NGU RAPPORT 2024.013

Geofysisk og geoteknisk kartlegging av kvartære avsetninger på Romerike med fokus på marin leire og kvikkleire

GEOLOGI FOR SAMFUNNET

SIDEN 1858

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE

· NGU ·

NGU RAPPORT 2024.013

Geofysisk og geoteknisk kartlegging av kvartære avsetninger på Romerike med fokus på marin leire og kvikkleire

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE
- NGU -

NGU RAPPORT

Geologi for samfunnet – kunnskap for framtida

Norges geologiske undersøkelse
Postboks 6315 Torgarden
7491 Trondheim
Tlf. 73 90 40 00

Rapport nr.: 2024.013
ISSN: 0800-3416 (trykt)
ISSN: 2387-3515 (online)
Gradering: Åpen

Tittel: Geofysisk og geoteknisk kartlegging av kvartære avsetninger på Romerike med fokus på marin leire og kvikkleire

Forfattere: Sofie Gradmann, Inger-Lise Solberg, Vikas Chand Baranwal, Bjørn Eskil Larsen, Jomar Gellein, Tom Kristiansen

Oppdragsgiver: NVE og NGU
Fylke: Akershus
Kommuner: Nannestad, Ullensaker, Gjerdrum, Lillestrøm
Sidetall: 62
Pris:

Feltarbeid utført: August/oktober 2022
Rapportdato: 15.12.2025
Prosjektnr: 397700
Ansvarlig: Marco Brönner
Emneord: Kvartærgeologi, løsmasser, kvikkleire, Helikopter-EM, Resistivitet, ERT, Geoteknikk

Sammendrag

NGU og NVE har hatt et samarbeidsprosjekt hvor resistivitetsmålinger i 3D er benyttet for bedre kartlegging av potensiell kvikkleire og øke forståelsen av kvartærgeologien på øvre Romerike. Arealer under marin grense ble kartlagt med frekvens-basert helikopter-EM, som resulterte i ca. 2300 linje-kilometer med nye data. Disse ble invertert til en 3D-resistivitetmodell av undergrunnen. I tillegg ble eldre NGU-data fra nordlige Nannestad kommune re-prosessert og invertert til en dybdemodell. Modellen med ca. 30 m x 30 m horisontal oppløsning gir et godt, overordnet bilde over løsmasser og bergblotninger i området. Basert på resistivitetsmodellen og områder som ble identifiserte under NVEs utredning av faresoner for kvikkleireskred, ble oppfølgende ERT-målinger gjennomført langs åtte linjer. Datasettene ble sammenlignet og stemmer i hovedsak godt overens. Bakkegeofysiske målinger har desidert best oppløsning i grunne lag. NGUs EM-datasett hadde noen utfordringer relatert til høydemålinger og instrumentell drift på en av de fem frekvens-kanalene. Som konsekvens hadde ikke dette datasettet den ønskede oppløsning i grunnere lag (10-20 m dyp). Resultatene fra ERT-målingene ble sammenlignet med geotekniske boredata på/nær profilene. Løsmassene i studieområdet er preget av grove avsetninger på og nær Gardermodeltaet, og ellers dominerer marine avsetninger som i stor grad består av utvasket leire. Boredata bekrefter at den utvaskede leira er kvikk flere steder. Området har svært mange raviner og skredgroper.

INNHOLD

1. INNLEDNING 5

1.1 BAKGRUNN 5
1.2 FORDELENE MED RESISTIVITETSMÅLINGER 5
1.3 DENNE STUDIEN 5

2. STUDIEOMRÅDET 6

2.1 BERGGRUNN 8
2.2 LØSMASSER 8
2.2.1 Isavsmelting og landhevning 8
2.2.2 Skredforekomst 12
2.3 TIDLIGERE GRUNNUNDERSØKELSER PÅ ROMERIKE 13
2.3.1 Geofysiske undersøkelser 14
2.3.2 Grunnvannsbrønner 14
2.3.3 Geotekniske undersøkelser 14

3. METODER 16

3.1 ELEKTROMAGNETISKE MÅLINGER I FREKVENSDOMENET FRA HELIKOPTER (HEM) 16
3.1.1 Metode og datainnsamling 16
3.1.2 Databehandling og inversjon 16
3.2 2D RESISTIVITETSMÅLINGER (ERT) 22
3.2.1 Metode og datainnsamling 22
3.2.2 Databehandling og inversjon 23

4. RESULTATER 25

4.1 RESULTATER OG TOLKNING HEM 25
4.1.1 Hurdal-datasettet 25
4.1.2 Romerike-datasettet 31
4.2 RESULTATER OG TOLKNING ERT 38
4.2.1 ERT-1 Søndre Garder 38
4.2.2 ERT-1 samtolket med boredata 38
4.2.3 ERT-2 og ERT-3 Østby 40
4.2.4 ERT-2 og ERT-3 samtolket med boredata 40
4.2.5 ERT-4 og ERT-5 Elton 41
4.2.6 ERT-4 og ERT-5 samtolket med boredata 42
4.2.7 ERT-6 Taugland og ERT-8 Haga 44
4.2.8 ERT-6 og ERT-8 samtolket med boredata 44
4.2.9 ERT-7 Olstad 46
4.2.10 ERT-7 samtolket med boredata 46
4.2.11 Sammenligning av ERT og RCPTU 48

5. SAMTOLKNING AV HEM-DATA OG ERT-DATA 49

6. DISKUSJON 55

6.1 LØSMASSEGEOLOGIEN PÅ ROMERIKE 55
6.2 RESISTIVITETSDATA PÅ ROMERIKE 56
6.3 UTFORDRINGENE MED HEM PÅ ROMERIKE 56

7. KONKLUSJONER 57

8. REFERANSER 58

VEDLEGG A SAMMENLIGNBARE PROSJEKTER OG UNDERSØKELSER I

A.1 BYNESET I

A.2 ORKDAL II

VEDLEGG B MARIN LEIRE OG KVIKKLEIRE III

B.1 JORDARTEN LEIRE III
B.2 MARIN LEIRE OG DANNELSE AV KVIKKLEIRE III
B.3 MARIN GRENSE III
B.4 KVIKKLEIRESKRED IV
B.5 KARTLEGGING AV KVIKKLEIRE IV
B.6 KARTLEGGING AV FARE FOR KVIKKLEIRESKRED IV

VEDLEGG C BERGGRUNNSKART V

VEDLEGG D TAPPINGEN AV NEDRE GLOMSJØ VI

VEDLEGG E KOORDINATER ERT-PROFILER VII

VEDLEGG F HEM-RESULTATER (ROMERIKE-DATASETTET) VIII

VEDLEGG G ERT-PROFILER XVIII

1. INNLEDNING

1.1 Bakgrunn

Kvikkleireskredet på Ask i Gjerdrum i desember 2020 viste nok en gang at Norge har stort behov for bedre kartlegging og forståelse av kvartærgeologiske løsmasser i områder under marin grense. Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE) startet i 2020 med forenklet utredning av kvikkleiresonene i kommunene Gjerdrum, Nannestad og Ullensaker. For slike utredninger benyttes NGUs kvartærgeologiske kart som grunnlag, der mulige forekomster av marine leiravsetninger som kan inneholde kvikkleire, er sentrale.

NGU har gjennom flere ti-år bidratt til kartlegging av løsmasser med geofysikk. Opprinnelig ble det benyttet bakkegeofysiske målinger (seismikk og senere ERT resistivitetsmålinger). I de siste 10-20 år har NGU benyttet fly- og helikopterbåren geofysikk for å kartlegge større områder. Her er det spesielt helikopterbårne frekvensdomene elektromagnetiske målinger (HEM), som kan være aktuelle for å kartlegge resistivitet i undergrunnen (Vedlegg A). Resultatene fra målingene kan benyttes for å skille potensiell kvikkleire fra saltholdig marin leire og andre løsmasser.

1.2 Fordelene med resistivitetsmålinger

Resistivitet i undergrunnen har vist seg å være en bra måte å karakterisere leirmasser på (Solberg mfl. 2008, 2011, 2012, 2016). Høyt saltinnhold i marin leire gir veldig god ledningsevne (lav resistivitet). Leire hvor saltet er utvasket (som kan representere kvikkleire) har mindre ledningsevne og dermed en noe høyere resistivitet.

Geotekniske grunnundersøkelser er nødvendige for å få kartlagt løsmassenes egenskaper detaljert, men disse gir ofte kun punktvis og spredt informasjon. Fordelen ved alle typer geofysiske målinger er at de kan gi et kontinuerlig bilde av grunnforholdene. For eksempel kan ERT-data vise fordelingen av løsmasser og berg langs profiler i 2D. Styrken i dette er godt demonstrert i en rekke NGU-publikasjoner (f.eks. Solberg mfl. 2012, 2015; Baranwal mfl. 2015, 2017). ERT-målinger kan i tillegg gi informasjon om undergrunnen der det er vanskelig å komme til med borerigg.

Resistivitetsdata, verken fra helikoptermålinger eller målinger på bakken, vil ikke kunne erstatte geotekniske boringer ved vurdering av skredfare, men omfanget av boringer kan potensielt reduseres (Solberg mfl. 2011; Gradmann mfl. 2024). De geofysiske og geotekniske metodene utfyller hverandre på en god måte og gir, sammen med geologisk forståelse av landskapsutviklingen, et godt bilde av grunnforholdene.

1.3 Denne studien

Prosjektet er et samarbeid mellom NGU og NVE for måling av resistivitet i 3D for å kartlegge utbredelsen av potensiell kvikkleire og øke forståelsen av kvartærgeologien på øvre Romerike. Prosjektet omfatter innsamling av nye helikopter-EM-data i områder under marin grense i kommunene Gjerdrum, Nannestad og Ullensaker, samt re-prosessering av et gammelt EM-datasett fra Nannestad kommune. I tillegg er bakkegeofysiske resistivitetsmålinger langs åtte linjer utført. Data samtolkes med andre tilgjengelige datasett som bl.a. NGUs løsmassekart, grunnvannsbrønner, og geotekniske boringer tilgjengelige i NADAG.

Resultatene har blitt formidlet til NVE undervegs i prosjektet, for å kunne gi grunnlag for å vurdere om og eventuelt hvor supplerende grunnundersøkelser skulle utføres. Data ble også benyttet for å

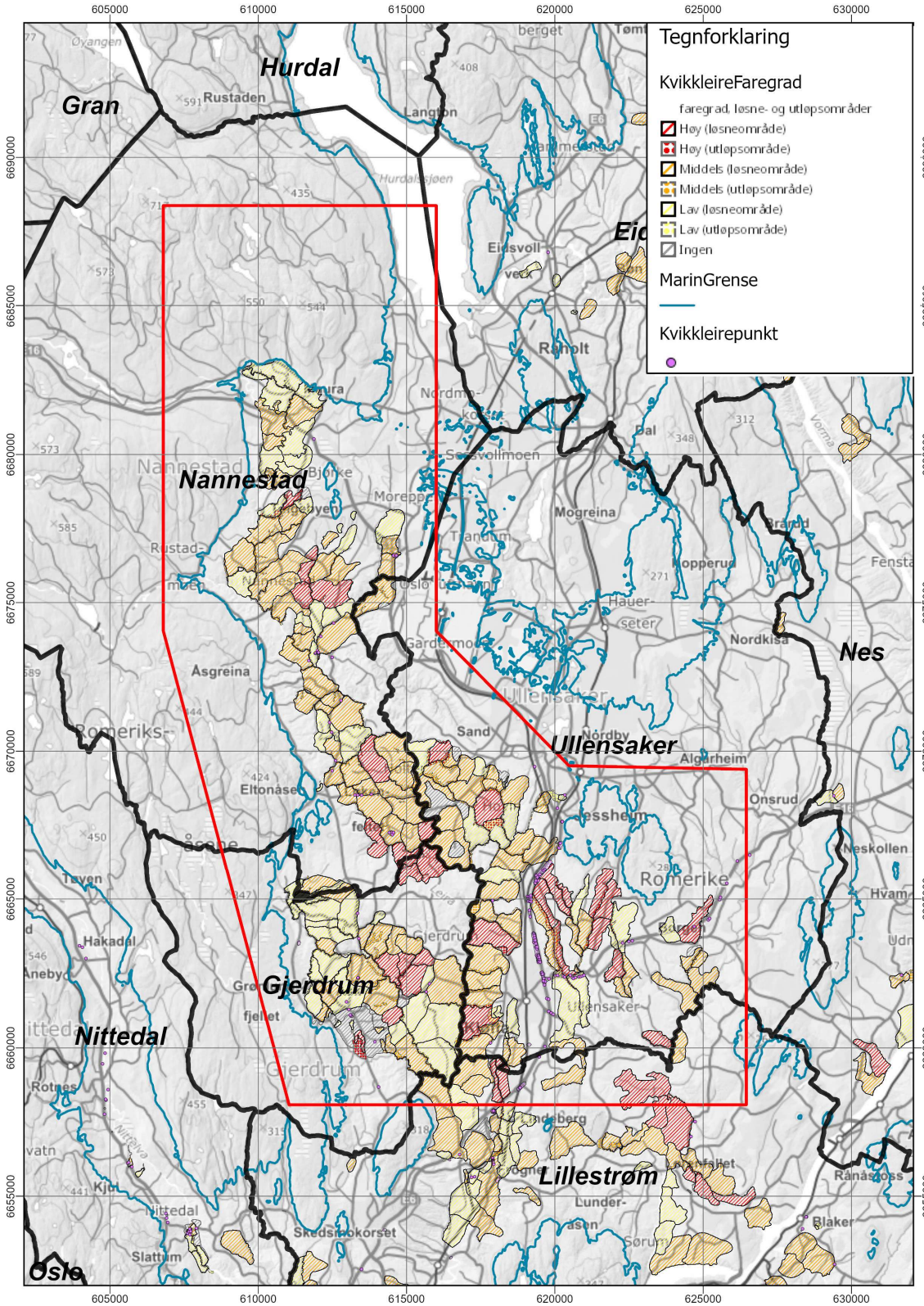
vurdere grunnforholdene, og i neste omgang skredfarepotensialet. Et overordnet mål for prosjektet har vært å bidra til en bedre forståelse for hvordan geofysikkdata kan utfylle kvartærgeologisk kartlegging og gi informasjon om geologien i tre dimensjoner. Denne rapporten presenterer data, samtolkning av geofysiske og geotekniske data, og en overordnet tolkning av geologien på Romerike.

Noen resultater fra prosjektet er presentert på vitenskapelige konferanser (Baranwal mfl. 2024; Solberg mfl. 2025).

2. STUDIEOMRÅDET

Studieområdet ligger på Romerike i Akershus fylke, og omfatter arealer under marin grense for kommunene Nannestad, Ullensaker, Gjerdrum og deler av Lillestrøm (Figur 2.1). Store deler av disse kommunene lå under vann på slutten av og rett etter siste istid, og har tykke forekomster av marine avsetninger (NGU 2025b). Mye av disse løsmassene er marin leire, som ved utvasking over lang tid kan bli kvikk. Kvikkleire kan gi utfordringer med stabilitet og er stedvis skredfarlig. Se Vedlegg B for mer detaljert beskrivelse av marin leire og kvikkleire.

I vest er studieområdet begrenset av Romeriksåsene, som ligger over marin grense og er dekket av tynne løsmasser, i hovedsak morene. I nord ligger Hurdalssjøen, og i vest stikker en del bergblotninger opp i løsmasseavsetningene. Nordøst for studieområdet ligger det store glasifluviale deltaet ved Gardermoen avsatt på slutten av istiden. Elva Leira drenerer den vestlige delen av studieområdet, med sine sidebekker Rotua og Gjermåa. Elva Rømua drenerer den østlige delen av studieområdet. Elvene og bekkene følger de antatt dypeste dalførene på Romerike, og har flere steder erodert seg ned til berg (Longva 1987). Terrenget i studieområdet er undulerende med talløse raviner og spor etter skred (NGU 2025e). Det er svært mange faresoner for kvikkleireskred i området (Figur 2.1).



Figur 2.1. Studieområdet på Romerike dekker deler av kommunene Nannestad, Gjerdrum, Ullensaker og Lillestrøm. Romerike har tallrike kvikkleirefaresoner (NVE 2025). Kvikkleirepunkt (rosa) er datasett fra Statens vegvesen (SVV 2025).

2.1 Berggrunn

Mye av berggrunnen i studieområdet på Romerike er dekket av løsmasser. Under disse ligger hovedsakelig granittisk gneis, som ble dannet i Prekambrium, jordens urtid (Olerud 2002, NGU 2025a) (Vedlegg C). Vest i studieområdet finnes granittiske intrusjoner som tilhører Oslofeltet, et område som var preget av ekstensjon og vulkanisme i permisk tidsalder, for ca. 310-250 millioner år siden. Helt nord i studieområdet finnes stedvis gamle kambriske sedimentære bergarter, avsatt over prekambrisk gneis. Denne inneholder leirskifer og er forventet å ha god elektrisk ledningsevne.

Enkelte steder i studieområdet ligger berggrunnen oppe i dagen i såkalte bergblotninger. Disse finnes hovedsakelig i Romeriksåsene i vest og i/langs elveløp der løsmasser er erodert bort.

Båndingen og stripingen i den prekambriske gneisen har en konstant retning nordvest-sørøst, som kalles bergartens strøkretning. De fleste sprekker og større forkastninger i berget stammer fra strekkingen av jordskorpa i permisk tid og har stort sett retning nord-sør, og i strøkretningen. Stedvis er sprekkeretningen nordøst-sørvest, selv om den ikke er like dominerende (Longva 1987).

Generelt varierer dybde til berg under løsmassene på Romerike mye, og bergoverflaten er ujevn. Boringer viser opp til 110 m mektighet av de marine avsetningene i nærheten av Elton (avsnitt 2.3.2), mens andre steder stikker berget opp i dagen (NGU 2025b; GRANADA 2025; NADAG 2025).

2.2 Løsmasser

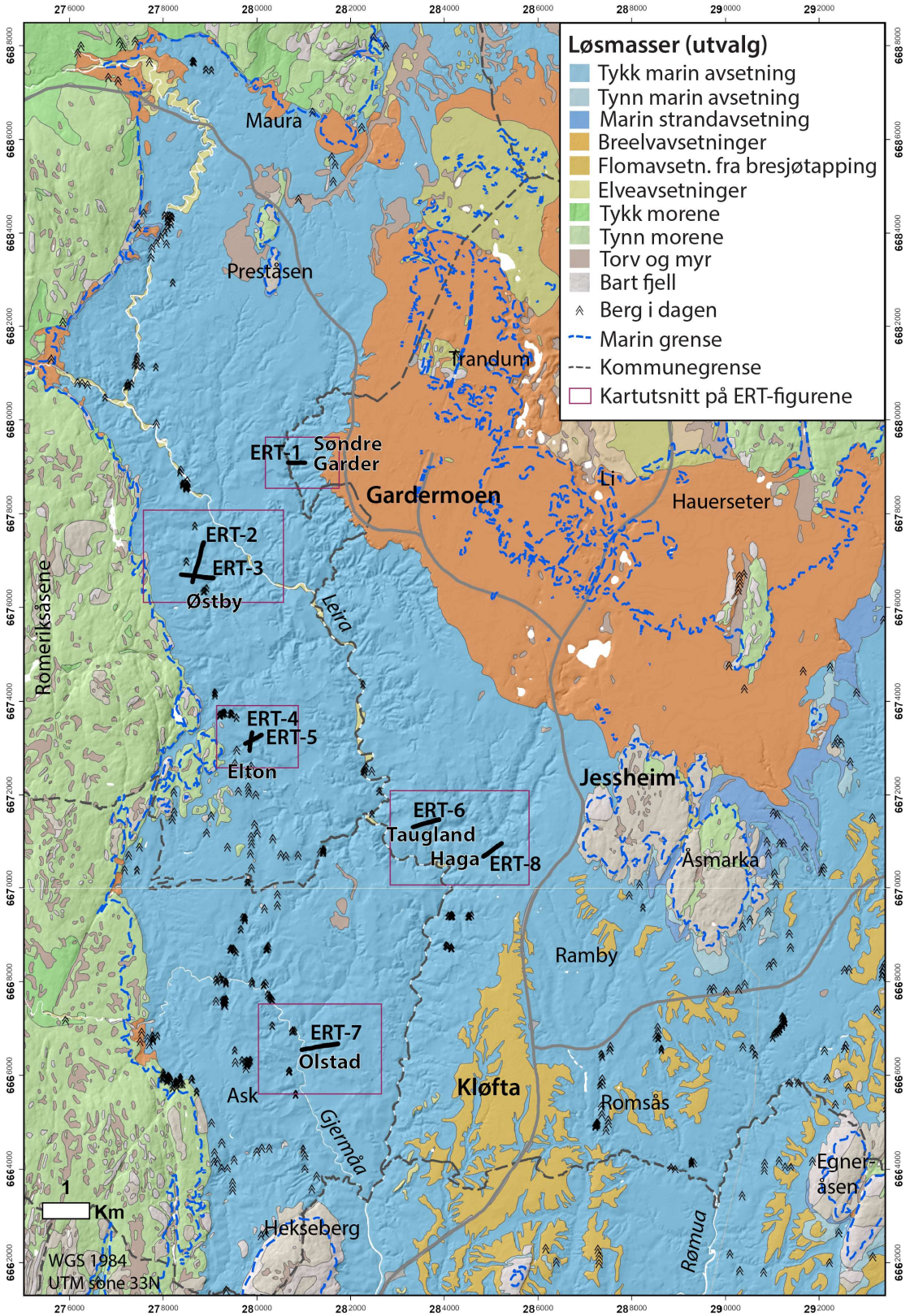
Figur 2.2 viser kvartærgeologisk kart over studieområdet. Kvartærgeologien på Romerike er kartlagt i målestokk 1:50 000, og studieområdet dekkes i hovedsak av kartbladene Nannestad (Østmo & Olsen 1978), Ullensaker (Longva & Østmo 1986) og Hurdal (Thoresen & Sørensen 2005). Løsmassekartene er tilgjengelige hos NGU (2025b).

2.2.1 Isavsmelting og landhevning

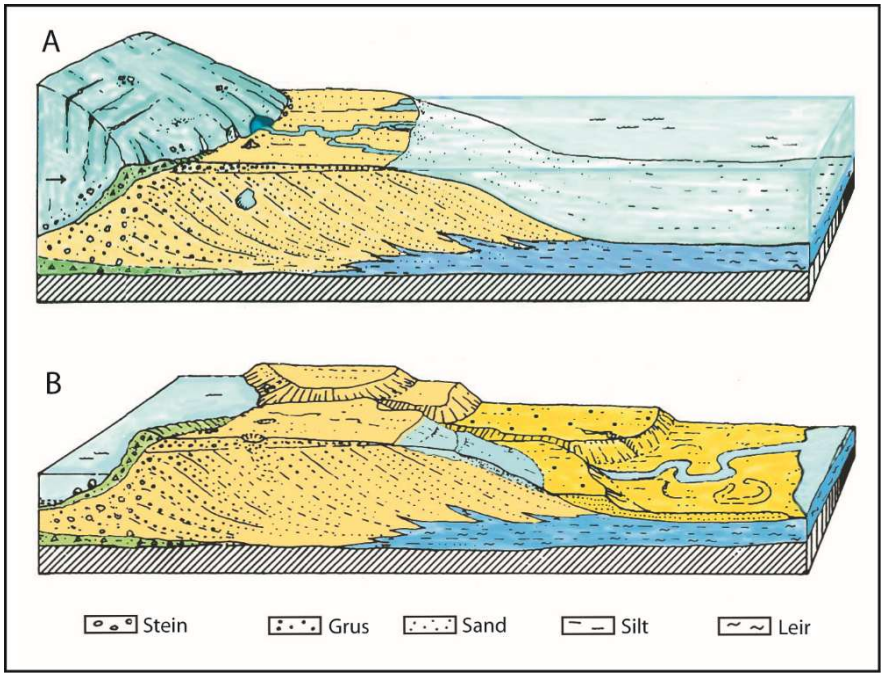
Ved den største isutbredelsen under siste istid var hele Sørøst-Norge dekket av opptil 2-3 km tykk is. Etter hvert begynte innlandsisen å smelte, men landet var nesten helt dekket av is fram til starten av Holocen (Mangerud mfl. 2011). I Oslofjordområdet trakk isen seg nordover. Landhevningen var svært rask i starten (>100 $mmyr^{-1}$), men hastigheten avtok gradvis (Sørensen 1979).

Smeltevannet fra breen fraktet med seg store mengder grove og fine løsmasser. Stein, grus og sand ble avsatt i havet like foran brekanten, og dannet breelvavsetninger. Silt og leir ble fraktet med strømmen og avsatt på sjøbunnen lenger fra breen (Figur 2.3). Materialet i en breelvavsetning er ofte lagdelt, og det er vanlig å finne skrålag som viser hvilken retning massene ble avsatt. Der isen lå i ro over lengre tid, kunne det dannes svært store deltaavsetninger, noen steder med en sandur på toppen.

