	47408	±0.910	Wohlfarth (2009)
64	Pilgrimstad	6981000	500800	C14	GrN-16102			42700	+1000/-1000	47071	±0.884	Wohlfarth (2009)
65	Pilgrimstad	6981000	500800	C14	GrN-16395			35700	+1900/-1500	40941	±1568	Wohlfarth (2009)
66	Pilgrimstad	6981000	500800	C14	GrN-16054			44600	+1700/-1400	47500		Wohlfarth (2009)
67	Pilgrimstad	6981000	500800	C14	GrN-16103			43100	+1000/-1000	47408	±0.910	Wohlfarth (2009)
68	Pilgrimstad	6981000	500800	C14	GrN-16104			46800	+1800/-1400	49500		Wohlfarth (2009)
69	Pilgrimstad	6981000	500800	C14	GrN-16399			48000	+1400/-1200	52000		Wohlfarth (2009)

Tabell, forts.

#	Lokalnamn	E	N	Method	Lab ID	OSL age ka före nutid	OSL age error	14C age före nutid	14C age error	Cal. age yr före nutid	Cal. Age error	Referenser
70	Pilgrimstad	6981000	500800	C14	GrN-16401			49700	+2000/-1600	55000		Wohlfarth (2009)
71	Pilgrimstad	6981000	500800	C14	GrN-16056			33900	+700/-700	39275	±0.703	Wohlfarth (2009)
72	Pilgrimstad	6981000	500800	C14	GrN-16105			26000	+2100/-1600	31232	±2106	Wohlfarth (2009)
73	Pilgrimstad	6981000	500800	C14	GrN-16402			34600	+1900/-1600	39913	±1668	Wohlfarth (2009)
74	Pilgrimstad	6981000	500800	C14	GrN-12952			40890	+250/-250	45508	±0.301	Robertsson (1988)
75	Pilgrimstad	6981000	500800	C14	GrN-12990			46200	+550/-550	48000		Robertsson (1988)
76	Pilgrimstad	6981000	500800	C14	GrN-12991			51650	+850/-850	59000		Robertsson (1988)
77	Pilgrimstad	6981000	500800	C14	GrN-12992			47950	+600/-600	52000		Robertsson (1988)
78	Pilgrimstad	6981000	500800	C14	St 211			>39000				Engstrand (1965)
79	Pilgrimstad	6981000	500800	C14	St-1270			>39000				Engstrand (1965)
80	Pilgrimstad	6981000	500800	C14	St-205			>35000				Robertsson (1988)
81	Pilgrimstad	6981000	500800	C14	—			>40000				Robertsson (1988)
82	Pilgrimstad	6981000	500800	C14	—			>40000				Robertsson (1988)
83	Pilgrimstad	6981000	500800	C14	LuS 6330			25900	+200/-200	31123	±255	Ukkonen m.fl. (2007)
84	Pilgrimstad	6981000	500800	C14	UBA 9031			47587	+485/-485	51500		Wohlfarth (2009)
85	Pilgrimstad	6981000	500800	C14	Ua-62			>40000				Robertsson (1988)
86	Pilgrimstad	6981000	500800	C14	LuS 6957			39200	+200/-200	44000	±1800	Alexanderson m.fl. (2010)
87	Pilgrimstad	6981000	500800	C14	LuS 6958			>40000		—		Alexanderson m.fl. (2010)
88	Pilgrimstad	6981000	500800	OSL	NLL-61344	43000	±5000					Alexanderson m.fl. (2010)
89	Pilgrimstad	6981000	500800	OSL	NLL-61345	45000	±4000					Alexanderson m.fl. (2010)
90	Pilgrimstad	6981000	500800	OSL	NLL-61346	48000	±8000					Alexanderson m.fl. (2010)
91	Pilgrimstad	6981000	500800	OSL	NLL-61347	52000	±4000					Alexanderson m.fl. (2010)
92	Pilgrimstad	6981000	500800	OSL	NLL-61348	49000	±4000					Alexanderson m.fl. (2010)

Tabell, forts.