Det var flere stadier av isens tilbaketrekking mot nord under isavsmeltingen på Østlandet, hvor breen stod i ro og dannet israndtrinn. De to store israndtrinnene ved Li og Trandum ble dannet tidlig i Holocen. Enorme mengder sedimenter ble avsatt, og de to avsetningene vokste sammen og kalles ofte Hauerseterdeltaet eller Gardermodeltaet (Figur 2.2 og Figur 2.4). Havnivået var ca. 205 m høyere enn i dag, men sanduren på toppen ble bygget opp til 222 moh. (Longva & Thoresen 1989). Se Romundset mfl. (2025) for nye dateringer av strandlinjer i Oslofjordområdet.



Figur 2.2. Løsmassekart med marin grense (MG) for deler av Romerike. Marine avsetninger består i hovedsak av leire, men inneholder også en del andre løsmassetyper som silt og sand. Marine avsetninger finnes ofte under flom- og elveavsetninger og myr i områder under MG. Noen av berg i dagen-punktene er kartlagt av NVE (2022a,b,c). Se NGU (2025b) for flere detaljer på kartet.



Figur 2.3. Dannelse av et breelvdelta (A). Når brekanten ligger i ro avsettes grove løsmasser foran breen og bygger ut et delta. Finere løsmasser som silt og leir fraktes lenger og avsettes på sjøbunnen. Etter landhevningen (B) har elva skåret seg ned i løsmassene, både gjennom breelvdeltaet og yngre terrasser som elva har bygd ut suksessivt med landhevningen. Figur fra Bargel (2005).

Foran Gardermodeltaet ble silt og leir avsatt i havet i «Romeriksfjorden». Fjorden ble nesten helt fylt opp av silt og leir. Sør for Kløfta flatet bunnen noe ut, før den fikk et brattere fall videre sørover. De marine avsetningene ligger generelt opp til ca. 10-20 m lavere enn marin grense på Romerike (Longva 1987). Mesteparten av de marine avsetningene er dannet under isavsmeltingen, noe som har satt sitt preg på kornfordelingen og sorteringen. Materialet består oftest av siltig leire eller leirig silt, men kan inneholde en del sand, grus, stein og blokk. Grovt materiale lagdelt med eller i leire kan være avsatt fra isfjell eller av smeltevannsstrømmer.

Helt fra starten må «Romeriksfjorden» ha hatt brakkvannsmiljø, både på grunn av dårlig sirkulasjon med begrenset utveksling av sjøvann og den kontinuerlige tilførselen av store mengder smeltevann (Longva 1994). Den gradvise isoleringen av «Romeriksfjorden» skapte et stadig mer stillestående sedimentært miljø, med ekstremt høye sedimentasjonsrater og oppfylling av bassenget (Solberg mfl. 2025). Løsmassene kan ha blitt løst lagret pga. den raske avsetningen.

Mange steder ligger grove breelvavsetninger oppe i dagen, og noen steder ligger de under leiravsetningene. I overgangen mellom breelvavsetninger og leiravsetninger vil løsmassene ofte være lagdelt, slik at grovkornige lag veksler med finkornige lag. Leirene på Romerike er som oftest lagdelte med vekslende sand-, silt- og leirlag. Lokalt blir slik leire kalt «skiveleir» (Longva 1987).

Morenemateriale finnes under de marine avsetningene. Flere steder er morene blottlagt i raviner og skredgroper, og langs elvenedskjæringer. Morenematerialet i området er stort sett sandig (Longva 1987).

Landhevningen etter istiden var størst i starten, og for ca. 10 400 år siden var havnivået på Romerike ca. 160 m høyere enn i dag. På denne tiden var det en kraftig flom i området som skyldtes tappingen av en stor bredemt sjø i øvre del av Østerdalen (Nedre Glåmsjø) (Høgaas mfl. 2023). På Romerike førte flommen til en lokal, midlertidig havnivåstigning på ca. 35 meter, og

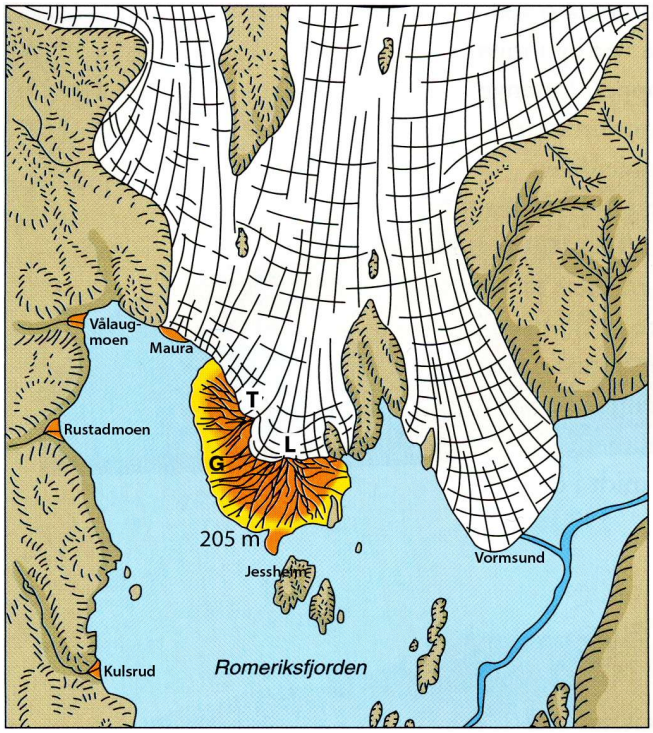
«Romeriksmjele» ble avsatt (Vedlegg D). Denne flomavsetningen er et lag av lys grå silt / sandig silt som er noen desimeter til flere meter tykt, og ligger oppå de marine leirene og andre løsmasser på Romerike (Figur 2.2). Mjelen ligger bare på den opprinnelige, relativt flate havbunnen, og finnes ikke i områder med skredgroper og ravinering. Det er ikke kartlagt så mange elveavsetninger i studieområdet på Romerike, men der de finnes består de mest av sand (Longva 1987).

I løpet av de første tusen år etter istida ble hele Romerike hevet over havnivået. Nedskjæringene i sedimentene kan ha startet som kanaler på sjøbunnen, men startet for alvor da områdene ble tørt land. Elver og bekker gravde seg stadig dypere ned i sedimentene. Dette var styrt av erosjonsbasis, som i hovedsak var det stadig synkende havnivået. Lokalt utgjør i dag bergblotninger i bunnen av elver, bekker og raviner flere steder erosjonsbasis, noe som hindrer videre senkning av basis og dermed bremser erosjonen.

Ved nedskjæringene ble skråningene ustabile, og sammen med gradvis kvikkleiredannelse førte det til skred. Ved Gardermoen strømmer grunnvann ut i en horisont mellom sand og leire. Grunnvannsstrømmen har ført til kraftig erosjon, skred og ravinering (Longva 1987). Romerike er gjennomskåret av tallrike raviner, og det er spor etter hundrevis av større og mindre skredhendelser (NGU 2025e). Skredmaterialet blir vanligvis gradvis ført bort av elver og bekker. Noen av leirskredene har likevel vært store nok til å demme opp elvene i lengre perioder.

Rester av den opprinnelige havbunnen finnes hovedsakelig ved Kløfta og i østre del av Romerike. Vest for Kløfta ser det også ut til å være små flater av gammel havbunn, f.eks. ved Ask (ca. 180 moh.).

Deler av teksten i kap. 2.2.1 er basert på beskrivelsen i Ryan mfl. (2021).



Figur 2.4. Øvre Romerike for ca. 9 500 ^{14}C-år siden. Den store israndavsetningen består av flere deler som har vokst sammen (G = Gardermoen, T=Trandum, L=Li). Breelvdeltaet ble bygget opp til og over havnivået, og på toppen er det en sandur. Figur modifisert fra Bargel (2005).

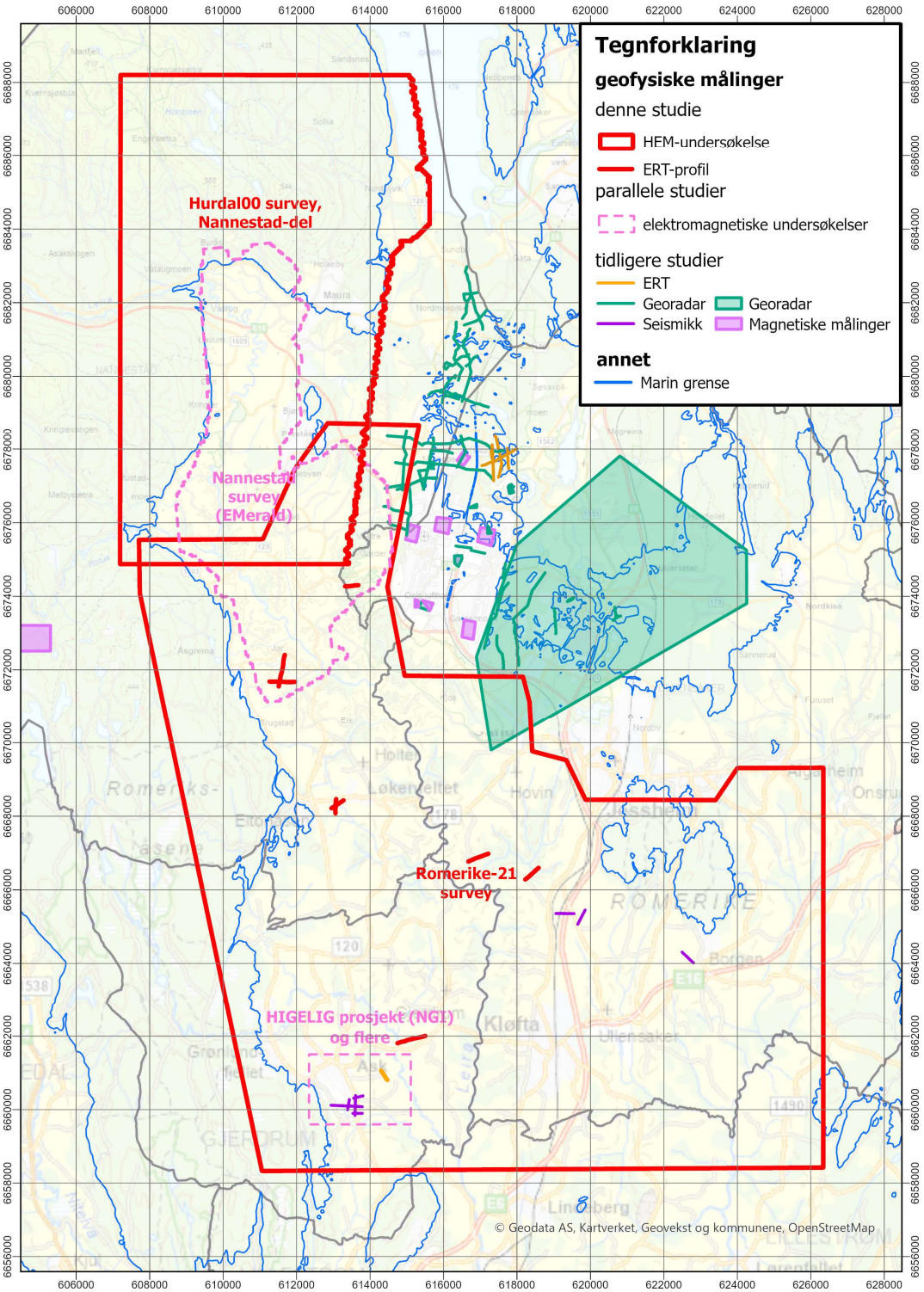
2.2.2 Skredforekomst

Skredkantene under marin grense i studieområdet er detaljert kartlagt i forbindelse med prosjektet for kartlegging av rødlistede landformer (van Boeckel mfl. 2022, 2023; NGU 2025e). Kartleggingen er basert på digitale høydemodeller (DTM) med høy oppløsning (Kartverket 2025) og historiske flyfoto (vertikalfoto) (bl.a. fra norgeibilder.no).

Mange av skredene var trolig kvikkleireskred, men dette ble ikke spesifisert i kartleggingen. Noen steder er skredgropene svært skarpe og enkle å gjenkjenne, andre steder er de nesten visket ut på grunn av terrengendringer som bakkeplanering og erosjon. Det er gjort analyser på deler av datasettet over skredgroper, se Penna & Solberg (2022).

2.3 Tidligere grunnundersøkelser på Romerike

Figur 2.5 gir en oversikt over kjente geofysiske grunnundersøkelser på Romerike, utført av NGU og andre aktører. Figur 2.6 viser hvor det er gjort geotekniske grunnundersøkelser og boret grunnvanns-/energibrønner.



Figur 2.5 Eksisterende og nye geofysiske undersøkelser på Romerike.

2.3.1 Geofysiske undersøkelser

I 2000 utførte NGU en helikopterbasert geofysisk undersøkelse vest for Hurdalssjøen, som også dekker deler av vårt studieområde i Nannestad (Figur 2.5). Hovedformålet med denne undersøkelsen var generell berggrunnskartlegging med fokus på bl.a. mineralressurser.

Rundt Gardermoen er det utørt en del bakkegeofysiske målinger i forbindelse med kartlegging av byggeråstoffer og grunnvann, og for utbygging. Dyp til berg ble kartlagt i tre seismiske profiler i Ullensaker kommune på slutten av 1960-tallet (Hillestad 1969).

I Gjerdrum ble seismiske data samlet inn i 2021 etter kvikkleireskredet på Ask for å kartlegge dyp til berg og for å bidra til forståelsen av grunnforholdene (Argeo 2021).

Norges Geotekniske Institutt (NGI) gjennomførte i 2022 forskningsprosjektet HIGELIG i Gjerdrum (Tavakoli mfl. 2023; Grønvold 2023). Her ble undergrunnen kartlagt med ulike bakkegeofysiske metoder (ERT, TTEM, magnetikk), som ble sammenlignet med hverandre og med geotekniske boredata (sonderinger og lab-undersøkelser). Grønvold (2023) gir en grundig evaluering av TTEM-metoden for kvikkleirekartlegging og presenterer resistivitetsspektre som kan brukes for karakterisering av leire.

NGI har også målt et separat ERT-profil på oppdrag for NVE i kvikkleiresone Kyken i Gjerdrum kommune (NGI 2022).

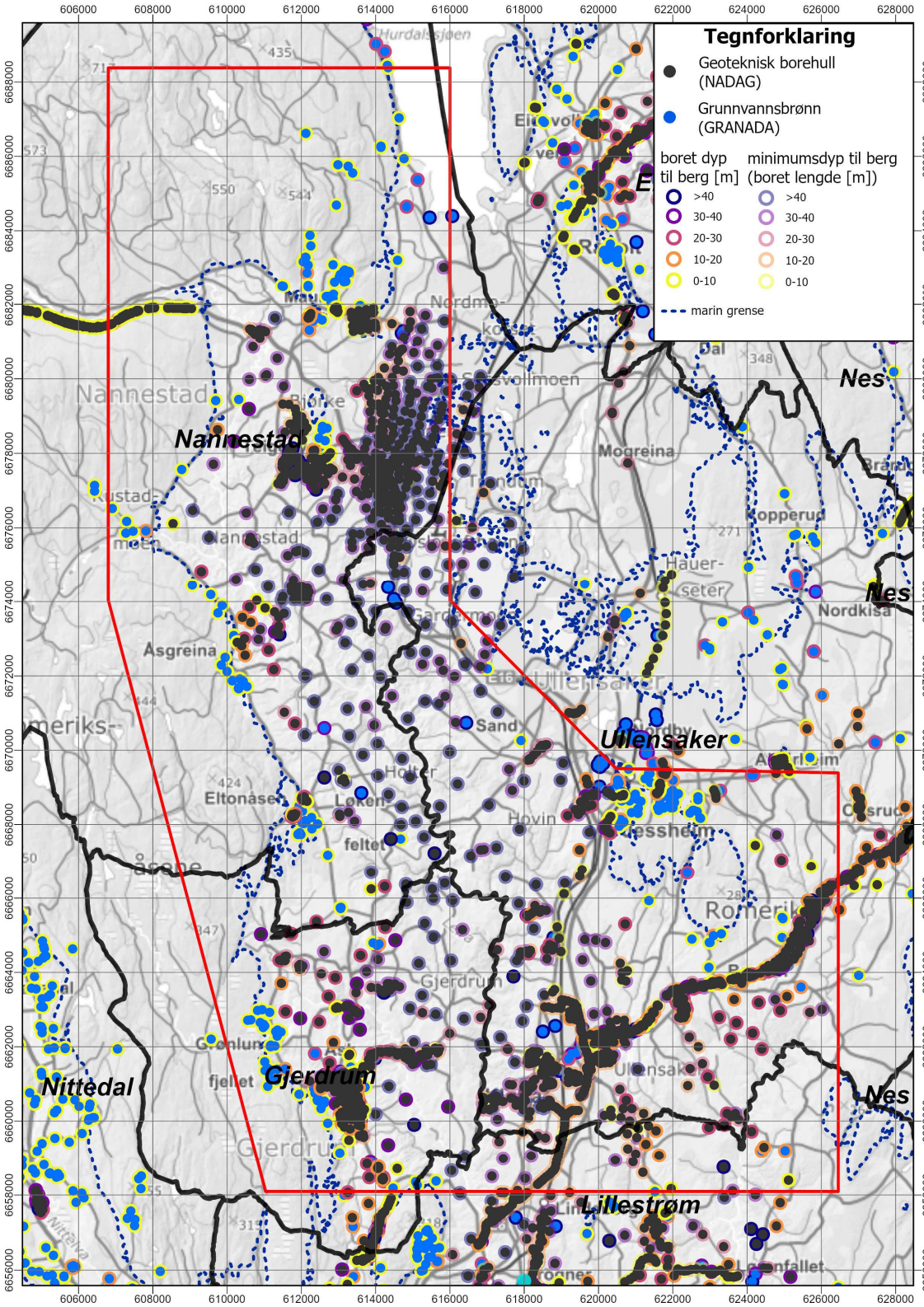
Samtidig med NGUs elektromagnetiske flymålinger (prosjektet i denne rapporten) gjennomførte EMerald Geomodelling™ på oppdrag for NVE en tids-basert helikopter-EM undersøkelse i 2021, som delvis overlapper med NGU sine undersøkelser (EMerald 2022). Tids- og frekvensbaserte målinger skal i teorien kartlegge resistivitet i undergrunnen på veldig like måter, men kan gi forskjeller i oppløsning og penetrasjonsdybde. EMerald invertere sitt datasett til en kvasi-3D-resistivitetsmodell og denne ble brukt sammen med geotekniske data for en maskinlæringsbasert, automatisert tolkning av kvikkleireforekomster og dyp til berg. Resistivitetsmodeller fra NGU og EMerald ble brukt for sammenligning og kvalitetssikring.

2.3.2 Grunnvannsbrønner

Det finnes en del data fra grunnvanns- og energibrønner på Romerike (Figur 2.6) (GRANADA 2025). Den brønnen som er boret dypest i løsmasser i studieområdet ligger litt øst for Elton og viser 110 m dyp til berg. De fleste brønnene er boret i nærheten av berg i dagen, eller på/nær glasifluviale avsetninger.

2.3.3 Geotekniske undersøkelser

Det finnes mye data fra tidligere geotekniske grunnundersøkelser på Romerike (NADAG 2025) (Figur 2.6). På 1980- og 1990-tallet ble det utført kartlegging av områder med potensiell fare for kvikkleireskred på Romerike, og det ble da gjort noen grunnundersøkelser. I forbindelse med ny utredning av kvikkleiresonene de siste årene er det utført mange nye grunnundersøkelser. For øvrig finnes det grunnundersøkelsesdata fra diverse utbygging, inkludert infrastrukturprosjekter. Boredyp varierer fra noen desimeter til ca. 80 m. Den dypeste geotekniske boringen som har nådd berg er ca. 60 m.



Figur 2.6 Geotekniske boringer og grunnvannsbrønner i studieområdet. Dyp til berg (eller minimum dyp) er angitt med fargede omrisser. Data fra GRANADA (2025) og NADAG (2025).

3. METODER

3.1 Elektromagnetiske målinger i frekvensdomenet fra helikopter (HEM)

Denne rapporten behandler to elektromagnetiske undersøkelser samlet inn av NGU, i 2000 og i 2021. Det gamle Hurdal-datasettet fra 2000 er reprosessert i dette prosjektet og invertert til en dybdemodell. Det nye Romerike-datasettet fra 2021 er prosessert og invertert til en dybdemodell. Romerike-datasettet sammenlignes med 2D resistivitetsprofiler (ERT) fra samme område. Et delvis overlappende HEM-datasett ble målt av EMerald i 2021 (EMerald 2022). Sammenligning av NGUs Romerike-datasett og EMeralds datasett ble utført separat, og rapportert i prosjektmøter.

3.1.1 Metode og datainnsamling

3.1.1.1 Hurdal-2000

I juli 2000 samlet NGU elektromagnetiske (EM) data i frekvensdomenet fra helikopter over et ca. 385 km^2 (ca. 1925 linje-km) stort område vest fra Hurdalssjøen i Nannestad kommune. Under helikopter EM-målinger slepes en 7 m lang sonde 30 m under et helikopter. Måleinstrumentet var et 5-frekvens Hummingbird-system fra Geotech, Ltd, Canada. To frekvenser er med koaksial spolekonfigurasjon (980 og 7001 Hz) og tre frekvenser med koplanar spolekonfigurasjon (880, 6606 og 34133 Hz). De ulike frekvenser og konfigurasjoner «ser» ned i forskjellige dybder og forskjellige retninger. Sender- og mottakerspoler har samme frekvenser og er plassert i hver ende av sonden. Primærfeltet kompenseres internt i sonden.

Målelinjene var i øst-vest retning med alternerende flyretning og en profilavstand på 200 m. NGU-rapport 2002.018 beskriver detaljene fra datainnsamlingen (Beard & Mogaard 2001).

3.1.1.2 Romerike-2021

NGU bruker fortsatt den samme Hummingbird-sonden som i 2000, men elektronikken har delvis blitt byttet og oppgradert. Målelinjene var i øst-vest retning med alternerende flyretning og en avstand på 100 m. Det ble målt ca. 215 km^2 (ca. 2150 linje-km). Siden man ikke kan fly rett over bebyggelse eller dyr på beite, og må ta hensyn til flytrafikk til og fra Gardermoen, måtte piloten avvike fra rette flylinjer noen ganger. Høyde over bakken ble målt med en radar høydemåler montert på helikopteret, mens målepunktenes posisjon ble målt med to GPSer, montert på helikopteret og i sonden. HEM-data ble innsamlet hvert 0,1 sekund som ga ca. 3 m avstand mellom hvert målepunkt langs flylinjene (flyhastighet ca. 100 km/t). Detaljer om NGU-instrumentet og databehandlingsrutiner finnes i Baranwal mfl. (2015).

Radiometriske og magnetiske data ble samlet inn samtidig med EM-målingene. Disse data benyttes ikke i denne studien fordi data primært benyttes for berggrunns- og mineralkartlegging, og er ikke relevante for vurdering av løsmassenes oppbygning. Alle datasettene publiseres direkte i NGUs databaser sammen med en datarapport (Baranwal mfl. in prep). HEM-datasettene publiseres både i NGUs databaser (NGU 2025c) og i et offentlig data-arkiv (Baranwal & Gradmann 2025a,b).

3.1.2 Databehandling og inversjon

HEM-data i frekvensdomenet påvirkes i stor grad av kulturell støy (f.eks. bygninger, biler, metallobjekter osv.), miljøfaktorer (f.eks. atmosfæriske forstyrrelser, tordenvær) og temperaturvariasjoner som påvirker elektronikken til sender- og mottakerspolene i sonden. Kulturell

og annen ekstern støy opptrer ofte som «spikes» og høyfrekvente harmoniske signaler, og kan identifiseres og korrigeres relativt enkelt ved bruk av ikke-lineære filtre og lavpassfiltre.

Ikke-lineær drift forårsaket av temperaturbetingede endringer i spolens egenskaper og elektroniske komponenter er derimot svært utfordrende å håndtere, og må vanligvis korrigeres manuelt. Lineær drift i HEM-responsen håndteres vanligvis ved høytflyvninger, hvor EM-signalet fra geologien på denne høyden antas å være null (dvs. uten respons fra bakken).

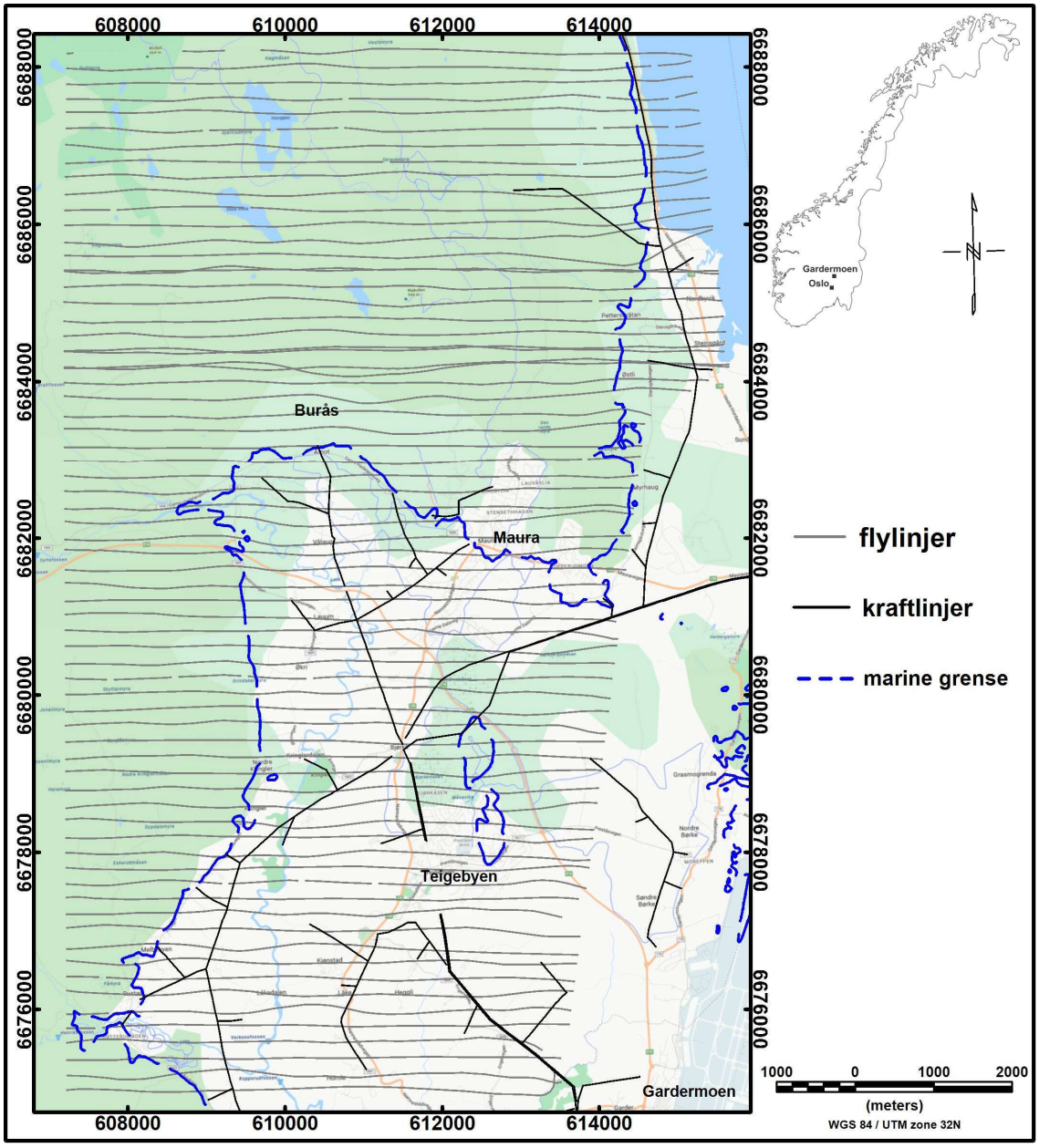
En annen utfordring oppstår i tett skogkledde områder. Radarsignalet, som er brukt for å måle sondens høyde over bakken, kan her bli reflektert fra tretoppene i stedet for fra bakken. Dette fører til en undervurdering av flyhøyden med flere meter, avhengig av skogens høyde. Amplituden til EM-signalet avtar eksponentielt med økende avstand mellom sensor og bakken. En feil i høydeverdien påvirker dermed betydelig resistiviteten som er beregnet i inversjonsprosessen. Disse feilberegninger av resistivitetsverdiene som skyldes feilmålt høyde over skogkledde områder kalles "canopy-effekt". Canopy-effekten fører til en overvurdering av resistivitetsverdiene nær overflaten. Denne effekten kan unngås ved å bruke laser-høydemålinger, som trenger gjennom skogen og måler avstanden til bakken mer nøyaktig. Siden laser-målinger ikke var tilgjengelig under datainnsamlingen, brukte vi digitale terrengmodeller (DTM) og digitale overflatemodeller (DOM) for å beregne høydefeilen (Baranwal mfl. 2024). Den korrigerte høyden ble deretter brukt i inversjonen av HEM-dataene.

Inversjonen utføres ved hjelp av programvare av Liu mfl. (2018) for å beregne undergrunnens resistivitet på ulike dyp, noe som gir grunnlag for geologisk tolkning.

3.1.2.1 Hurdal 2000-undersøkelsen, Nannestad kommune

Dataprosesseringen som ble utført i 2001 førte ikke til særlig gode resultater og mye støy forble i dataene (Beard & Mogaard 2001). Vi har derfor brukt nyere prosedyrer for å reprosessere dataene og etterpå invertere dem til en 3D-resistivitetsmodell av undergrunnen. Det er kun en del av Hurdal-2000 datasettet som er behandlet og presentert her, nemlig de flylinjer som ligger helt eller delvis under marin grense (ca. 125 km^2). Disse delene dekker løsmasser og er relevant for denne kvikkleirerelaterte studien (Figur 3.1). Dataprosesseringen er den samme som beskrevet detaljert for Romerike-datasettet i neste delkapittel.

Støynivået ble betydelig redusert under den nye databehandlingen, men en del instrumentell drift lot seg ikke korrigere fullstendig. Driften var betydelig på noen av frekvensene og hverken mønster eller årsak kunne forstås helhetlig.



Figur 3.1. HEM målelinjer (grå) som ble re-prosessert og 3D-invertert, dvs. deler av den større Hurdal-2000-undersøkelsen.

3.1.2.2 Romerike 2021-undersøkelsen, Øvre Romerike

Dataprosessering

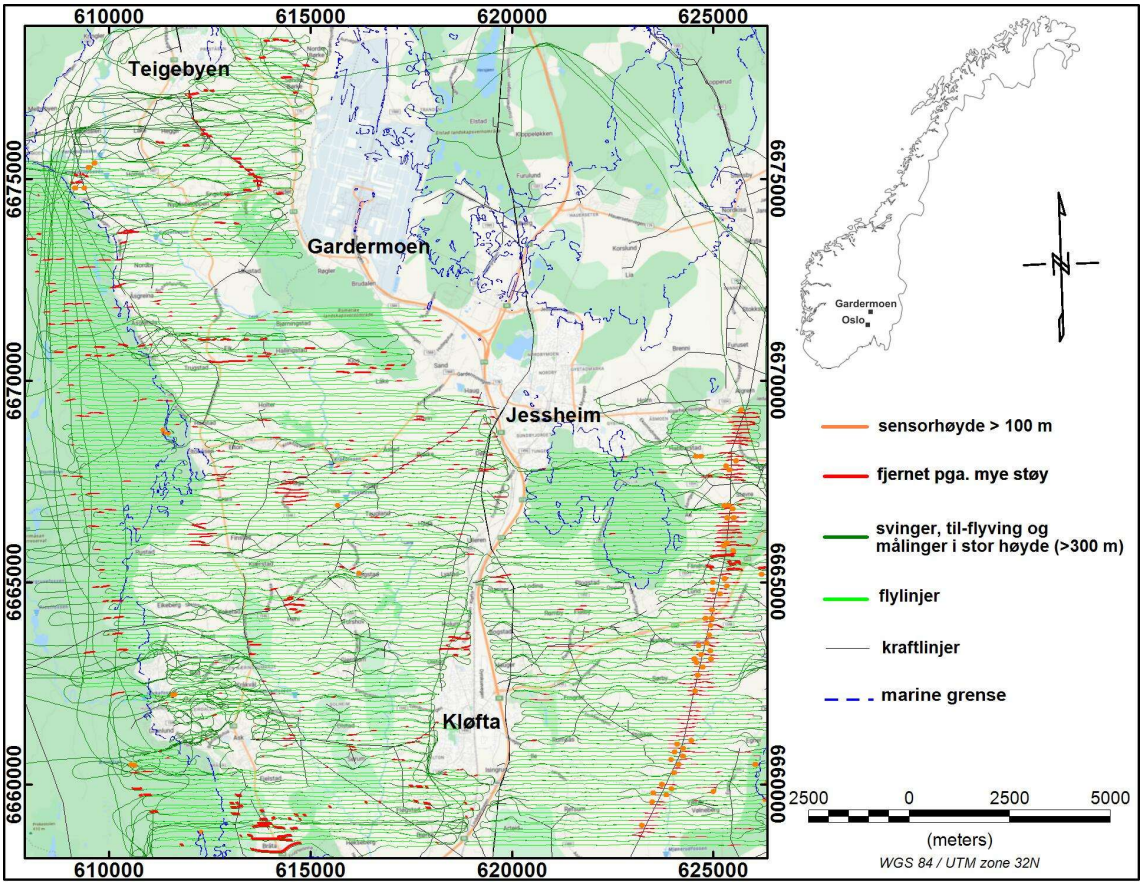
Figur 3.2 viser målelinjene med god datakvalitet og deler av målelinjene hvor data inneholdt mye støy (markert i rødt) eller var ustabile fordi helikopteret snudde (mørk grønn). Disse dataene ble fjernet manuelt. HEM-data målt høyere enn 100 m over bakken kan ikke oppløse variasjoner i de øverste 10 m, men er likevel tatt med for å sikre en kontinuerlig inversjonsmodell.

Det er en meget stor kraftledning øst i studieområdet, og helikopteret måtte fly høyere for å unngå denne. Kraftledningen førte likevel til mye støy i EM-signalet, og deler av dataene ble derfor fjernet

(røde linjer i Figur 3.2). Data fra alle fem EM-frekvensene, både i-fase og ut-av-fase-komponenter, ble filtret med et tre-punkts ikke-lineært filter og med et ti-punkts lavpass filter. Gjenværende støy i alle datasett ble deretter fjernet manuelt.

Instrumentell drift i HEM-data, forårsaket av temperaturvariasjoner i sender- og mottaker-kretsene, ble registrert for hvert ca. 20. minutt ved å heve målesonden til en høyde på ca. 300 m over bakken. På denne høyden er den elektromagnetiske responsen fra bakken minimal, og observerte måleverdier tilsvarer et bakgrunnsnivå (nullnivå) for målesystemet. Disse kontrollmåleverdiene ble tilbakestilt til det opprinnelige nullnivået i systemet, og drift i måledata mellom kontrollmålinger ble fjernet under antakelse om lineær drift ved prosesseringen (Geosoft 2005).

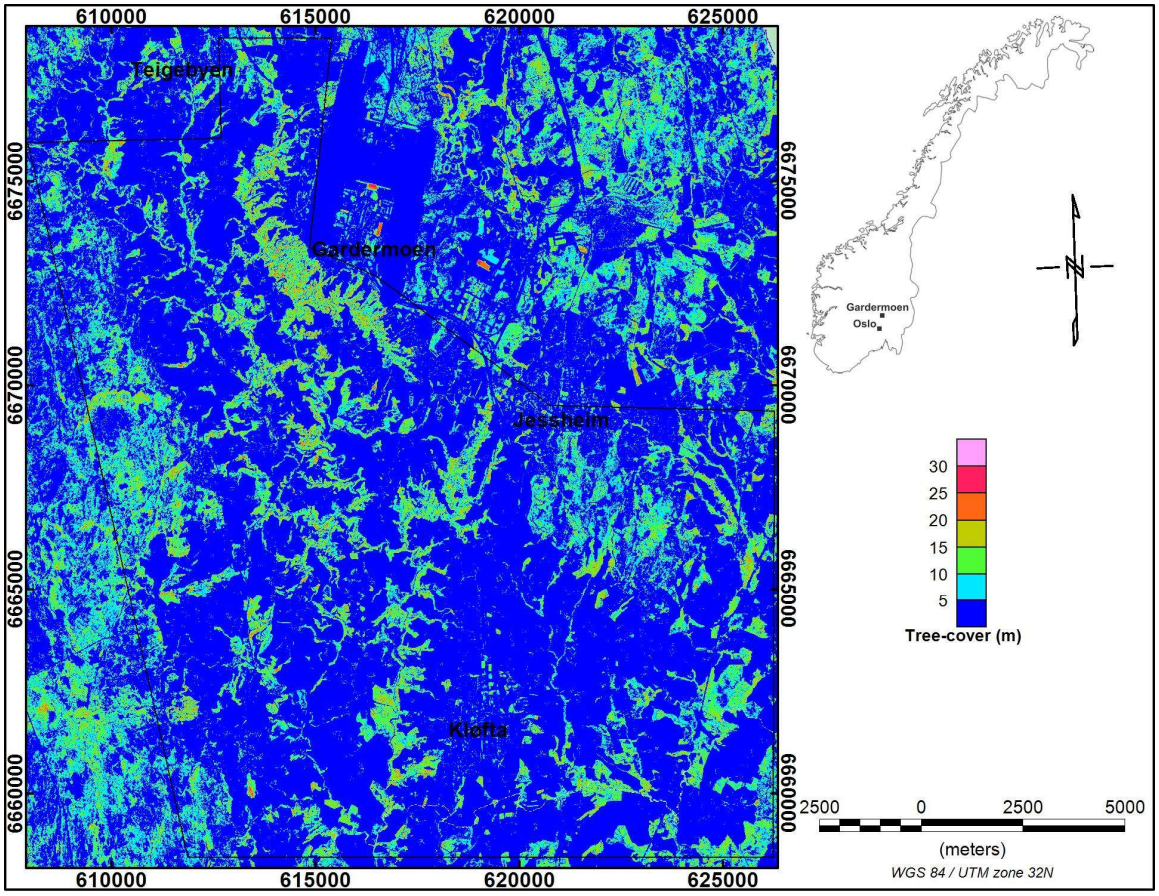
Det var ikke-lineær drift i EM-signalene langs korte deler av noen få målelinjer, som ikke kunne korrigeres med automatisk og manuell justering. Dette er for eksempel synlig som en stripe i resistivitetskartet som er presentert i kap. 4.



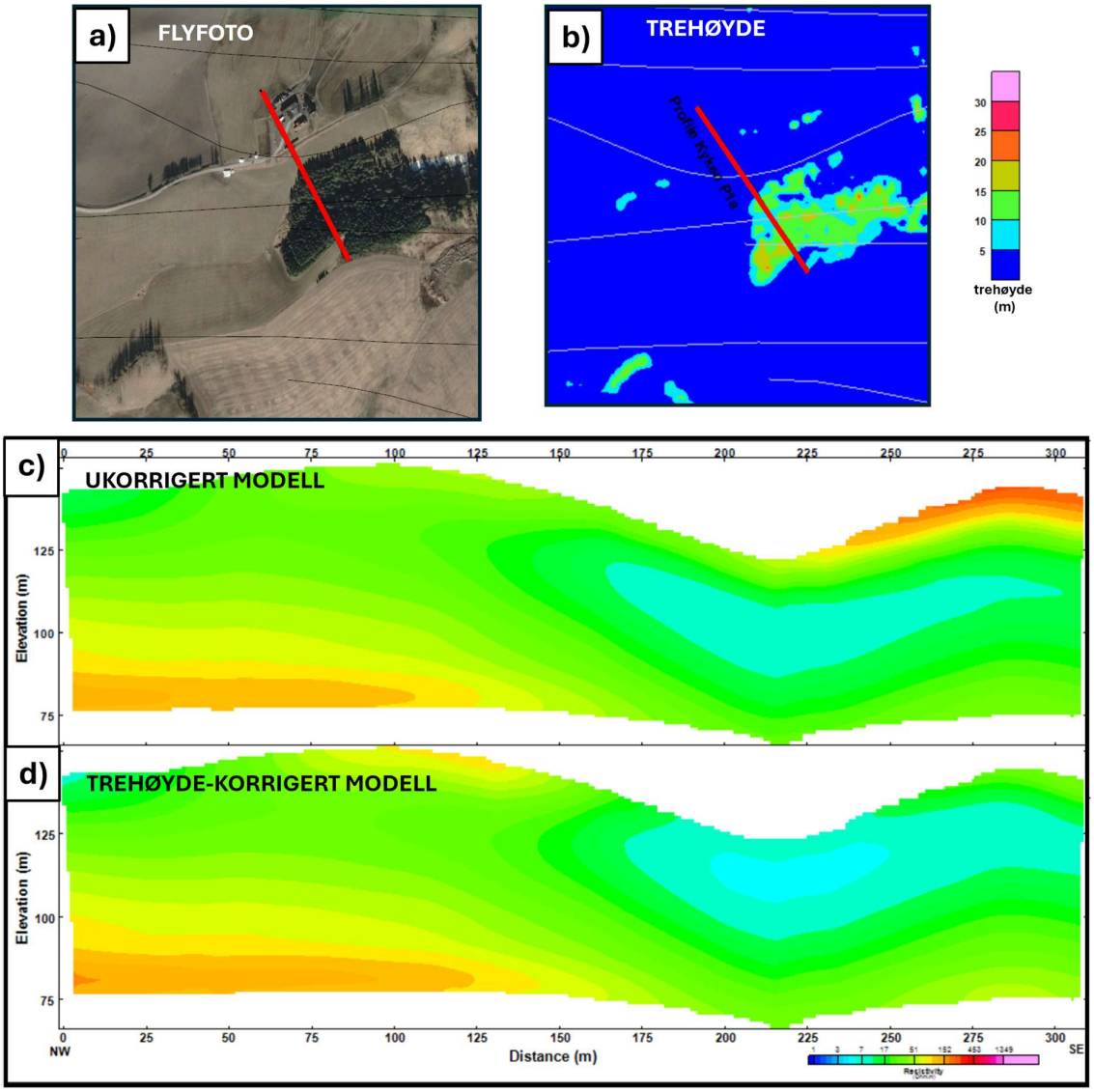
Figur 3.2. HEM-målelinjer med god datakvalitet (grønn) og med slettede deler pga. støy fra kraftlinjer (rød), og snuing av måleretning (mørk grønn).

Vi observerte en svært sterk canopy-effekt, dvs. at lave høydeverdier for sonden over skogsområder resulterte i altfor høye resistivitetsverdier i øverste lag av undergrunnen. Effekten opptrådte i områder med tett skog med 10-30 meter høye trær. Canopy-effekten ble korrigert ved å estimere trehøyden fra offentlig tilgjengelige digitale terrengmodeller (DTM) og digitale overflatemodeller (DOM) ved å trekke dem fra hverandre (Figur 3.3). Datasettene var tilgjengelig med 10 m oppløsning (Kartverket 2025). Høyden til den elektromagnetiske sensoren ble korrigert

for trehøyden og brukt videre i inversjonsrutinene. Et eksempel hvordan det påvirket resistivitetsverdier langs et tverrsnitt av modellen er vist i Figur 3.4.



Figur 3.3. Trehøydeverdier i studieområdet utledet av DTM- og DOM-data lastet ned fra www.høydedata.no.



Figur 3.4. Eksempel av trehøyde-korrektur langs et profil-tverrsnitt. a) Lokasjon av profil og flyfoto som viser skogsområde. b) Beregnet trehøyde med lokasjon til tverrsnittsprofil. c) Tverrsnitt av ukorrigert resistivitetsmodell, som viser høy resistivitet i det skogkledde område. d) Tverrsnitt av korrigert resistivitetsmodell. Her er resistiviteten i skogsområdet redusert.

Datainversjon

Etter behandling av HEM-data ble alle de ti datasettene (fem frekvenser med hhv. i-fase og ut-av-fase-komponenter) brukt i 3D-inversjon for å beregne resistiviteten i undergrunnen. Vi observerte imidlertid at den høyeste frekvensen (34 kHz) hadde for mye støy og var påvirket av sterk ikke-lineær drift, som ikke lot seg korrigere. Derfor valgte vi kun å invertere dataene fra fire frekvenser, noe som resulterte i en begrenset oppløsning i de øverste 10-15 meterne av undergrunnen. NGU bruker en 3D-HEM-programmvare som ble utviklet av Liu mfl. (2018). Modellen av undergrunnen består av celler som er 30 x 30 m i x- og y-retning og 2 m i z-retning i øverste lag. Celletykkelsen ble økt nedover med en faktor på 1,2 for hvert nivå (totalt 18 lag). Startmodellen var et halvrom med resistivitet på 1000 Ωm. Modellen dekker et litt større areal enn omfanget av flydata (500 m

ekstra i hver retning), for å unngå kanteffekter under beregninger. Siden det målte området og de tilsvarende datasettene var veldig store, ble området delt opp i tre deler.

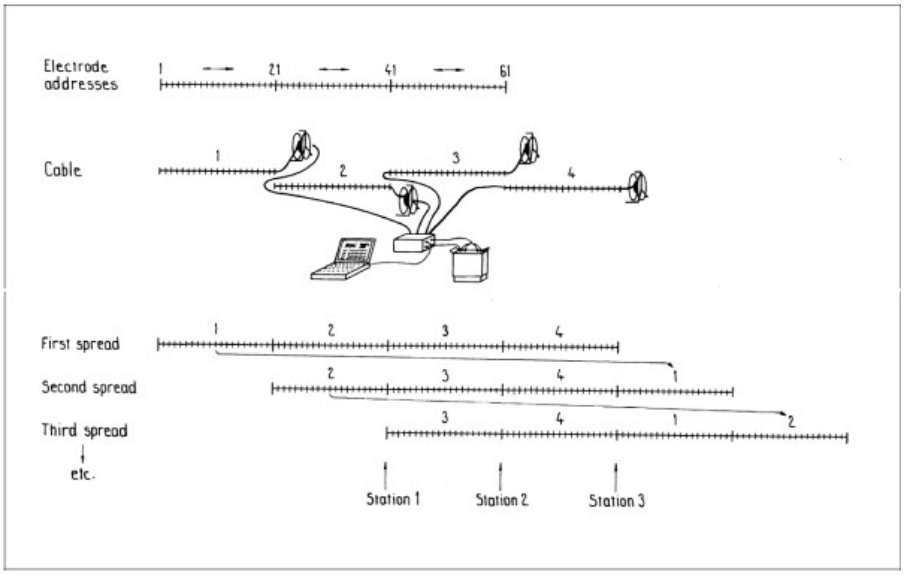
Inversjonsrutinen beregner elektromagnetisk respons fra modellen og endrer modellen iterativt slikt at beregnede data fra modellen tilsvarer de målte data. Inversjon ble stoppet når *root mean square* (RMS)-verdier mellom observerte og beregnede HEM-data var på 1,2-1,4 % (ulik for ulike deler av undersøkelsen).

Penetrasjonsdybden, dvs. dyp der en kan stole på de inverterte resistivitetsverdiene, er vanskelig å estimere. Vi bruker 1/5 av s*kinn-dyp* (dybden der det opprinnelige EM-signalet er redusert til 37 %) for å indikere et konservativt estimat av penetrasjonsdybde for HEM-systemet (Reynolds 2011). Skinn-dyp er beregnet på laveste frekvensen (880 Hz) og basert på resistivitetsverdier fra den endelige 3D-modellen. På Romerike varierer denne penetrasjonsdybden mellom ca. 42 og 200 m, avhengig av resistivitetsfordelingen i bakken. En ascii-versjon av 3D-resistivitetsmodellen er gjort offentlig tilgjengelig (Baranwal & Gradmann 2025a,b).

3.2 2D resistivitetsmålinger (ERT)

3.2.1 Metode og datainnsamling

Elektrisk Resistivitet Tomografi (ERT), også kalt 2D-resistivitet, utføres ved å sende strøm mellom et elektrodepar samtidig som det måles elektrisk spenning mellom et annet elektrodepar. Basert på strømstyrke, målt spenning og elektrodenes posisjon i forhold til hverandre (geometrisk faktor) beregnes tilsynelatende resistivitet (Ωm). Målingene i undersøkelsene er utført med Lund kabelsystem (Dahlin 1993) og ABEM Terrameter LS (ABEM 2012). Som vist i Figur 3.5, kobles fire multielektrode-kabler med 21 elektroder hver til instrumentet, deretter kjøres en protokollfil med elektrodekonfigurasjoner. I denne undersøkelsen ble elektrodekonfigurasjonen Multi-Gradient (Dahlin & Zhou 2006) benyttet. Rådata og inverterte profiler er tilgjengelig via NGUs nettjenester (NGU 2025d).