#	Lokalnamn	E	N	Method	Lab ID	OSL age ka före nutid	OSL age error	14C age före nutid	14C age error	Cal. age yr före nutid	Cal. Age error	Referenser
93	Pilgrimstad	6981000	500800	OSL	NLL-81318	38000	±3000					Alexanderson m.fl. (2010)
94	Pilgrimstad	6981000	500800	OSL	NLL-81319	39000	±3000					Alexanderson m.fl. (2010)
95	Pilgrimstad	6981000	500800	OSL	NLL-81320	36000	±3000					Alexanderson m.fl. (2010)
96	Pilgrimstad	6981000	500800	OSL	NLL-81321	46000	±3000					Alexanderson m.fl. (2010)
97	Pilgrimstad	6981000	500800	OSL	NLL-81322	74000	±5000					Alexanderson m.fl. (2010)
98	Pilgrimstad	6981000	500800	C14	—			>35000				G. Lundqvist (1957)
99	Pilgrimstad	6981000	500800	C14	—			>39000				G. Lundqvist (1957)
100	Röingen (RL950404:C)	6901600	398400	TL	R-961602	35000						Lagerbäck (opublicerat)
101	Röingen (RL950404:C)	6901600	398400	TL	R-961602	40000						Lagerbäck (opublicerat)
102	Röingen (RL950404:C)	6901600	398400	TL	R-961602	46000						Lagerbäck (opublicerat)
103	Röingen (RL950404:C)	6901600	398400	OSL	R-961602	37000						Lagerbäck (opublicerat)
104	Röingen (RL950404:C)	6901600	398400	TL	R-961602	39000	±4000					Lagerbäck (opublicerat)
105	Skorvmyren	6933800	460700	C14	st 13659			26265	±250			Lagerbäck (2007) och Lagerbäck (opublicerat)
106	Skorvmyren (RL930420:K)	6933800	460700	TL/OSL	R-931604	36000	±4000					Lagerbäck (2007) och Lagerbäck (opublicerat)
107	Skorvmyren (RL930420:K)	6933800	460700	TL/OSL	R-931605	53000	±5000					Lagerbäck (2007) och Lagerbäck (opublicerat)
108	Skorvmyren (RL930420:K)	6933800	460700	TL/OSL	R-931606	19000	±2000					Lagerbäck (2007) och Lagerbäck (opublicerat)
109	Skorvmyren (RL930420:K)	6933800	460700	TL/OSL	R-931607	39000	±4000					Lagerbäck (2007) och Lagerbäck (opublicerat)
110	Skorvmyren (RL930420:K)	6933800	460700	TL/OSL	R-931608	74000	±7000					Lagerbäck (2007) och Lagerbäck (opublicerat)
111	Skorvmyren (RL940416:A)	6933800	460700	TL	R-941605	52000	±5000					Lagerbäck (2007) och Lagerbäck (opublicerat)
112	Skorvmyren (RL940416:A)	6933800	460700	OSL	R-941605	48000	±5000					Lagerbäck (2007) och Lagerbäck (opublicerat)
113	Skorvmyren (RL940416:A)	6933800	460700	OSL (FN)	R-941606	37000	±4000					Lagerbäck (2007) och Lagerbäck (opublicerat)

Tabell, forts.

#	Lokalnamn	E	N	Method	Lab ID	OSL age ka före nutid	OSL age error	14C age före nutid	14C age error	Cal. age yr före nutid	Cal. Age error	Referenser
114	Skorvmyren (RL940416:A)	6933800	460700	TL	R-941606	51000	±5000					Lagerbäck (2007) och Lagerbäck (opublicerat)
115	Skorvmyren (RL940416:A)	6933800	460700	OSL (FN)	R-941607	45000	±4000					Lagerbäck (2007) och Lagerbäck (opublicerat)
116	Skorvmyren (RL940416:A)	6933800	460700	OSL (FN)	R-941608	68000	±7000					Lagerbäck (2007) och Lagerbäck (opublicerat)
117	Skorvmyren (RL940416:A)	6933800	460700	OSL	R-971604	17600	±1900					Lagerbäck (opublicerat)
118	Skorvmyren (RL970402:A)	6933800	460700	OSL	R-971601	23300	±1600					Lagerbäck (2007) och Lagerbäck (opublicerat)
119	Skorvmyren (RL970402:A)	6933800	460700	OSL	R-971602	38000	±3000					Lagerbäck (2007) och Lagerbäck (opublicerat)
120	Skorvmyren (RL970402:A)	6933800	460700	OSL	R-971603	35000	±2000					Lagerbäck (2007) och Lagerbäck (opublicerat)
121	Ströms vattudal, Näsviken	7080200	526300	C14	—			>40000				J. Lundqvist (1967)
122	Tåsjö	7153500	252800	C14	GrN-9394			54700	+550/-550	58000		Lundqvist och Mook (1981)
123	Tåsjö	7153500	252800	C14	GrN-9374			41800	+1200/-1000	46297	±0.975	Lundqvist och Mook (1981)
124	Tåsjö	7153500	252800	C14	GrN-11.010			55900	+1200/-1200	59000		Lundqvist och Miller (1992)
125	Tåsjö	7153500	252800	C14	GrN-91-135-138					75000	±6000	Lundqvist och Miller (1992)
126	Tåsjö	7153500	252800	C14	—			>50000				J. Lundqvist (1978)
127	Undersåker kyrka (GFP202052)	7022900	419100	OSL	LLL-20146	31000	±2600					Denna studie
128	Vålbacken	6994000	488600	C14	GrN-12949			57200	+2200/-1700			Wohlfarth (2009)
129	Vålbacken	6994000	488600	C14	GrN-12950			56400	+2000/-1600			Wohlfarth (2009)
130	Vålbacken	6994000	488600	C14	—			>37000				G. Lundqvist (1957)