Figur 3.5. LUND-systemet med 4 multielektrode-kabler. Figuren illustrerer også hvordan roll-along systemet fungerer (Dahlin 1993).

Oppløsningen til datasettet styres av elektrodeavstanden. Mindre elektrodeavstand gir høyere oppløsning, men det er på bekostning av dybdepenetrasjon. Ved 5 m elektrodeavstand vil fullt utlegg være 400 m langt og pålitelig dybdepenetrasjon være ca. 50 m. Ved 10 m elektrodeavstand dobles lengden og dybdepenetrasjonen. For måling av profiler som er lengre enn fullt utlegg, brukes «roll-along»-metode som vist i Figur 3.5. Tabell 3.1 viser lengde, elektrodeavstand og datakvalitet for de målte profilene på Romerike.

Tabell 3.1. Målte ERT-profilers lengde, måleretning, elektrodeavstand, antall brukte datapunkt og fjernede datapunkt, samt datakvalitet i form av RMS error. Se Vedlegg E for koordinatliste.*

Profil-navn	Dato	Lengde	Retning	Elektrode-avstand	Antall datapunkt	RMS error*
ERT-1	23.08.22	400 m	Vest – Øst	5 m	1154	3,1 %
ERT-2	Uke 40 2022	900 m	Sør – Nord	5 m	3623	2,9 %
ERT-3	Uke 40 2022	700 m	Vest – Øst	5 m	2644	1,2 %
ERT-4	Uke 40 2022	400 m	Sør – Nord	5 m	1146	4,9 %
ERT-5	Uke 40 2022	400 m	Sørvest – Nordøst	5 m	1161	3,5 %
ERT-6	Uke 41 2022	600 m	Vest – Øst	5 m	2151	1,4 %
ERT-7	Uke 41 2022	800 m	Vest – Øst	5 m	3078	1,0 %
ERT-8	Uke 41 2022	500 m	Sørvest – Nordøst	5 m	1651	1,5 %

*RMS error: <5% Meget gode data, 5-10 % Gode data, 10-20 % Akseptable data og >20 % Ikke akseptable data.

3.2.2 Databehandling og inversjon

Målte verdier er tilsynelatende resistivitet og må inverteres for å få sann resistivitet. Alle data er invertert med programmet Res2DInv (Loke 2018) med robust databegrensing.

Ved bruk av ERT kan det forventes å avdekke løsmassetype, -tykkelse og grunnvannstand. NGU har også gjort studier ved bruk av ERT til å identifisere kvikkleire vs. saltholdig marin leire (f.eks. Solberg mfl. 2008; 2011). Tabell 3.2 viser resistivitetsverdier i utvalgte geologiske materialer og Figur 3.6 viser fargeskalaen som brukes som *utgangspunkt* for tolkning av resistivitetsverdier i løsmasser, spesielt for områder med marine leiravsetninger. Det er gradvise overganger mellom klassene, slik det gjerne også er i sedimentene selv. Det kan også være lokale variasjoner avhengig av f.eks. porevannskjemi, metningsgrad, kornfordeling, mineralsammensetning og 3D-effekter. Klassifiseringen på ulike lokaliteter kan derfor bli justert.

Det tas forbehold om oppløsning langs dybdedimensjonen. I overflaten er oppløsning lik elektrodeavstanden, men denne oppløsningen vil minske med dypet. Datakvalitet på alle målte datasett er veldig god. Tabell 3.1 viser blant annet antall datapunkt langs hver linje. Grunnforhold i alle de undersøkte områdene er veldig gunstige for denne type undersøkelse. Leirholdige løsmasser gir en veldig lav overgangsmotstand mellom elektroder og bakken, noe som bidrar til høy kvalitet på innsamlede data.

Tabell 3.2. Resistivitetsverdier i utvalgte materialer (Reynolds 2011; Solberg mfl. 2011).

Materiale	Resistivitet (Ωm)
Saltholdig marin leire	1 - 20
Utvasket marin leire (potensiell kvikkleire)	10 - 100
Silt	80 - 120
Sand og grus (vannmettet)	30 - 800
Sand og grus (tørr)	> 3000
Morene	10 - 5000
Berg	1000 - 13000



Figur 3.6. Klassifisering som benyttes som utgangspunkt for tolkning av resistivitetsverdier og løsmassetyper (basert på Solberg mfl. 2011).

4. RESULTATER

Figur 2.5 viser oversikt over hvor geofysiske undersøkelser er utført i prosjektet. Her presenteres resultatene, dvs. resistivitetsdata fra undergrunnen.

4.1 Resultater og tolkning HEM

4.1.1 Hurdal-datasettet

Figur 4.1-Figur 4.4 viser beregnet resistivitet i fire horisontale nivåer (0-2 m, 2-4 m, 20-26 m, 52-64 m) av totalt 18 nivåer. Disse fire nivåene er eksempelutvalg, flere nivåer finnes i Vedlegg F eller kan ekstraheres fra ascii-datasettet som er tilgjengelig i offentlig data-arkiv (Baranwal og Gradmann 2025a).

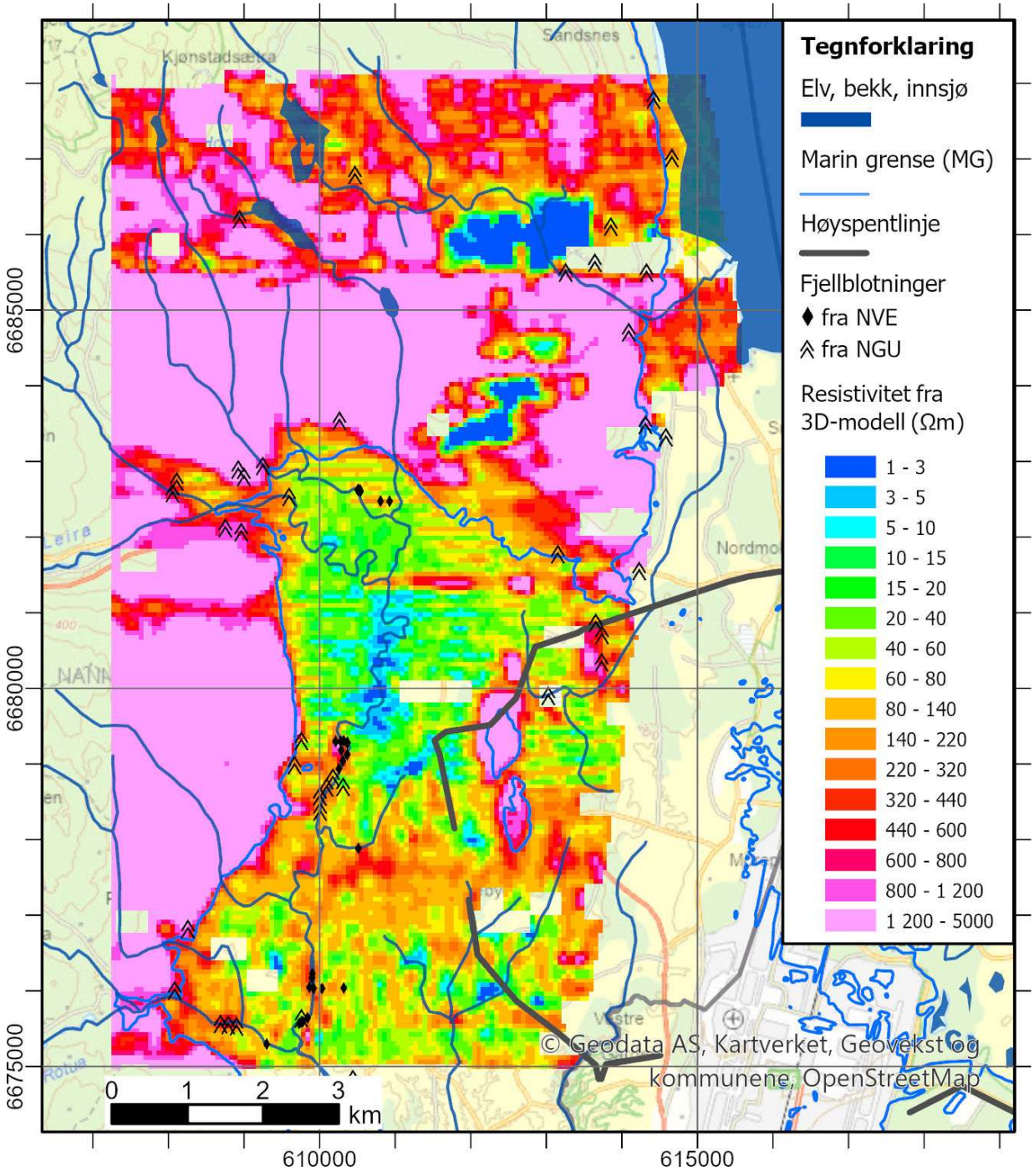
Veldig lav resistivitet i nord skyldes ikke saltholdig marin leire, siden dette området ligger over marin grense. Her er det kartlagt svartskifer, som har høy elektrisk ledningsevne pga. innhold av sulfid og andre elektrisk ledende mineraler. Svartskiferen har også høyt uran-innhold (Figur 4.5), som ble beregnet fra helikopter-målt gammastråling i samme område (Beard & Mogaard 2001). Det er ikke målt høyt innhold av uran under marin grense, noe som bekrefter at lav resistivitet her kan tilsvare saltholdig marin leire (Figur 4.5).

Det var unormal instrumentell drift i EM-signalene for frekvensene 6,6 kHz og 880 Hz langs noen av målelinjene som ikke kunne korrigeres (markert med svart firkant i Figur 4.3 og Figur 4.4). Vi observerer svært høy resistivitet fra 3D-inversjon i dybde større enn 20 m. Man må derfor være forsiktig med tolkning av resistivitetsverdiene i disse dybdene i markert område.

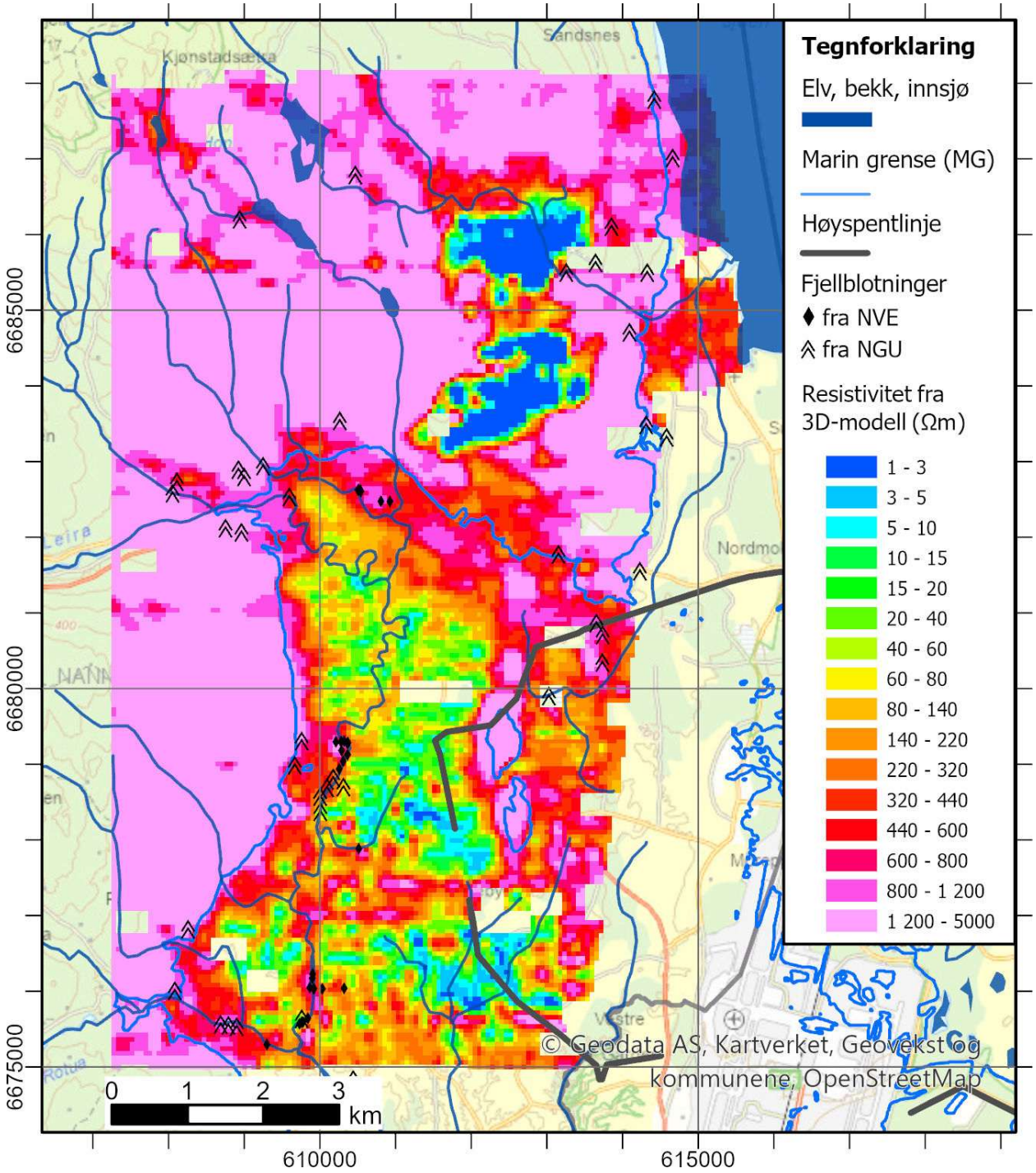
Vi har ikke slått sammen resistivitetsmodellene fra Hurdal00 og Romerike21 pga. ulike usikkerheter og ulike cellestørrelser.

De gamle EM-dataene fra 2000 er mer påvirket av instrumentdrift, og derfor dårligere kvalitet enn datasettet fra 2021. I mellomtiden er instrumentet oppgradert slik at temperaturdriften er redusert. Det gamle datasettet viser likevel interessante variasjoner som støtte til tolkning av geologien.

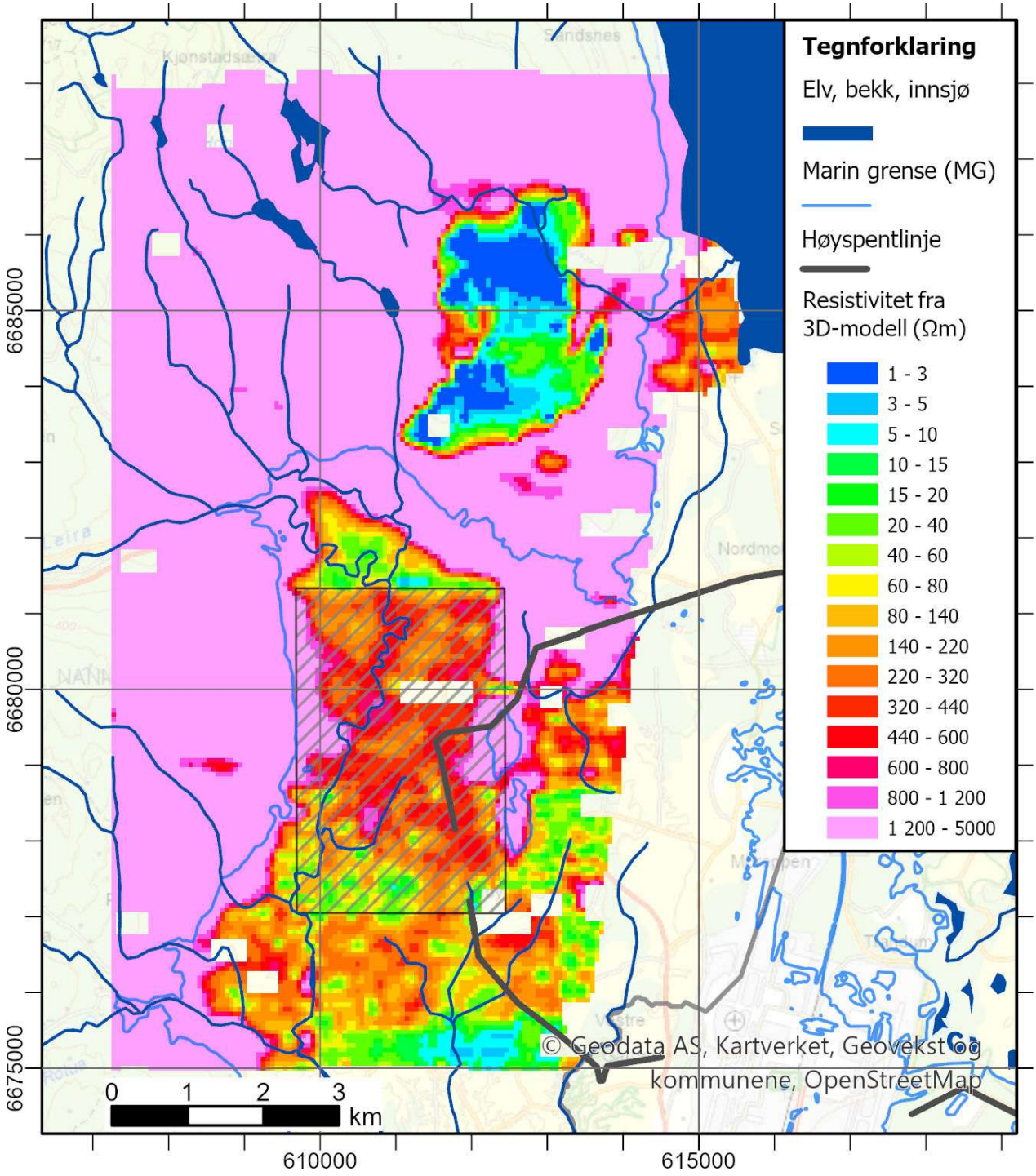
Berggrunnsblotninger er som forventet knyttet til områder med høy resistivitet dagnært (Figur 4.1-Figur 4.4). Siden det er en del usikkerheter i resultatene for dette datasettet, bør tolkninger på ulike dyp utføres ved å sammenligne resistivitetsverdiene med boreresultater.



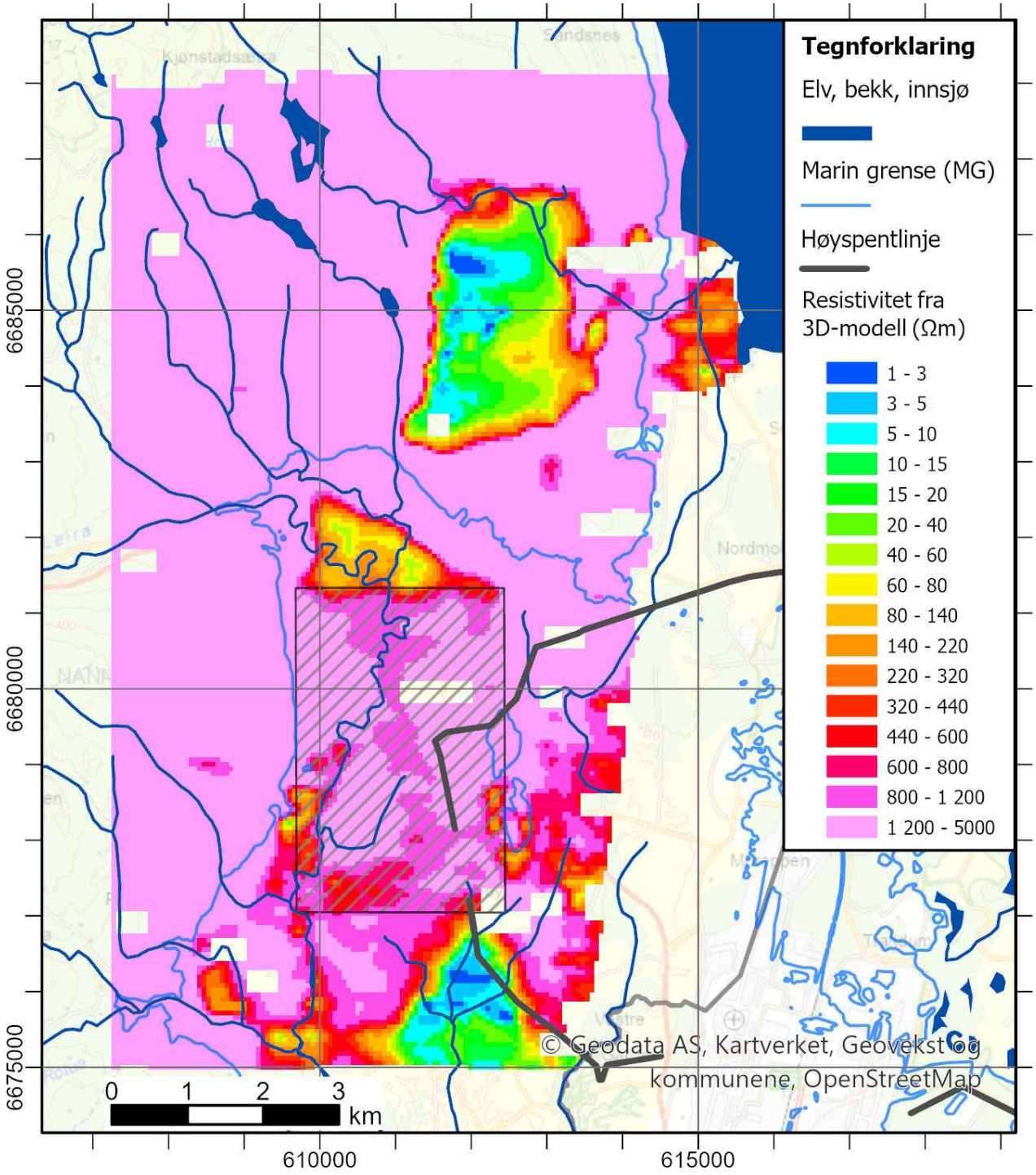
Figur 4.1. Beregnet resistivitet i 2 meters dybde fra 3D-inversjon av HEM-data (Hurdal).



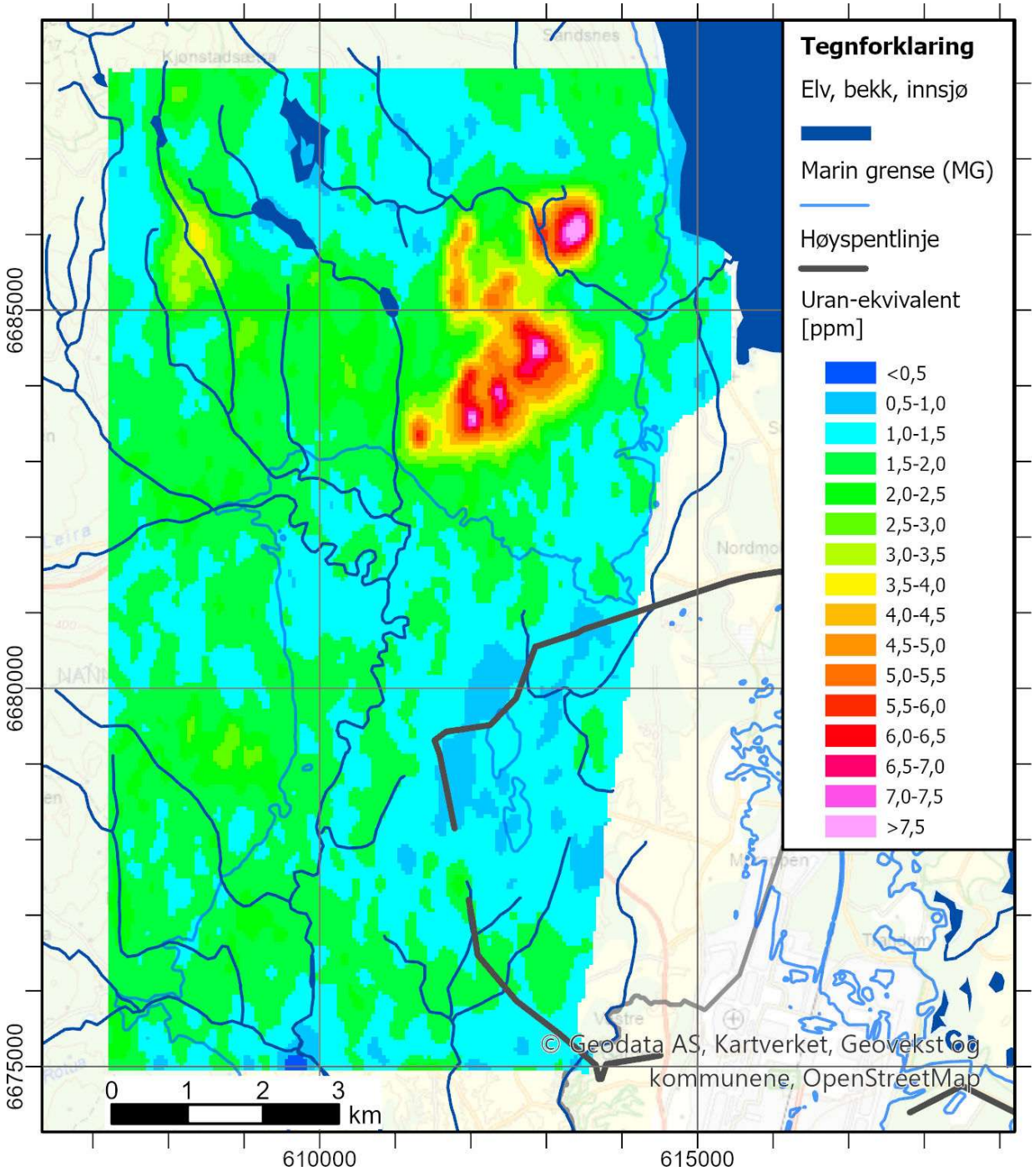
Figur 4.2. Beregnet resistivitet i 7 meters dybde fra 3D-inversjon av HEM-data (Hurdal).



Figur 4.3. Beregnet resistivitet i 26 meters dybde fra 3D-inversjon av HEM-data (Hurdal). Skravert område markerer med muligens upålitelige data.



Figur 4.4. Beregnet resistivitet i 52 meters dybde fra 3D-inversjon av HEM-data (Hurdal). Skravert område markerer med muligens upålitelige data.



Figur 4.5. Ekvivalent uran beregnet fra gammastråling-spektrometer-data (Hurdal) (Beard & Mogaard 2001). NB! Fargene her viser innhold av uran, ikke resistivitetsverdier.

4.1.2 Romerike-datasettet

Figur 4.6 viser den inverterte 3D-modellen fra HEM-data. Modellen er i utgangspunktet litt større enn området som er dekket med måledata. For å unngå kanteffekter ble modellen utvidet horisontalt med 500 m, og den dekker også områder der data med støy eller for stor flyhøyde ble fjernet. Områdene uten pålitelige måledata (se Figur 3.2) ble senere fjernet fra 3D-modellen og dermed ekskludert for videre bruk og tolkning.

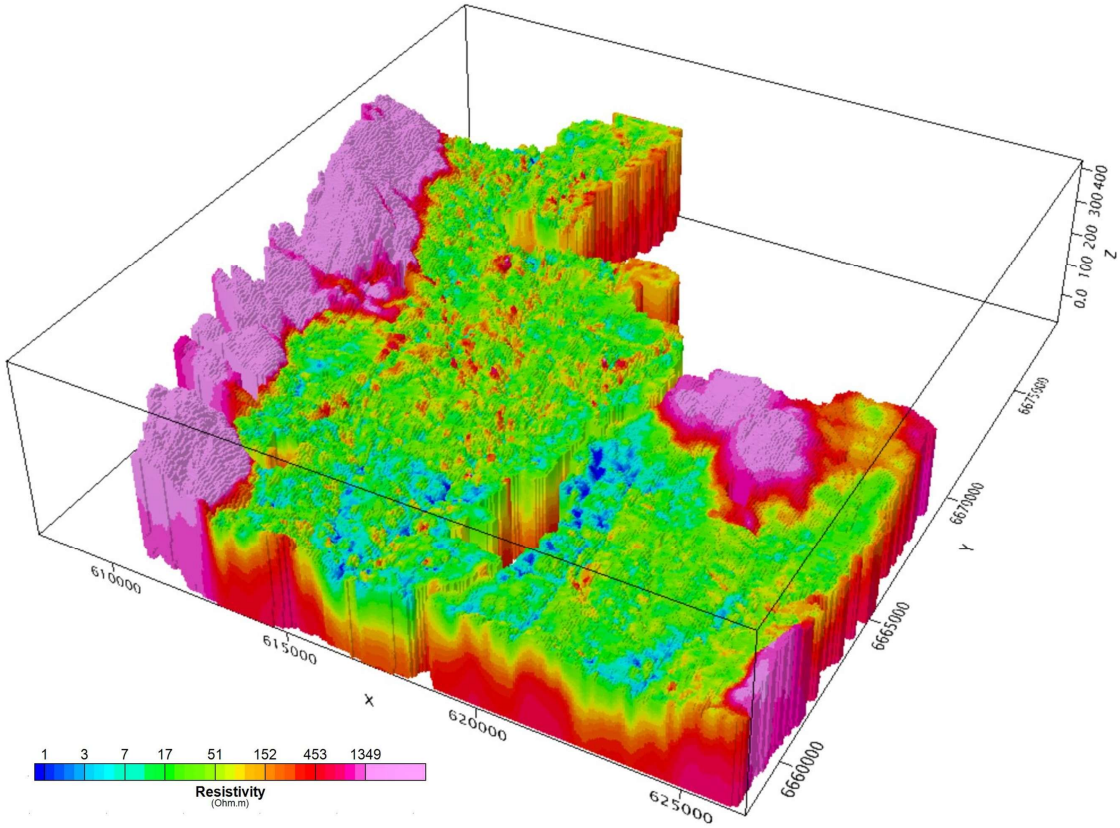
Figurene 4.7-4.10 viser beregnet resistivitet i fire horisontale nivåer (2-4 m, 20-26 m, 52-64 m og 97-124 m) av totalt 18 nivåer. Disse fire nivåene er eksempelutvalg, flere nivåer finnes i Vedlegg F eller kan ekstraheres fra ascii-datasettet som er tilgjengelig i offentlig data-arkiv (Baranwal og Gradmann 2025b).

Figur 4.11 viser resistivitet fra HEM-data langs et profil der også ERT-data ble samlet inn (kapittel 3.2). Flere profiltverrsnitt, og sammenligning av disse med ERT-data, er presentert i kapittel 5. HEM-data, som egentlig har horisontal oppløsning på 30 m og vertikal oppløsning på 2-30 m, er interpolert og glattet slik at den kan vises på samme måte som ERT-data. Resistivitetsmodellen (HEM) når dypere enn presentert i Figur 4.11, men HEM-resistivitets-data er klippet og re-samplet basert på utstrekning og oppløsning av ERT-resistivitetsmodellen. Penetrasjonsdyp langs ERT-8 er grunt der ledningsevnen er høy (resistiviteten er lav) og øker der resistiviteten er høy. Penetrasjonsdyp presentert her er et konservativt estimat, men gjenspeiler at toppen av ledende strukturer er godt kartlagt mens deres bunn er vanskelig å avgrense.

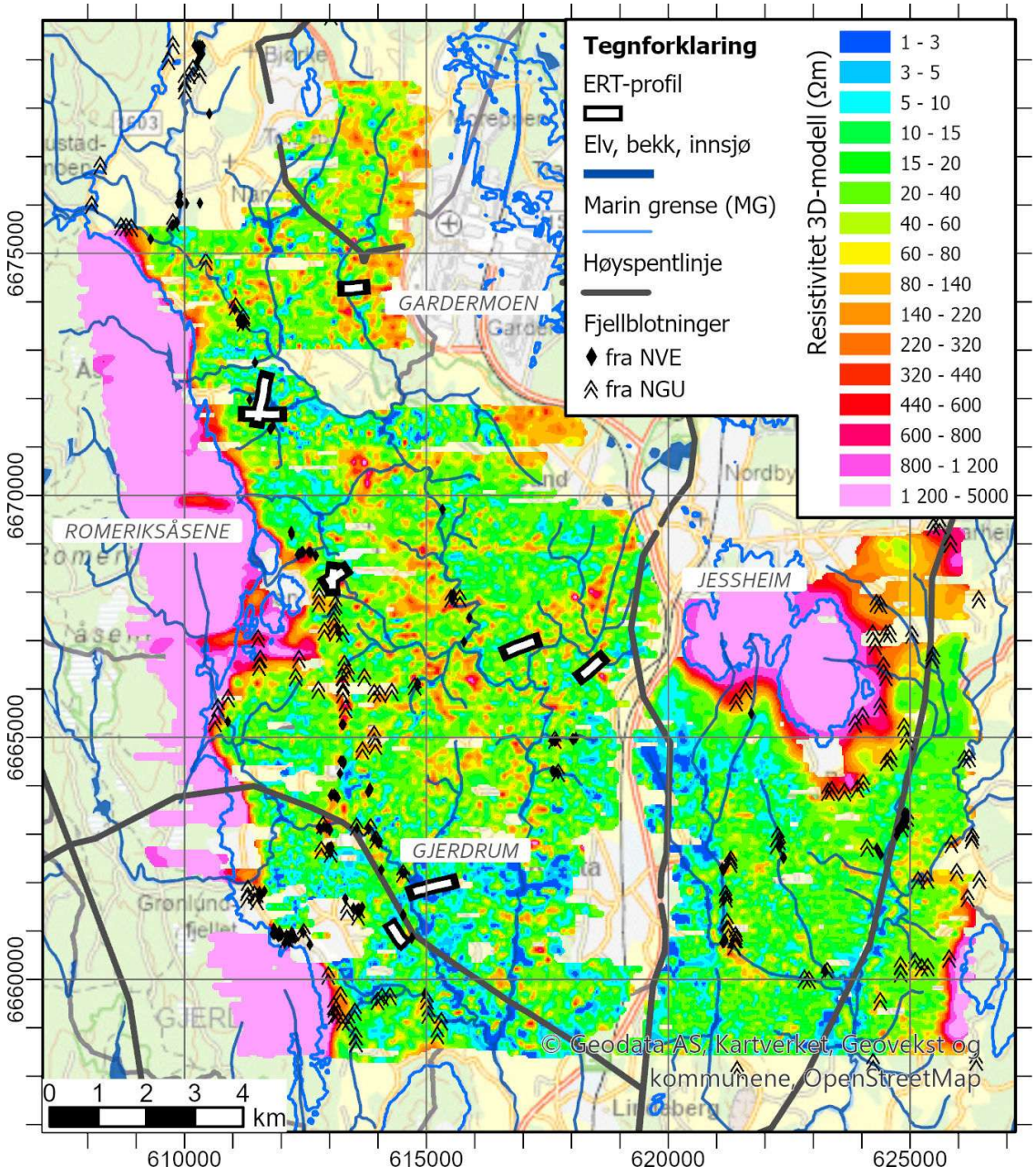
4.1.2.1 Innledende tolkning

Områder over marin grense har høy resistivitet (> 1000 Ωm, rosa farge) og representerer berggrunn både som en “øy” i øst (ved Jessheim) og i et større langstrakt område i vest (langs Romeriksåsene). I dypere lag er områdene med høy resistivitet utvidet, som indikerer berggrunnen under løsmassene (Figur 4.8–Figur 4.10). I Figur 4.9 har de fleste sentrale områder resistivitetsverdier >500 Ωm (rød farge), men de når ikke opp til 1000 Ωm (rosa farge) som karakteriserer berggrunnen nær dagen. Likevel representerer disse områdene mest sannsynlig berggrunn. Blottet berggrunn i det sentrale området (sorte punkter) er i hovedsak knyttet til høy resistivitet dagnært. Tolkninger i ulike dyp må støttes ved å sammenligne HEM-data med ERT-profiler og boreresultater.

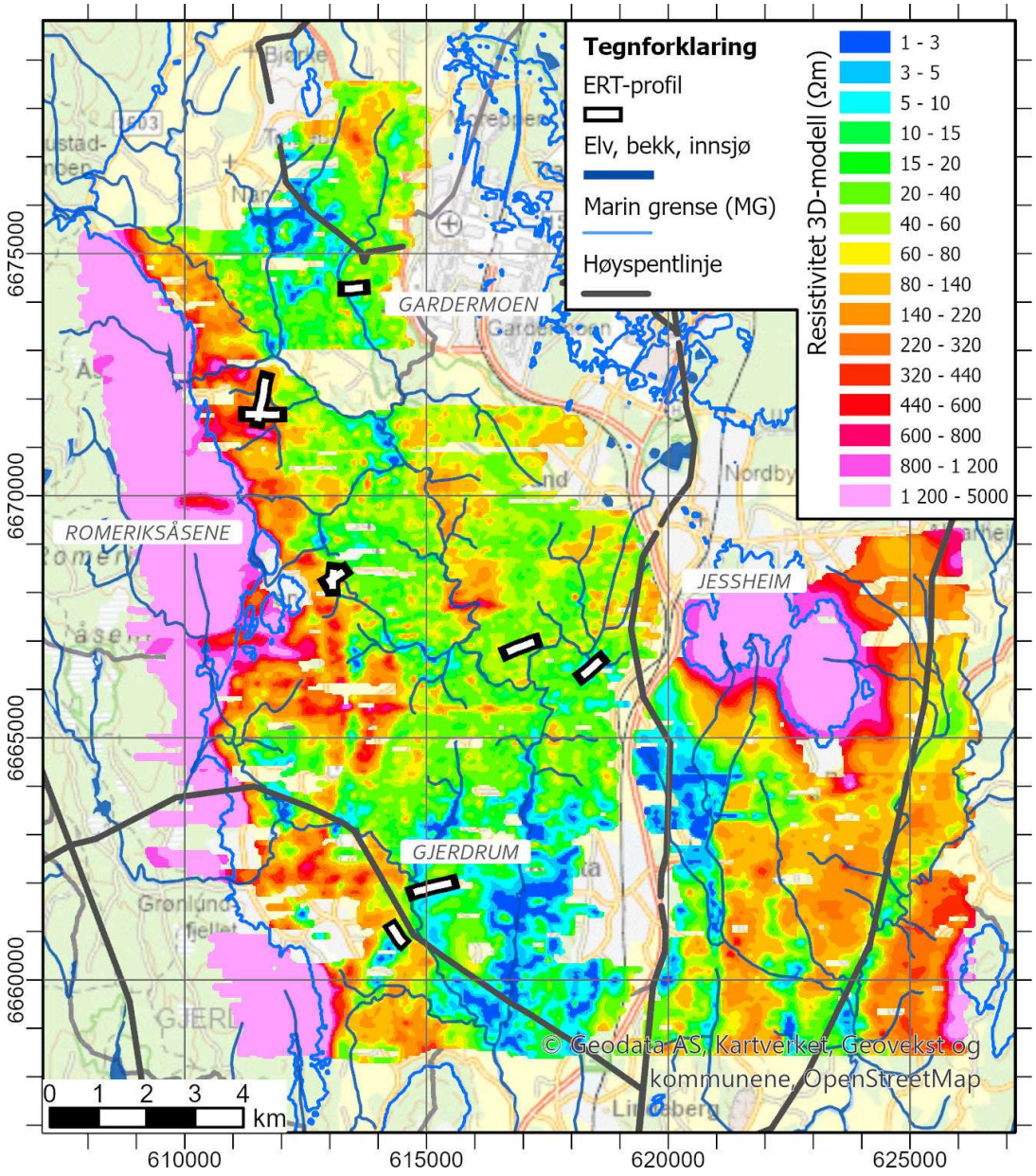
Vi gjør oppmerksom på at overflateresistiviteten (Figur F.1) er lavere enn resistivitetsverdiene i dybde 2-4 m (Figur 4.7) og fremstår som en plutselig endring fra 2 meters dyp. Dette kan skyldes overflateinhomogeniteter eller andre årsaker (muligens landbruk). Vi er usikre på om overflateresistiviteten i dette laget kan stoles helt på.



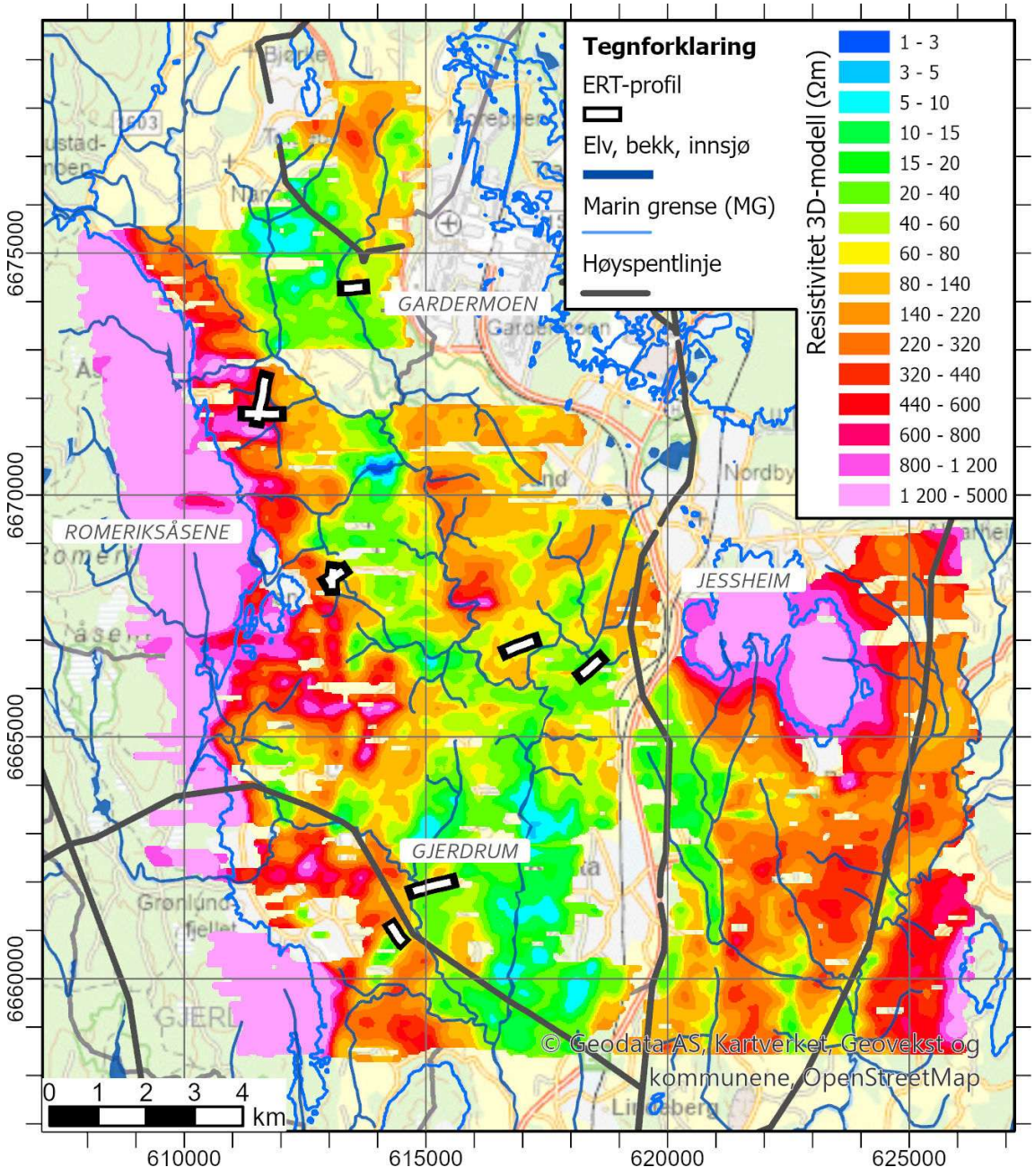
Figur 4.6. 3D-resistivitetsmodell av HEM-data fra Romerike. Modellen er vertikal overdrevet med 1:5. Romeriksåsene stikker opp i vest.



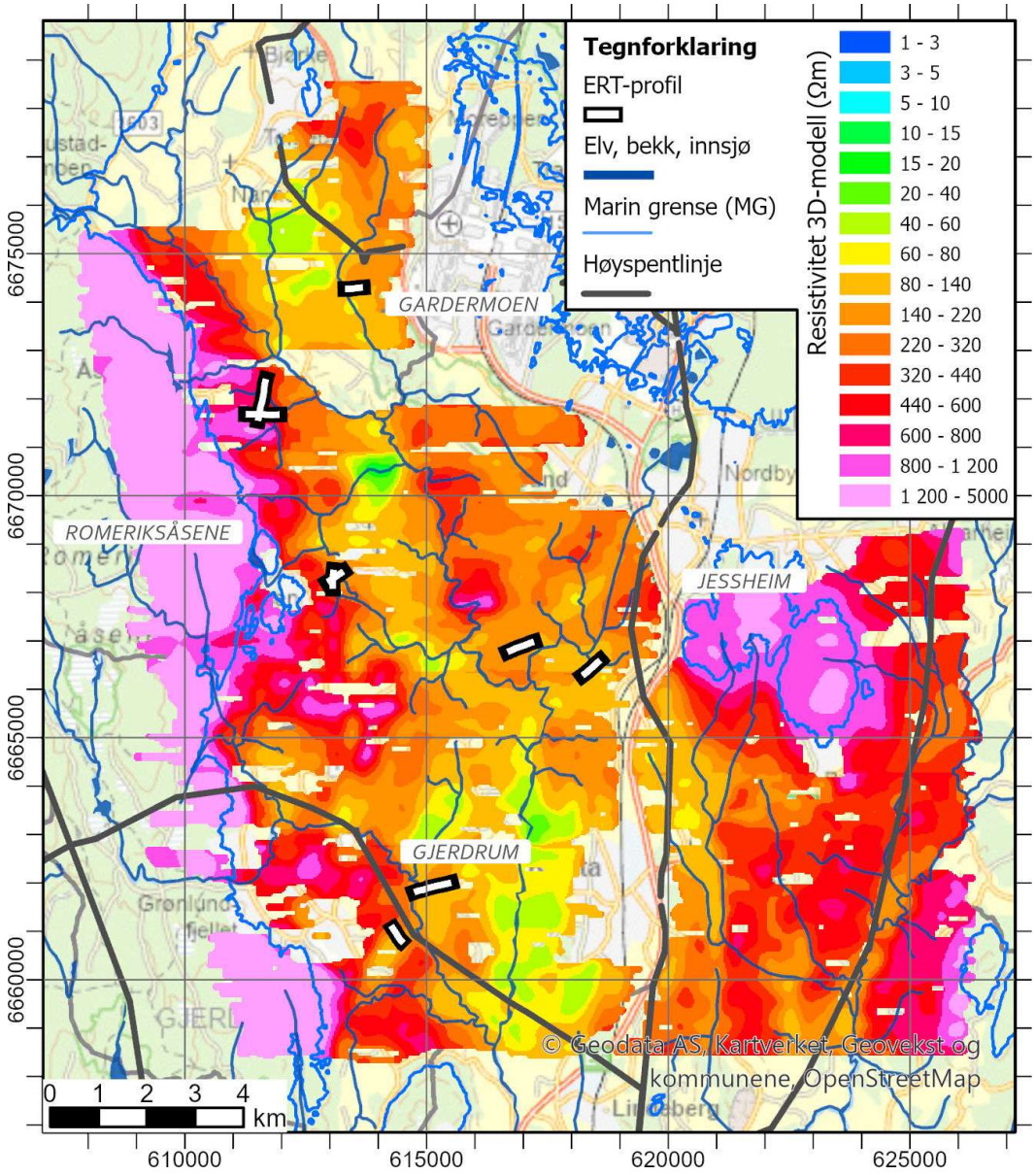
Figur 4.7. Beregnet resistivitet i 2-4 meters dybde fra 3D-inversjon av HEM-data (Romerike).



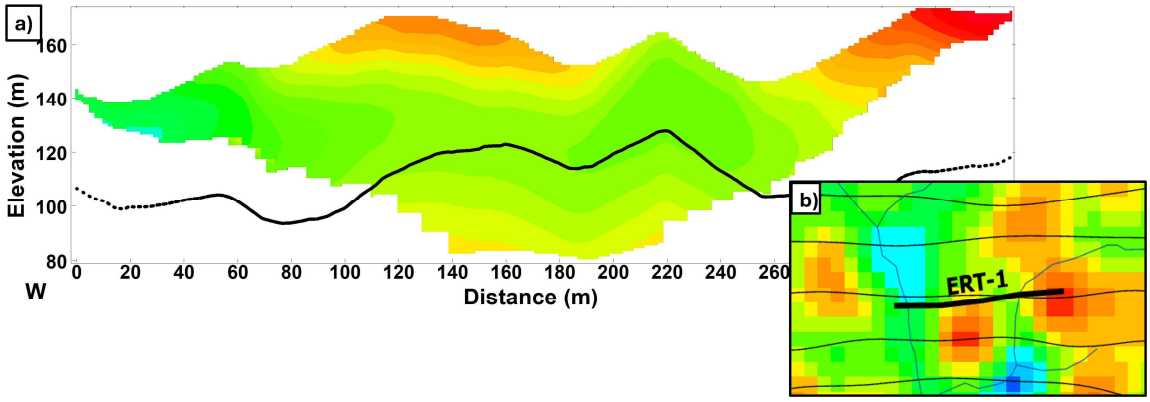
Figur 4.8. Beregnet resistivitet i 20-26 meters dybde fra 3D-inversjon av HEM-data (Romerike).



Figur 4.9. Beregnet resistivitet i 52-64 meters dybde fra 3D-inversjon av HEM-data (Romerike).



Figur 4.10. Beregnet resistivitet i 97-124 meters dybde fra 3D-inversjon av HEM-data (Romerike).



Figur 4.11. a) Tverrsnitt av 3D resistivitetsmodell langs ERT-profil 8. Svart linje markerer estimert penetrasjonsdyp (konservativt estimat). Flere tverrsnitt er presentert i kapittel 5. b) HEM-resistivitetsdata fra samme område i ca. dybde 10 m. Tynne svarte linjer i kartutsnittet er flylinjer.

4.2 Resultater og tolkning ERT

I det følgende presenteres resultatene fra 2D resistivitetsmålingene (ERT), tolkning av geotekniske boredata som ligger nær profilene, og samtolkning av data. Vedlegg G viser ERT-profilene uten tolkning.

4.2.1 ERT-1 Søndre Garder

ERT-1 er 400 m langt og målt i nærheten av Søndre Garder, like vest for Gardermodeltaet (Figur 2.2). Profilet starter ved kommunegrensen mellom Nannestad og Ullensaker, og krysser bekken Sogna og to andre ravinedaler før det ender opp på dyrket mark i øst (Figur 4.12 og Figur 4.13).

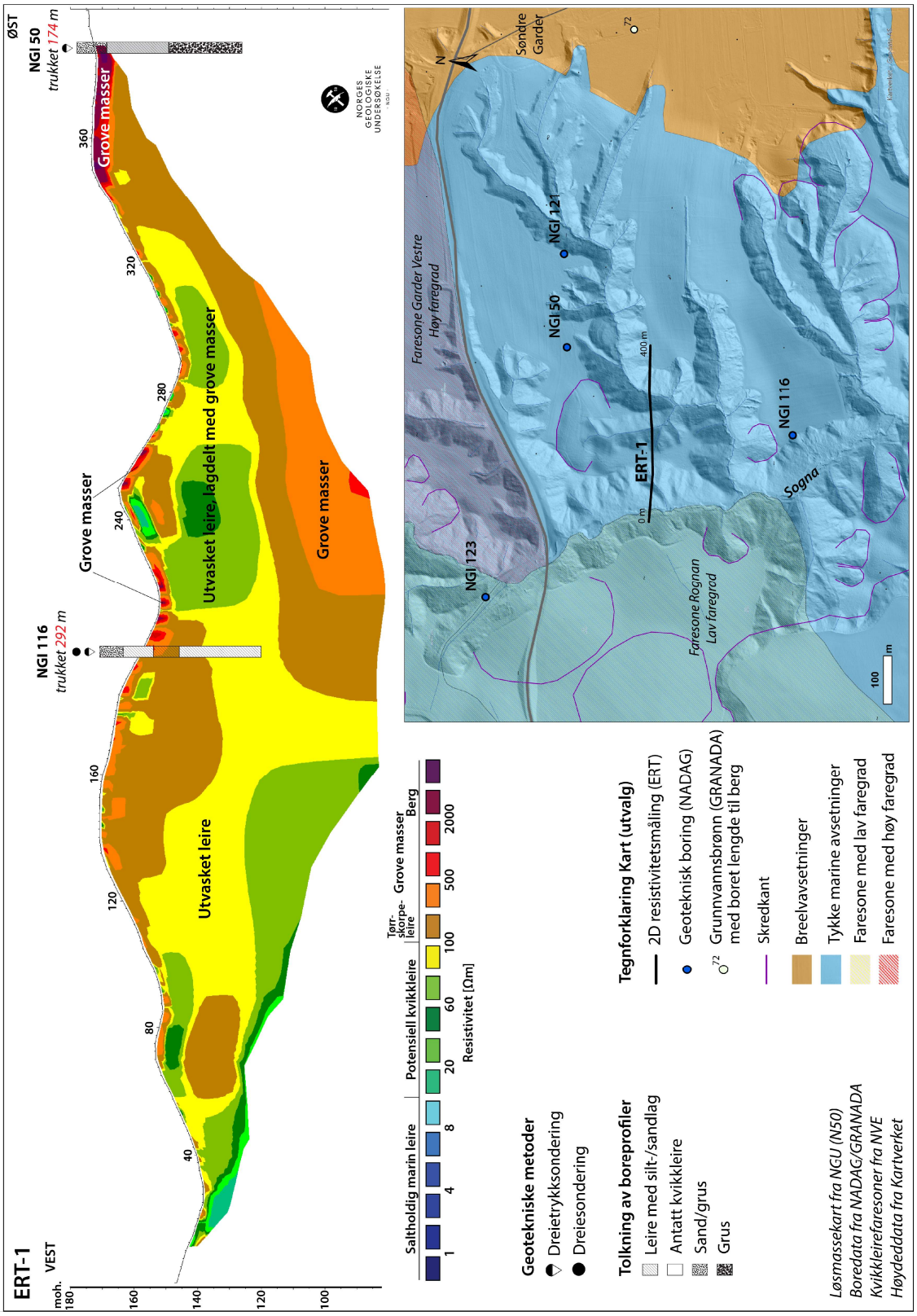
De høyeste resistivitetsverdiene finnes i overflaten, og helt i øst er dette et nesten 10 meter tykt lag med verdier opp mot flere tusen Ωm (Figur 4.13). Dette tolkes som grove masser som er knyttet til deltaavsetningen i øst. Grove masser ligger trolig som et tykt lag fra overflaten og i nedre del helt mot midten av profilet. Resistivitetsverdier mellom 20 og 200 Ωm dominerer i profilet. Dette tolkes som utvaskede marine leiravsetninger, men disse er trolig lagdelt med grove masser. De høye resistivitetsverdiene i overflaten er trolig anrikning av grove masser, og stedvis tørrskorpeleire.

4.2.2 ERT-1 samtolket med boredata

Det finnes ingen boredata på eller nær profilet. To boringer på samme «platå» er trukket inn til profilet, og det er relativt godt samsvar mellom tolkningen av disse og resistivitetsverdiene (Figur 4.13). Boringene indikerer grove lag i toppen, og vekslende lag av sand/grus med leire under. Boringen i øst har grove masser nederst i profilet. Leira er utvasket og trolig kvikk flere steder. Lag av grove løsmasser vekselsvis med leire gir litt høyere resistivitetsverdier enn mer homogen leire. Generelt stemmer resultatene godt overens med de forventede forholdene så nær det glasifluviale deltaet.



Figur 4.12. Kryssing av den østlige ravinen på ERT-1. Foto: B.E. Larsen.



Figur 4.13. Resistivitetsprofil ERT-1 ved Søndre Garder. Nederst til høyre: Lokasjon til ERT-1 samt andre grunnundersøkelser i området (se også Figur 2.2 for lokasjon). Kvartærgeologisk kart, faresoner og høydedata som bakgrunn (NGU 2025b; NVE 2025; Kartverket 2025), boredata fra NGI (1991, 1994).

4.2.3 ERT-2 og ERT-3 Østby

ERT-2 og ERT-3 er hhv. 900 m og 700 m lange, og krysser hverandre. Profilene ligger ved gården Østby mellom Romeriksåsene og elva Leira (Figur 2.2, Figur 4.14 og Figur 4.15). ERT-2 krysser to ravinedaler.

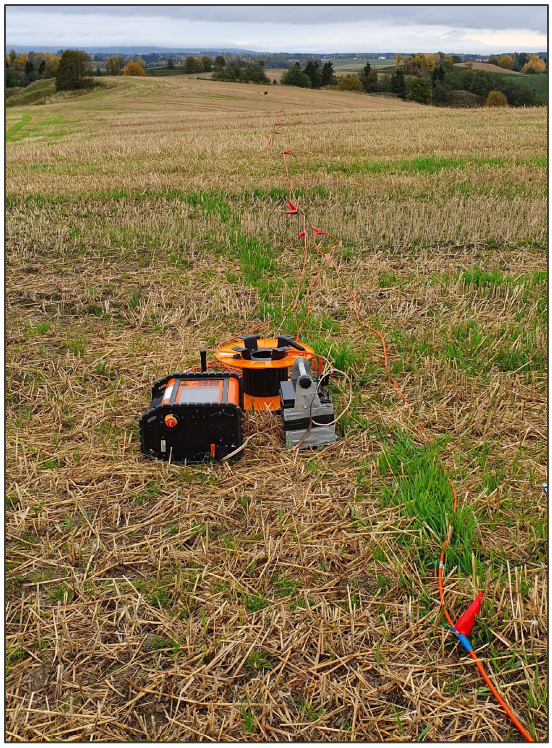
Profilene har nokså lik lagdeling (Figur 4.15). I nedre del er det høye resistivitetsverdier (opp mot flere tusen Ωm), og dette tolkes som berg. Bergoverflaten heller svakt mot øst. Det er bergblotninger i bekkene vest-nordvest (ca. 147 moh.), sørøst (ca. 135-140 moh.) og nord (126 moh.) for profilene, som stemmer bra med tolkningen av berg på resistivitetsprofilene.

Over berget er resistivitetsverdiene i hovedsak på mellom 20 og 100 Ωm, og dette tolkes som utvasket marin leire. Nær overflaten finnes det lommer med noe høyere verdier (200-500 Ωm), dette tolkes som tørrskorpeleire. I krysningspunktet mellom ERT-2 og ERT-3 er fordelingen av lag og mektighet i hovedtrekk lik.

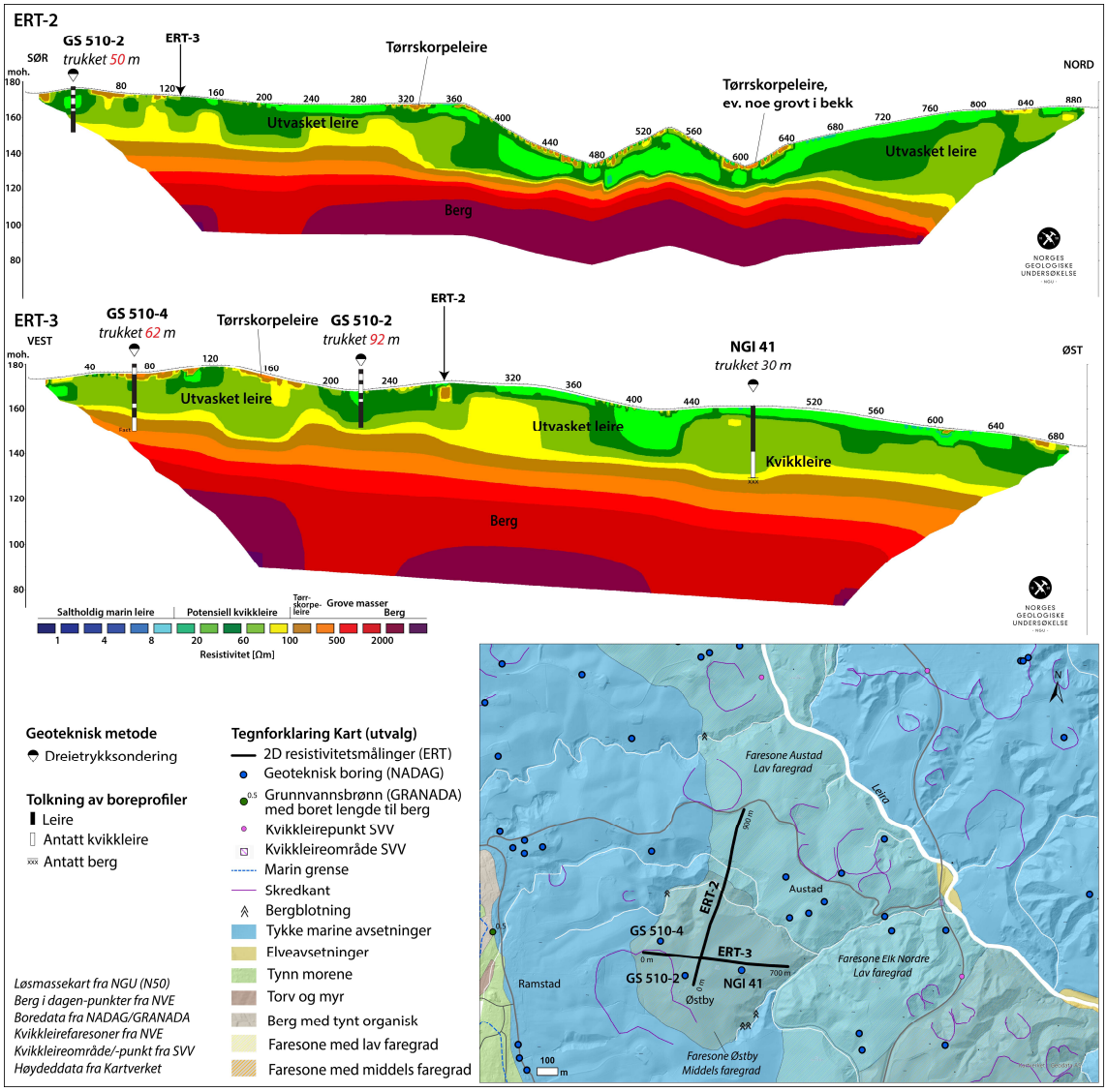
4.2.4 ERT-2 og ERT-3 samtolket med boredata

Langs ERT-2 finnes en boring 50 m unna som er sammenlignet med resistivitetsverdiene. Sonderingen indikerer nokså homogen leire med enkelte kvikke lag. Dette stemmer godt overens med ERT-2, som her indikerer utvasket leire (Figur 4.15).

Langs ERT-3 er tre boringer trukket inn til profilet. Sonderingene indikerer nokså homogen leire med enkelte kvikke lag. Dette stemmer godt overens med ERT-3, som indikerer utvasket leire i hele øvre lag av profilet (Figur 4.15). En boring stopper mot faste masser (GS 510-4), og en annen mot antatt berg (NGI 41), og med lite/ingen grove masser mellom leire og berg. Dette er i overgangen mot høyere resistivitetsverdier.



Figur 4.14. Måling av ERT-2, bildet er tatt mot nord. Foto: B.E. Larsen.



Figur 4.15. Resistivitetsprofilene ERT-2 og ERT-3 ved Østby. Nederst til høyre: Lokasjon til ERT-2 og ERT-3 samt andre grunnundersøkelser i området (se også Figur 2.2 for lokasjon). Kvartærgeologisk kart, faresoner, berg i dagen-punkter, og høydedata som bakgrunn (NGU 2025b; NVE 2022b, 2025a; Kartverket 2025), boredata fra NGI (1994), GS 2024b.

4.2.5 ERT-4 og ERT-5 Elton

ERT-4 og ERT-5 er begge 400 m lange, og krysser hverandre. Profilene ligger i området Elton øst for Eltonåsen (Figur 2.2). ERT-4 krysser en ravinedal, der noen utglidninger ble registrert i felt (Figur 4.16).

Begge profiler domineres av resistivitetsverdier mellom 50 og 200 Ωm, og dette tolkes som utvasket marin leire (Figur 4.17). Nær overflata er det høye resistivitetsverdier (opptil flere tusen Ωm) i et opptil 10 m tykt lag, i store deler av begge profiler. Dette tolkes som grove løsmasser, som til dels er tørre siden verdiene er så høye. Andre deler av overflatelaget, der resistivitetsverdiene er noe lavere, kan være tørrskorpeleire. Løsmassekartet viser også at det er silt og sand i overflata.

I ERT-4 er det ved profilpunkt 240 m ei lomme med svært lave resistivitetsverdier (under 10 Ωm). Dette skyldes trolig en installasjon, enten nedgravd metall eller jording av strømkabel. En høyspentmast står i dette området, med overgang fra luftkabel til jordkabel.

ERT-4 har høye resistivitetsverdier helt nederst i profilet, og antyder at berg stikker fram. Dette kan gjelde for ERT-5 også, men antydningen er enda svakere her. Det er bergblotninger nord, vest og sør for profilene. Sammenstilt med resistivitetsdataene, viser dette at bergoverflaten undulerer nokså mye i dette området.

4.2.6 ERT-4 og ERT-5 samtolket med boredata

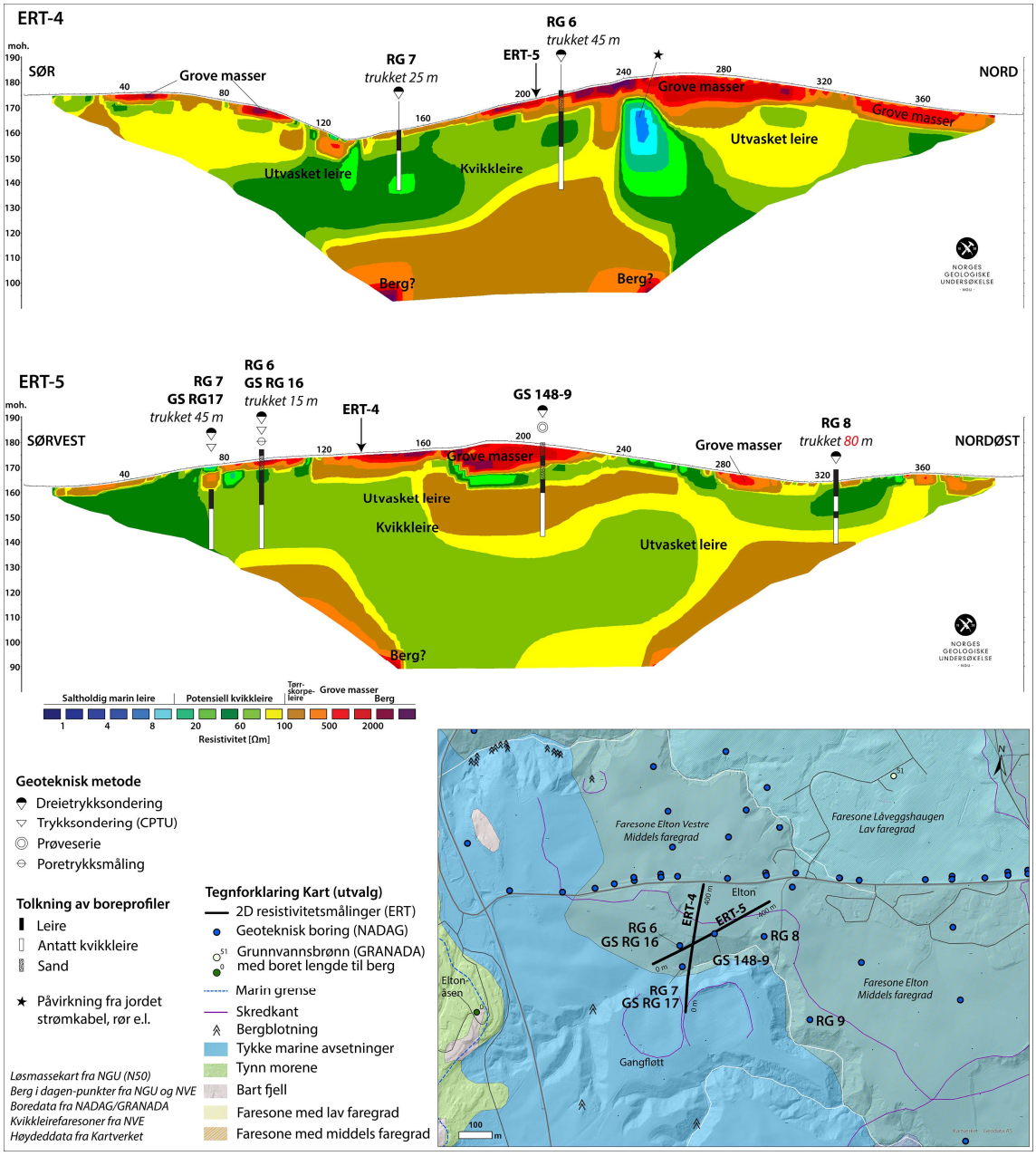
Langs profilene finnes det data fra 3 dreietrykksonderinger som er benyttet for samtolkning (Figur 4.17). To av sonderingene indikerer noe sandige masser i øverste 5-8 m. Under dette tolkes det som nokså homogen leire, trolig med kvikkleire i nedre halvdel. Boredata stemmer godt overens med resistivitetsdata.

Boringer langs Rv 178 ligger nord for ERT-profilene, litt for langt unna til å sammenlignes direkte. Data her viser at grunnen består av siltig leire som stedvis har et overliggende opptil 10 m tykt lag av silt og/eller sand (SVV 1997). Leira har varierende sensitivitet, men er stedvis kvikk. At leira i området er nokså siltig, kan være årsaken til at utvasket leire har litt høye resistivitetsverdier (50-200 Ωm).

Lokaliteten har ingen kartlagte glasifluviale avsetninger i nærheten, som kan forklare de grove massene i øvre lag. Siden leira under er nokså homogen, er det mindre sannsynlig at de grove massene kan knyttes til avsetningen av Gardermodeltaet (som ligger 5-6 km unna), selv om smeltevannsstrømmer med grovere masser kan ha nådd langt ut fra deltaet. Et alternativ er at dette er Romeriksmjele, som ligger over de marine avsetningene mange steder på Romerike (Figur 2.2). Laget ser likevel ut til å være noe tykkere og grovere enn Romeriksmjele er målt til andre steder, så massene kan muligens ha en annen avsetningshistorie.



Figur 4.16. Overflateutglidning i ravinen langs ERT-4. Foto: B.E. Larsen.



Figur 4.17. Resistivitetsprofilene ERT-4 og ERT-5 ved Elton. Nederst til høyre: Lokasjon til ERT-4 og ERT-5 samt andre grunnundersøkelser i området (se også Figur 2.2 for lokasjon). Kvartærgeologisk kart, faresoner, berg i dagen-punkter, og høydedata som bakgrunn (NGU 2025b; NVE 2022b, 2025a; Kartverket 2025), samt boredata (RG 2022; GS 2024b).

4.2.7 ERT-6 Taugland og ERT-8 Haga

ERT-6 er 600 meter langt og er målt på Taugland. Profilet starter på dyrket mark i vest og ender i ravinedal i øst (Figur 2.2, Figur 4.18).

Profilet domineres av resistivitetsverdier mellom 20 og 100 Ωm, og dette tolkes som utvasket marin leire. Nær overflata er det noe høye resistivitetsverdier (opptil 500 Ωm) som tolkes som innslag av grovere masser og ellers tørrskorpeleire. I nedre del av profilet er høyere resistivitetsverdier (200-500 Ωm). Dette er trolig grove løsmasser, som ligger over berg.

ERT-8 er 500 meter langt og er målt i nærheten av Haga. Det starter i sørvest på dyrket mark, krysser en ravinedal før det ender opp på dyrket mark igjen i nordøst (Figur 4.18).

Store deler av ERT-8 har resistivitetsverdier mellom 10 og 100 Ωm, og dette tolkes som utvasket marin leire. Det finnes noen lommer med litt høyere verdier (opp til 200 Ωm). Under bunnen av ravinen er resistivitetsverdiene lavere enn 10 Ωm, noe som tolkes som saltholdig, marin leire. I overflaten er det i vestre del lommer med høye resistivitetsverdier (opptil flere tusen Ωm), og disse tolkes som grove masser. I overflaten ellers er det trolig tørrskorpeleire.

4.2.8 ERT-6 og ERT-8 samtolket med boredata

For ERT-6 finnes det kun en tilgjengelig geoteknisk sondering nær nok for sammenligning (LG 135-8, Figur 4.18). Boringen indikerer leire i øvre del, med mulige kvikkleirelag på 20 m og 42 m dyp. Det er to 10-15 m tykke lag med grove masser i nedre halvdel av sonderingsprofilet. Det finnes også en sondering rett før starten av profilet, som indikerer leire med et grovt lag på 12 m dyp, og i den nedre tredjedelen av profilet. Det er også vist en sondering som ligger på samme platå, men 350 m unna. Denne er tatt med fordi den er boret ned til antatt berg, og bergdypet stemmer godt overens med overgangen mot høyrere resistivitetsverdier på ERT-6. Boredata stemmer godt overens med resistivitetsdata.

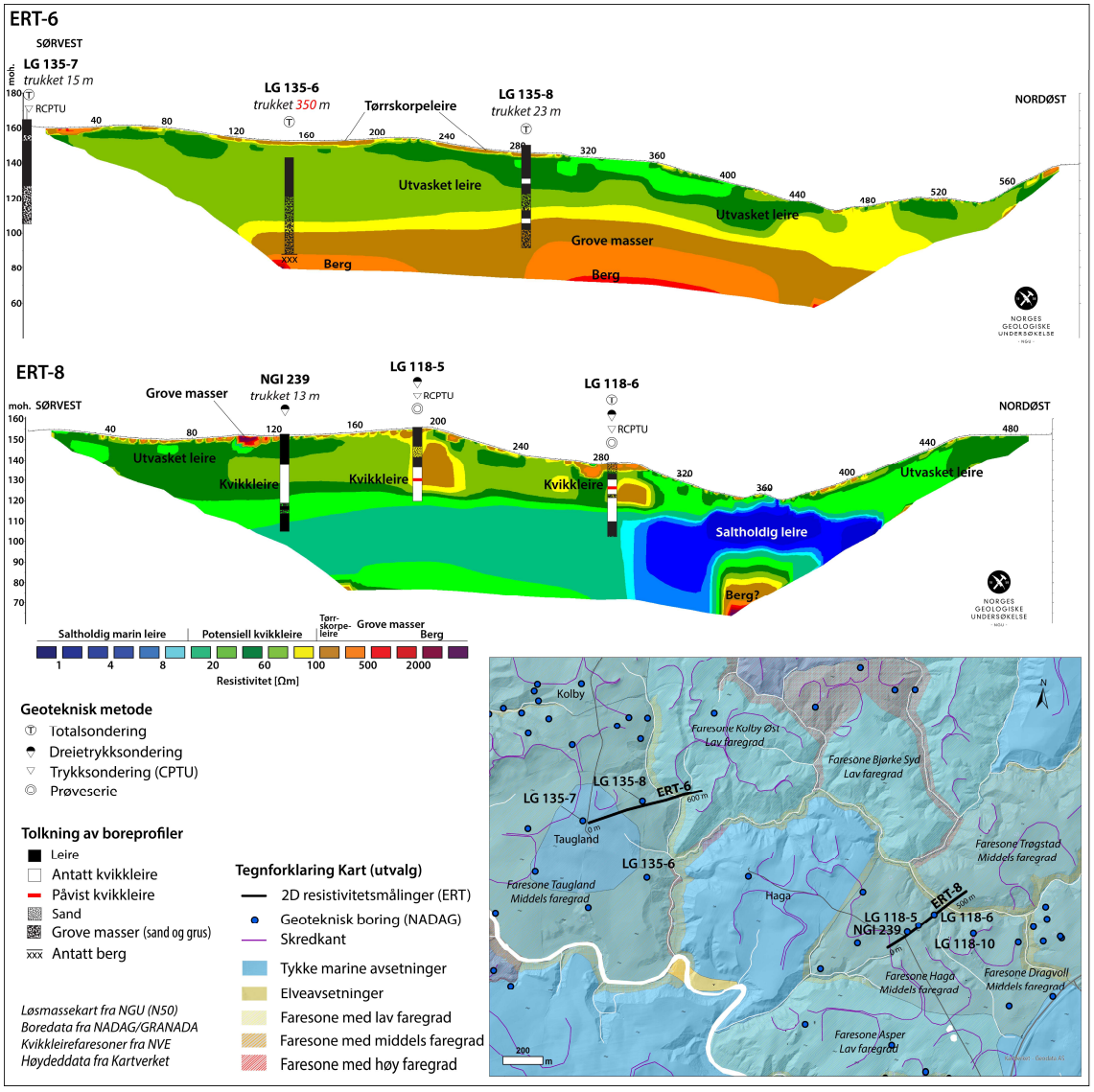
Det er tre boringer nær ERT-8, og to av disse har prøver som påviser kvikkleire (Figur 4.18). Boringene er i den delen av ERT-8 som har tolket utvasket leire, og stemmer godt overens med resistivitetsverdiene. Boring LG 118-5, og til dels boring LG 118-6, viser innslag av grove masser, noe som stemmer godt overens med at resistivitetsverdiene er noe høyere i disse delene av profilet. En boring som ligger noe lengre unna er brukt for å støtte tolkningen om stabil, salthold leire under ravinebunnen (LG 118-10).

Det finnes to sonderinger der resistivitet er målt under boringen (RCPTU). Sammenligning av resistivitet fra sondering og ERT er vist i kap. 4.2.11.

Dette området ligger omtrent 4-5 km rett sør for Gardermodeltaet. De grove massene i nedre del av ERT-6 er trolig distale deltaavsetninger. Også grove lag i leira som vises på boreprofiler, kan være knyttet til smeltevannsstrømmer fra nord.

Selv om de to ERT-profilene ligger nokså nær hverandre er de ganske forskjellige. ERT-6 har ingen antydning til saltholdig leire, slik ERT-8 indikerer under ravinen. Bunnen til skredgropene i området ligger generelt høyere enn nivået til saltholdig leire, dvs. at de har gått i utvasket leire.

Grove masser i overflaten, spesielt på ERT-8, kan være rester av Romeriksmjele. Dette finnes også kartlagt sør (på Kløfta) og øst for profilene (Figur 2.2).



Figur 4.18. Resistivitetsprofilene ERT-6 ved Taugland og ERT-8 ved Haga. Nederst til høyre: Lokasjon til ERT-6 og ERT-8 samt andre grunnundersøkelser i området (se også Figur 2.2 for lokasjon). Kvartærgeologisk kart, faresoner og høydedata som bakgrunn (NGU 2025b, NVE 2025, Kartverket 2025), boredata fra NGI (1990) og LG (2024).

4.2.9 ERT-7 Olstad

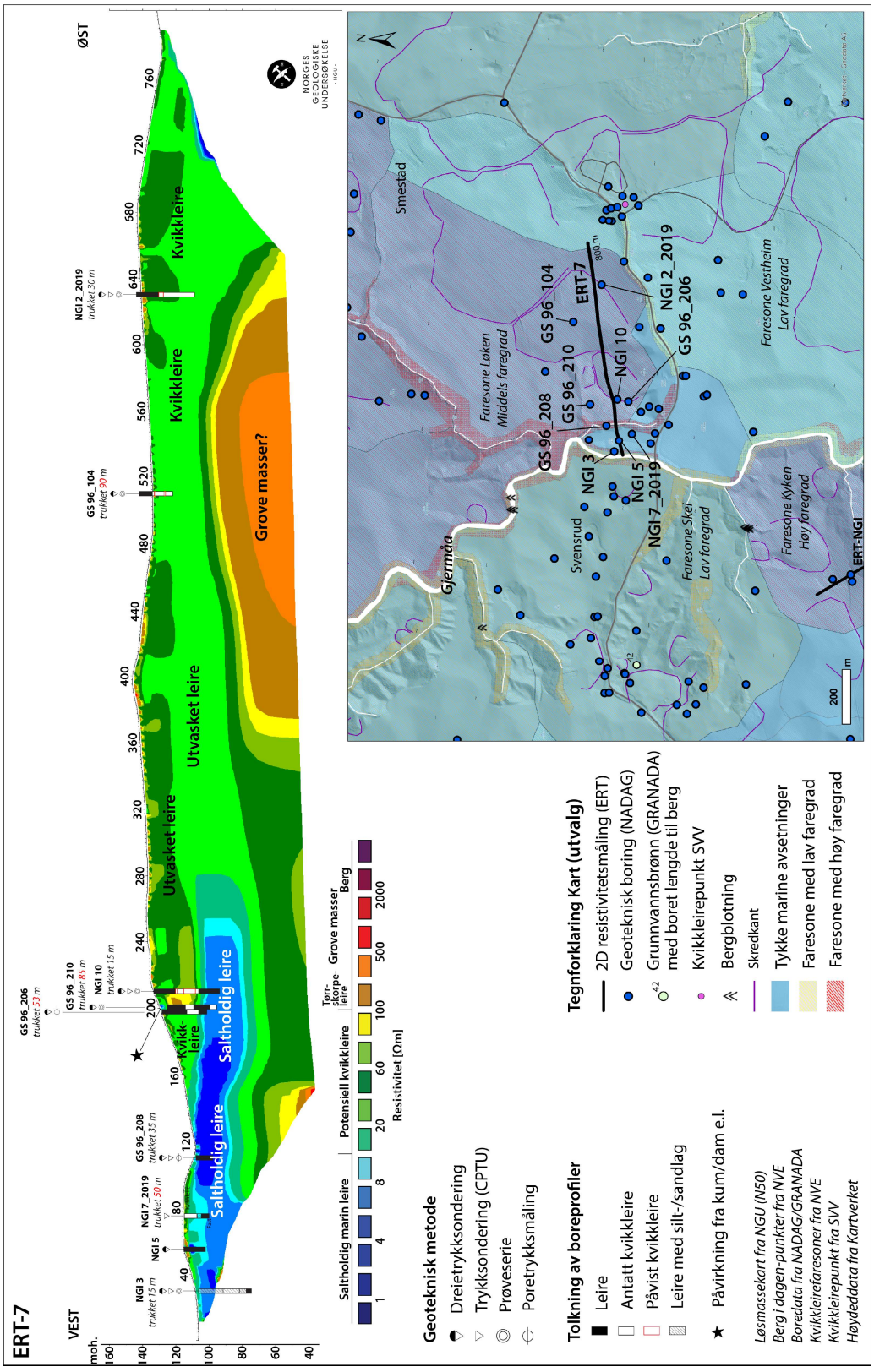
ERT-7 ligger ved Olstad og er 800 meter langt (Figur 2.2, Figur 4.19). Profilet starter ved Gjermåa i vest og krysser deretter en ravinedal. Profilet fortsetter gjennom to skredgroper hvor det er dyrket mark. Ved profilpunkt 200 m er det en liten dam.

Store deler av ERT-7 har resistivitetsverdier mellom 10 og 100 Ωm, og dette tolkes som utvasket marin leire. Under bunnen av ravinen er resistivitetsverdiene lavere enn 10 Ωm, noe som tolkes som saltholdig, marin leire. I overflaten er det bare noen få og små lommer med høyere resistivitetsverdier (opptil 500 Ωm), dette tolkes som tørrskorpeleire. Der dammen er ved profilpunkt 200 m er det lave resistivitetsverdier, noe som kanskje kan skyldes anrikning av mineraler pga. avrenning fra dyrket mark. I nedre del av profilet er høyere resistivitetsverdier (200-500 Ωm). Dette er trolig grove løsmasser.

NGI har målt et resistivitetsprofil ved Kyken ca. 1 km sørvest for ERT-7 (NGI 2022). Profilet ble målt på tvers av en ravine, og også her indikerte resistivitetsverdiene saltholdig leire i ei lomme under ravinebunnen (< 10 Ωm).

4.2.10 ERT-7 samtolket med boredata

Det finnes mange boringer i nærheten av ERT-7 (Figur 4.19). Boredata i den vestre delen indikerer at det finnes flere kvikkleirelag. Antatt kvikkleire fra sonderingene ligger stort sett innenfor 10-100 Ωm på ERT-7. Et unntak er boring GS 96_210, hvor nedre indikerte kvikkleirelag ligger innenfor < 10 Ωm, men her ligger boringen 85 m unna profilet. Boringene indikerer nokså homogen leire med få grove lag, med unntak av enkelte sonderinger i vest som indikerer en del silt- og sandlag. Boringene når ikke dypt nok til å verifisere grove masser i nedre del av ERT-7.

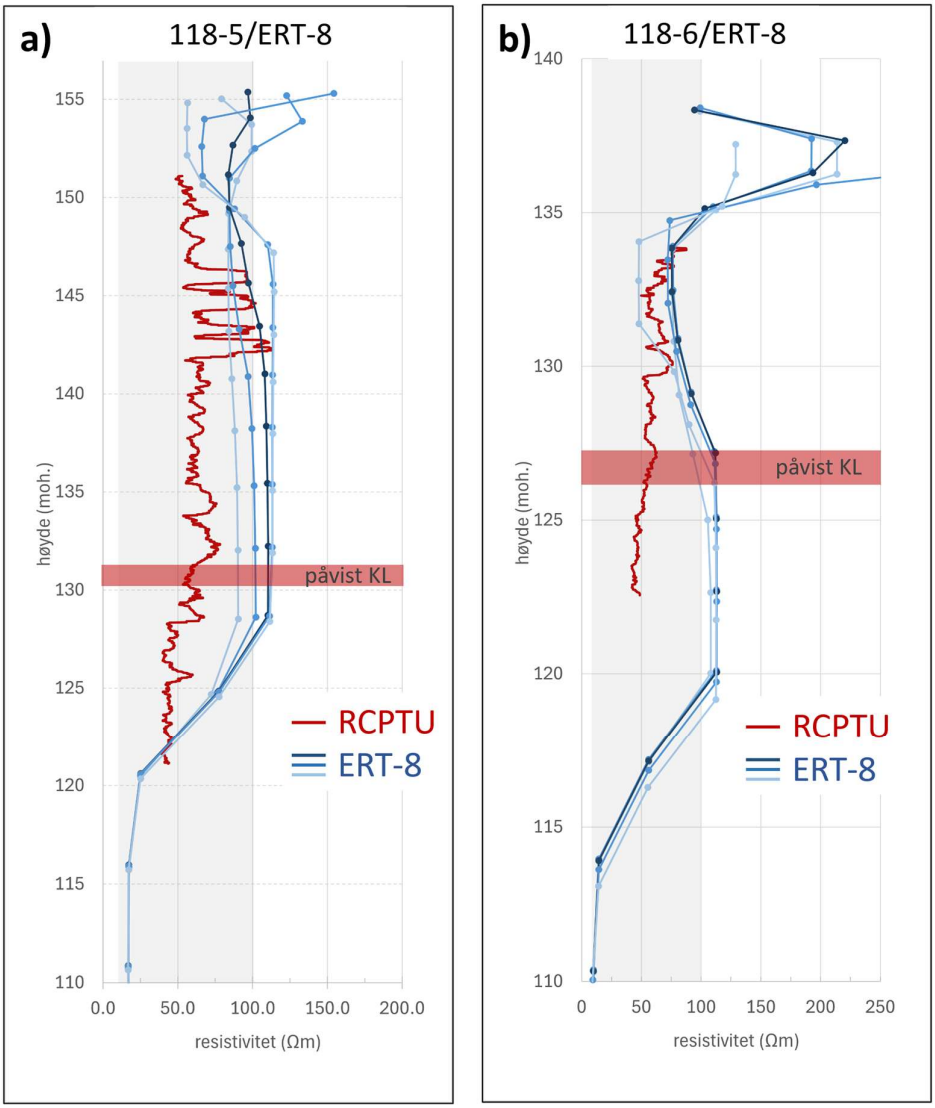


Figur 4.19. Resistivitetsprofil ERT-7 ved Olstad. Nederst til høyre: Lokasjon til ERT-7 samt andre grunnundersøkelser i området (se også Figur 2.2 for lokasjon). Kvartærgeologisk kart, faresoner, berg i dagen-punkter, og høydedata som bakgrunn (NGU 2025b; NVE 2022a, 2025a; Kartverket 2025), samt boredata (NGI 2013, 2019; GS 2024a).

4.2.11 Sammenligning av ERT og RCPTU

For to av boringene ved ERT-8 ved Haga i Ullensaker er RCPTU benyttet, dvs. at resistivitet er målt under sonderingen (LG 2024). Figur 4.20 viser sammenligning av resistivitetsverdier fra ERT og RCPTU.

RCPTU-verdiene er generelt litt lavere enn ERT-verdiene, men har lignende trend. Påvist kvikkleire har resistivitetsverdier på litt over 50 Ωm for RCPTU og ±100 Ωm for ERT.



Figur 4.20. Sammenligning av resistivitetsverdier fra RCPTU og resistivitetskurver fra ERT-målinger. ERT-data er plottet fra datakolonner som ligger nærmest RCPTU-målingen (mørk blå farge) og for datakolonner som er 5-10 m unna (lysere blåfarger). a) Målinger ved boring 118-5 ved Haga og ERT-8. Kvikkleire er påvist i prøve på 25-25,8 m dyp (ca. 130-131 moh.) b) Målinger ved boring 118-6 ved Haga og ERT-8. Kvikkleire er påvist i prøve på 12-12,8 m dyp (ca. 126-127 moh.).

5. SAMTOLKNING AV HEM-DATA OG ERT-DATA

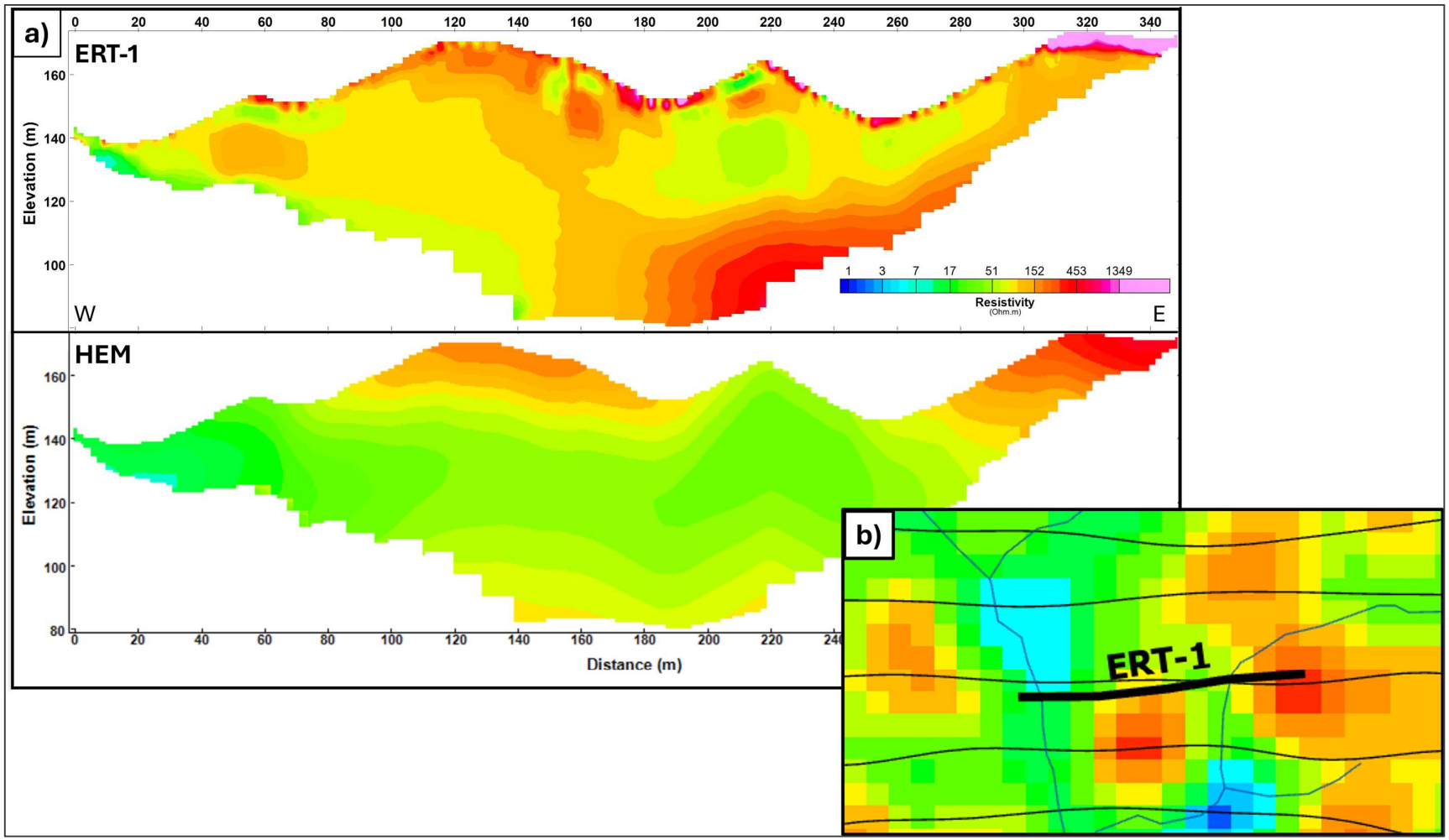
Resistivitetsdata samlet inn med ERT-målinger på bakken er her sammenlignet med data fra NGUs helikoptermålinger. En sammenligning mellom HEM-data fra NGU med data fra EMerald (avsnitt 2.3.1) er utført separat og rapportert i prosjektmøter. Dataene fra 3D-HEM-resistivitetsmodell er ekstrahert langs profillinjene for ERT-målinger. Siden oppløsningen til HEM-modellen er relativt grov (30 m horisontalt) er mange av datapunktene i Figur 5.1 – Figur 5.5 interpolert. Korrektur av canopy-effekten kan være unøyaktig over store arealer, siden korrekturen er basert på et grovt estimat av trehøyden (se avsnitt 3.1.2). Det kan dermed føre til en viss overkompensasjon (for lave resistivitetsverdier) som vises for eksempel langs Profil 5, 7 eller 8.

Siden de høy-frekvente HEM-dataene på 34 kHz-frekvensen var mangelfulle og ikke ble tatt med i endelige inversjonen, kan en ikke forvente god nok oppløsning i de øvre 10-15 m i HEM-resistivitetsmodellen. ERT-profilene ERT1, ERT-4 og ERT-5 viser et tynt, høy-resistivt lag på bakken, som ikke oppløses i HEM-data. Dette laget oppløses likevel ikke heller med HEM-frekvenser på 34 kHz, vist i en lignende studie fra Orkdal (Gradmann mfl. 2024).

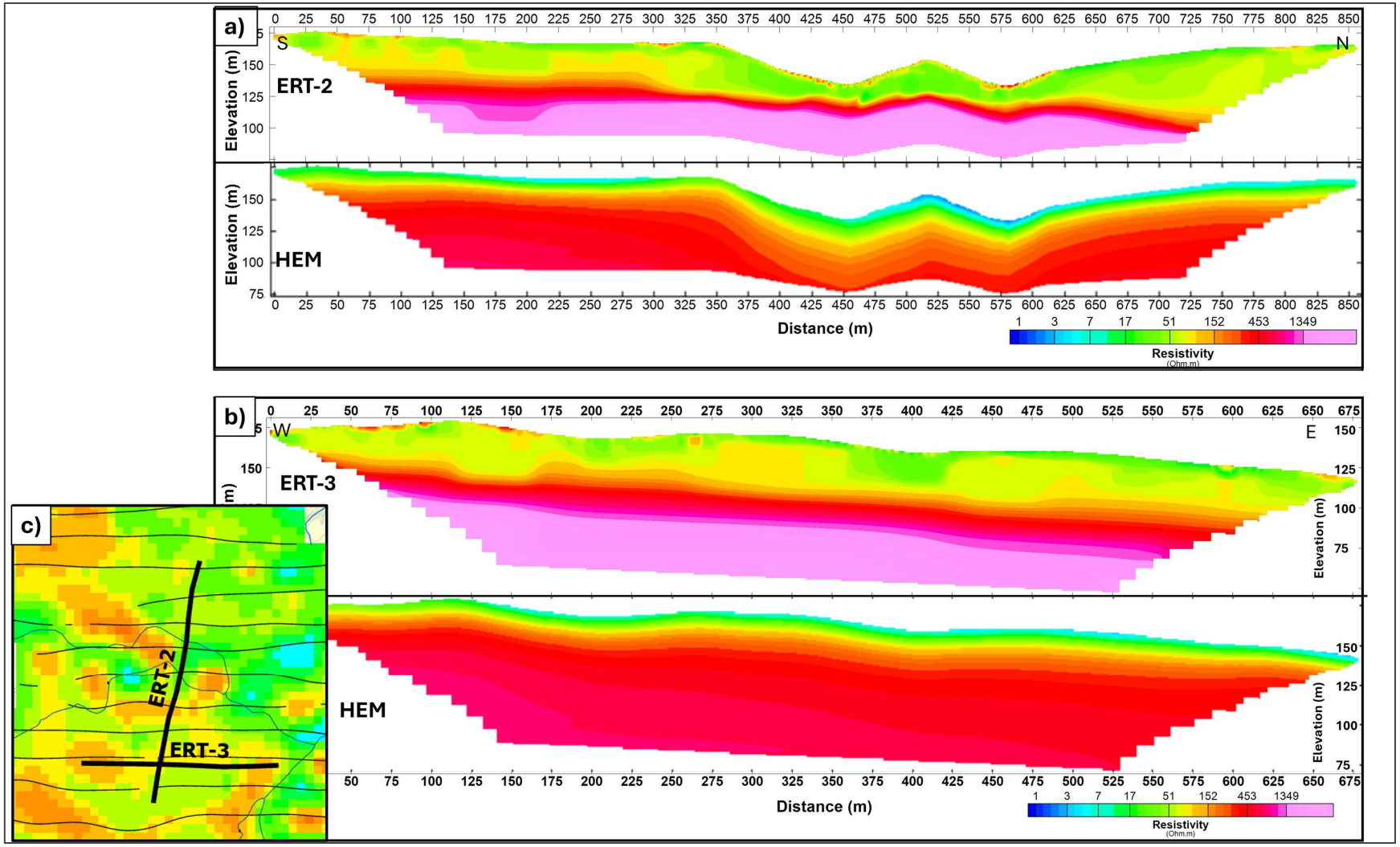
HEM-modellen viser en generell overgang fra lavere til høyere resistiviteter i dypet, noe som kan tolkes som overgang til berg. Denne overgangen er mye skarpere i ERT-data. Laterale resistivitetsvariasjoner i de øvre 20-25 m er ikke oppløst i HEM-modellen.

Grunnfjell er representert med resistivitetsverdier fra over ca. 1500 Ωm på ERT-profilene ERT-1 og ERT-2. På andre ERT-profiler er berg antydet med resistivitetsverdier rundt 1000 Ωm (ERT-6 og ERT-Kyken (NGI)). HEM-resistivitetsverdiene for berg er mye lavere, opp til ca. 500 Ωm. Den samme forskjellen er oppdaget og beskrevet i undersøkelsen fra Orkdal (Gradmann mfl. 2024). Forskjellen er delvis forankret i de ulike metodikkene, der bakkemålinger måler strømmen direkte, mens EM-metoden måler induksjonsrespons fra et større volum. Dessuten er NGUs HEM-sonde bygget for å oppdage lave resistivitetsverdier, som bl.a. kan knyttes til mineralforekomster. Instrumentet er mindre følsomt for høye resistiviteter. Som følge av lavere HEM-resistivitetsverdier for grunnfjell og den mer gradvise overgangen, er dyp til berg noen ganger avbildet på større dyp på HEM-data enn på ERT-data (eksempel ERT-1, ERT-5, ERT-6) og andre ganger grunnere (for eksempel langs ERT-2 og ERT-3)

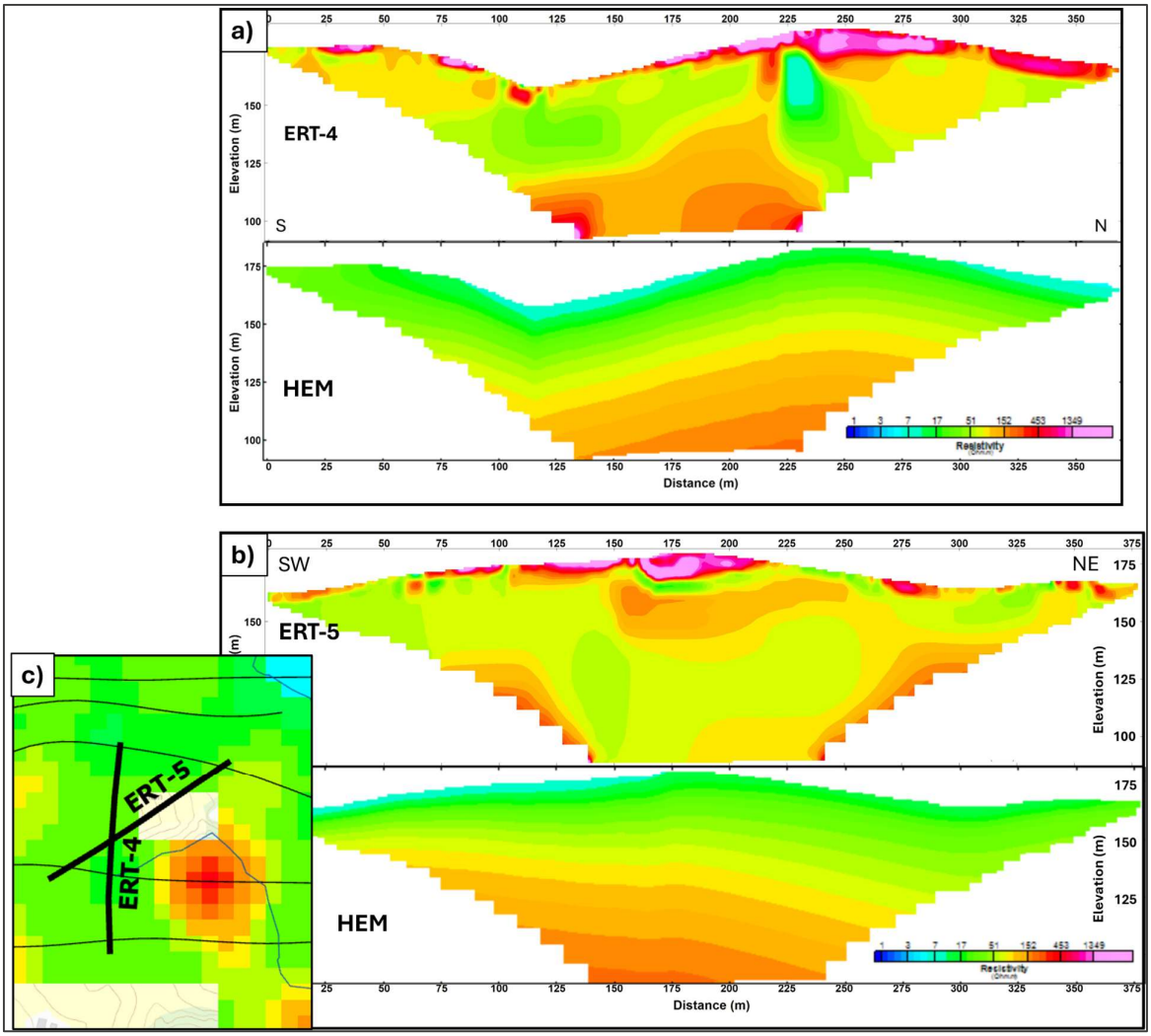
Lave resistivitetsverdier under 10 Ωm er dokumentert i ERT-profilene P7, P8 og P-Kyken. Disse lave resistivitetsverdiene er også avbildet i HEM-profilene, men gjerne litt grunnere og med noe bredere utstrekning.



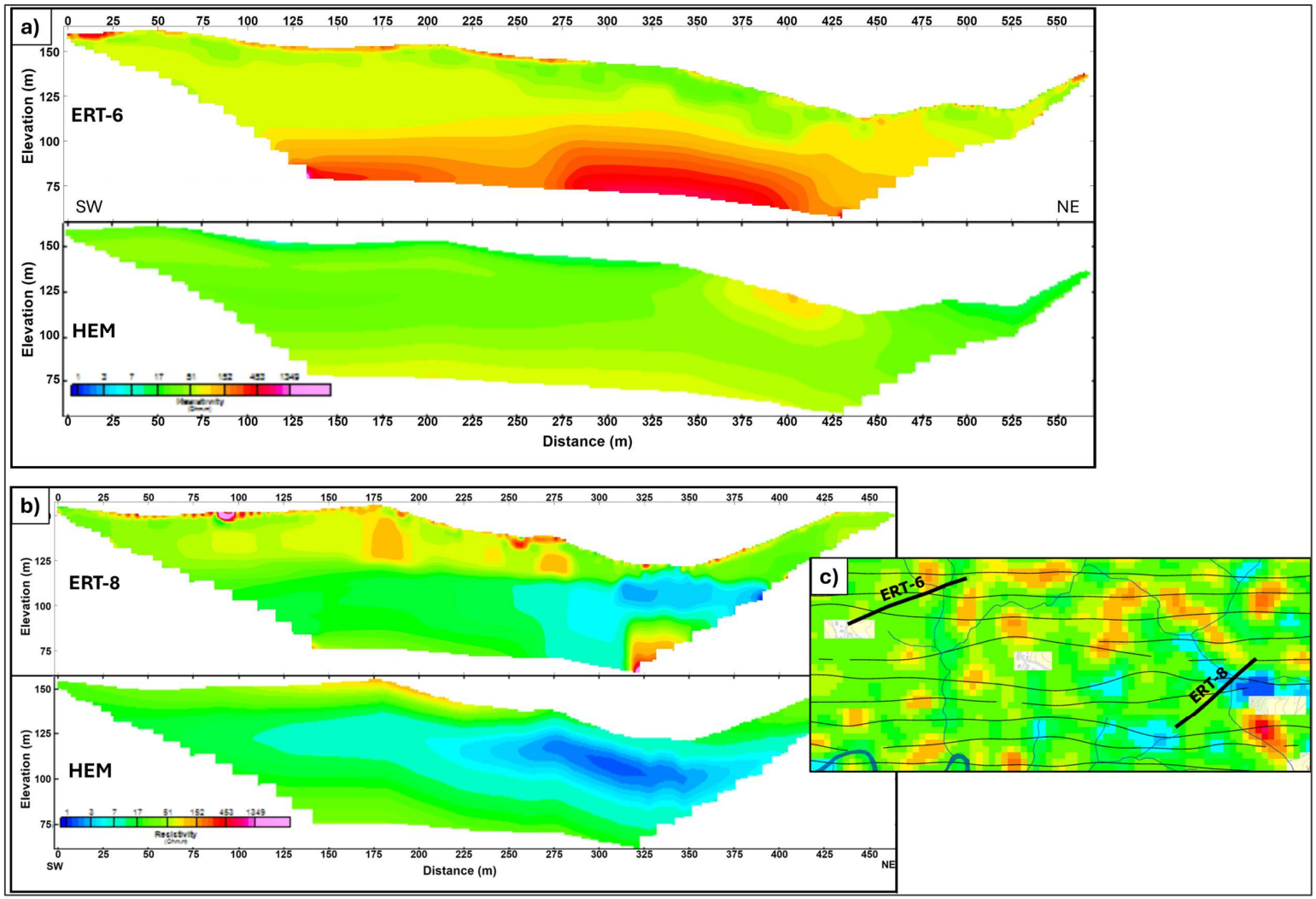
Figur 5.1. Sammenligning av ERT- og HEM-data ved Søndre Garder. a) Resistivitetsdata langs ERT-1. b) HEM-resistivitetsdata fra samme område i ca. dybde 10 m. Kartutsnittet viser flylinjer (tynne svarte linjer) og eventuelle datahull i HEM-modellen.



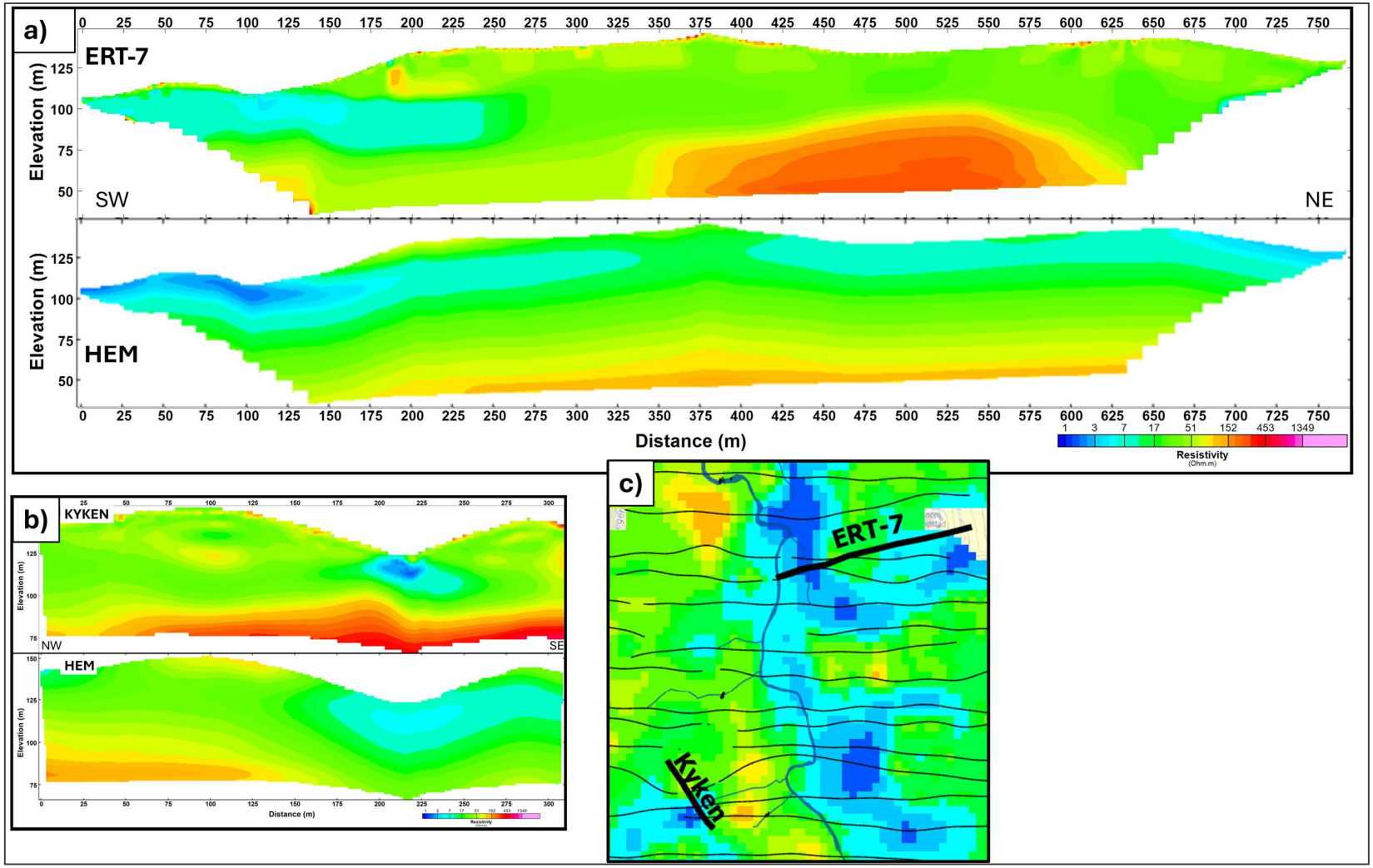
Figur 5.2. Sammenligning av ERT- og HEM-data ved Østby. a) Resistivitetsdata langs ERT-2. b) Resistivitetsdata langs ERT-3. c) HEM-resistivitetsdata fra samme område i ca. dybde 10 m. Kartutsnittet viser flylinjer (tynne svarte linjer) og eventuelle datahull i HEM-modellen.



Figur 5.3. Sammenligning av ERT- og HEM-data ved Elton. a) Resistivitetsdata langs ERT-4. b) Resistivitetsdata langs ERT-5. c) HEM-resistivitetsdata fra samme områder i ca. dybde 10 m. Kartutsnittet viser flylinjer (tynne svarte linjer) og eventuelle datahull i HEM-modellen.



Figur 5.4. Sammenligning av ERT- og HEM-data ved Taugland og Haga. a) Resistivitetsdata langs ERT-6. b) Resistivitetsdata langs ERT-8. c) HEM-resistivitetsdata fra samme områder i ca. dybde 10 m. Kartutsnittet viser flylinjer (tynne svarte linjer) og eventuelle datahull i HEM-modellen.



Figur 5.5. Sammenligning av ERT- og HEM-data ved Olstad og Kyken. a) Resistivitetsdata langs ERT-7. b) Resistivitetsdata langs ERT-Kyken (NGI 2022). c) HEM-resistivitetsdata fra samme områder i ca. dybde 10 m. Kartutsnittet viser flylinjer (tynne svarte linjer) og eventuelle datahull i HEM-modellen.

6. DISKUSJON

6.1 Løsmassegeologien på Romerike

I den vestlige delen av Gardermodeltaet var dalen sannsynligvis fylt med marine avsetninger nesten opp til marin grense. Siden Romerike-bassenget ble hevet over havet tidlig i Holocen, ble sedimentene i Gardermodeltaet og de marine sedimentene i området foran deltaet avsatt over en relativt kort periode. De fleste sedimentene er siltig leire eller leirholdig silt, men inneholder også sand, grus og stein. Grovt materiale finnes lagdelt med leire i områder nær deltafronten, eller noe lenger unna fra smeltevannsstrømmer eller isfjell. I nærheten av Gardermodeltaet er den marine leira trolig i stor grad utvasket siden den er lagdelt med sand/grus. Innslag av grove masser gjør at resistivitetsverdiene er nokså høye (100-200 Ωm) i deler av det som tolkes som utvasket leire på ERT-1. Det er usikkert hvor langt sør grove avsetninger fra deltaet har nådd, men de grove massene i nedre del av ERT-6 er trolig distale deltaavsetninger (4-5 km rett sør for Gardermodeltaet).

Den høye skredaktiviteten på Romerike, samt profiler der resistivitetsverdier på 10-100 Ωm dominerer, indikerer at mye av leira er utvasket og kvikk. Etter isavsmeltingen ble Romerike-bassenget raskt delvis isolert fra åpen sjø, og med betydelig tilførsel av smeltevann fra isbreene var det brakkvannsforhold. Imidlertid beholdt trolig bassengvannet tilstrekkelige ionekonsentrasjoner til å flokkulere de finkornige partiklene, og danne den åpne strukturen som er karakteristisk for marine leiravsetninger. Det i utgangspunktet lave saltinnholdet, samt de høye sedimentasjonsratene som kan ha gitt en relativt løs avsetningsstruktur, kan ha bidratt til tidlig kvikkleiredannelse. Dette støttes av en tolkning av at flere av skredene trolig er svært gamle, basert på hvor de ligger i terrenget, og at det innenfor gropene er ravinering og yngre skredhendelser.

Saltholdig leire ligger i en lomme under ravinenivå i hovedsak i den sørlige delen av studieområdet, f.eks. på ERT-8 og ERT-7, og på NGIs profil i Kyken. Lignende lagdeling ble også funnet i studier i Trøndelag (Solberg mfl. 2012, 2015). I disse tilfellene var tolkningen at berggrunnen lå nokså dypt og at utvasking som følge av eventuelle oppadgående grunnvannsstrømmer ikke hadde nådd dette nivået i profilet. Utvasking og kvikkleiredannelse hadde derfor primært foregått i nivået over elve-/bekke-/ravine-bunnen. For de tre ERT-profilene på Romerike finnes det bergblotninger noen hundre meter unna, og berggrunnen er undulerende i området. Sammenhengen er derfor ikke helt entydig, og siden profilene ligger nokså midt i dalen/området er det derfor noe mer utfordrende å vurdere grunnvannsstrømningene. Også HEM-data antyder at saltholdig leire finnes under bekke-/elvenivå i midtre del av studieområdet. Flere steder på Romerike er det påvist grunnvann som står under høyt trykk som kan bidra til kvikkleiredannelse (Longva 1987). En systematisk gjennomgang av poretrykksdata kan bidra til å bedre forståelsen for grunnvannsstrømning og utvasking/kvikkleiredannelse på Romerike.

For profilene som ligger nærmere Romeriksåsene (ERT-2 – ERT-5) ligger berget grunt nok til at det vises på profilene. Her er all den marine leira utvasket, og profilene er omringet av skredgroper.

Kanskje med unntak av lokalitetene for de nordligste ERT-profilene (ERT-1 – ERT-3), ble trolig mesteparten av studieområdet oversvømt i forbindelse med katastrofetapninger av bredemte sjøer nord for Romerike. Romeriksmjele (silt og finsand) ble avsatt over de marine avsetningene. Det har tidligere vært dokumentert at disse avsetningene er noen desimeter tykke (Longva 1987), men boredata indikerer stedvis at de er tykkere. Øvre deler av ERT4-ERT5 har høye resistivitetsverdier i overflaten, som potensielt kan være drenert Romeriksmjele, men laget er nokså tykt. Om det kan være en annen opprinnelse til disse massene må eventuelt undersøkes, noe kan også være strandavsetninger. Variasjon i strømningsforhold ved oversvømmelsene kan ha gitt tykkere

avsetninger i noen områder (f.eks. områder i le eller bakevjer). Romeriksmjele ligger i hovedsak i høyere deler av terrenget, mesteparten er trolig erodert bort av vassdrag, ravinering og skredhendelser.

6.2 Resistivitetsdata på Romerike

ERT-data stemmer godt overens med boredata, der resistivitetsverdier 10-100 Ωm tilsvarer utvasket eller siltholdig leire og høyere verdier korrelerer med grovere masser. I enkelte tilfeller er det tolket leire med resistivitetsverdier opp til 200 Ωm, noe som kan tilsvare vekslende lag av fin- og grovkornige løsmasser. Der boringer når berg korrelerer disse dybdene med overgangen til høyere resistivitetsverdier. To RCPTU-måling er tatt i nærheten av ERT-profilene. Disse viser litt lavere resistivitetsverdier enn ERT-målingene (50 vs. 100 Ωm), men ligger likevel innenfor det samme tolkningsintervall for løsmassetype. Flere boringer nær ERT-profilene og flere RCPTU-målinger kunne bidratt til ytterligere korrelering mellom de ulike metodene.

6.3 Utfordringene med HEM på Romerike

Som beskrevet i seksjon 3.1.2 har datasettene fra Hurdal- og Romerike-undersøkelsene en del utfordringer. Reprosessering av Hurdal-data som ble samlet inn for mer enn 20 år siden førte til tydelige forbedringer i resistivitetsdata, men for eksempel instrumentelle feil kunne ikke korrigeres. Dermed er datasettet egnet for å kartlegge regionale strukturer, men kan ikke oppløse variasjoner med horisontale avstander under 60 m. Likevel er 3D-modellen fra området nyttig for å forstå fordeling og tykkelse av løsmasser, og spesielt marin leire.

Romerike-datasettet er preget av canopy-effekten, som førte til feil (for høye) resistivitetsverdier i skogkledte områder. Effekten ble stort sett fjernet ved å estimere skogs- og trehøyder fra andre datasett. Likevel er en slik framgangsmåte for å bestemme sensorhøyden mye mer unøyaktig enn presise lasermålinger fra helikopteret. NGUs framtidige målinger vil bruke presise laser-høydemålinger.

Romerike-datasettet ble også preget av mye ikke-lineær drift på den høyeste frekvensen, noe som førte til at denne komponenten kunne ikke brukes i inversjonen, og at resistivitetsmodellen dermed ikke oppløser de øverste 10-15 m. Denne ikke-lineære driften har ikke vært like utfordrende på tidligere målinger (f.eks. Gradmann mfl. 2024), og kan eventuelt tilknyttes værforholdene. Likevel viser dette at den gamle EM-sonden til NGU bør erstattes med et mer moderne instrument om man vil gjennomføre undersøkelser i grunne lag.

Problemene med datasettene kan være årsaken til at det fremdeles er noen usikkerheter rundt resistivitetsverdiene i HEM-dataene, f.eks. nær overflaten. Stedvis er det høy resistivitet (> 300 Ωm) i overflaten på steder der det er dypt til berg. Noe av dette kan skyldes drenerte, grove masser, f.eks. nær Gardermodeltaet eller der det finnes elveavsetninger. Det kan også henge sammen med områder der Romeriksmjelen er mer sandig, men generelt er resistivitetslaget trolig litt for tykt til kun å tolkes som slike avsetninger. Dette må eventuelt vurderes i en egen studie. Noen steder er resistivitetsverdiene i overflaten lave (< 10 Ωm), noe som kan indikere saltholdig leire, men mulig dette er påvirkning fra høyspentledninger. Landbruk kan også påvirke resistivitetsverdiene i overflaten.

Romerike-datasettet omfatter ca. 2150 linjekilometer og dekker et areal på 215 kvadratkilometer. Størrelsen til datasettet tillater ikke en felles inversjon til en 3D-modell, siden inversjonsrutinen ikke kan håndtere så store datamengder. Å dele datasett i mindre områder påvirkere ikke det endelige resultatet, men kompliserer arbeidsflyten.

7. KONKLUSJONER

Denne studien gir en unik regional oversikt over løsmassesammensetningene i tidligere Romeriksfjorden. Undersøkelsene bekrefter at løsmassene i området i hovedsak består av marine avsetninger som i stor grad består av leire og leirig silt. Det er store lokale variasjoner i kornstørrelser og største forekomsten av grove sedimenter finnes på og i nærheten av Gardemodeltaet. Dette stemmer godt overens med resistivitetskartleggingen der verdiene mellom 1 og 200 Ωm reflekterer varierende sammensetning av marine avsetninger med varierende saltholdighet, utvaskingsgrad og kornstørrelsesfordeling. Ved verdier mellom 100 og 200 Ωm er det ofte innslag av grove lag i leira.

Resistivitetsverdiene antyder at store deler av studieområdet har utvasket, potensiell kvikk leire, noe som stemmer godt overens med de mange tidligere leirskredene som har blitt kartlagt. Saltholdig marin leire finnes i store deler av det sørlige studieområdet, i nivået under bunnen av elver/bekker og dype raviner. Dette antyder at utvaskingen har blitt styrt og begrenset av lokale forhold som gradvis nedskjæring under senkning av erosjonsbasis, endring av grunnvanns-gradienter i skråninger, og av lagdelingen og berggrunnstopografien. Veksling mellom fin- og grovkornige lag kan ikke kartlegges med ERT, men samtolkning med boredata og geologisk forståelse likevel kan gi et godt bilde av forholdene.

Til tross for utfordringer med canopy-effekten, ikke-lineær drift og begrenset oppløsning i HEM-dataene, gir datasettene verdifull informasjon om løsmassenes fordeling og tykkelse. Romeriksdataene viser at HEM-metoden kan være nyttig til regional kartlegging, men at nøyaktigheten til det brukte systemet reduseres i områder med skogdekke og komplisert topografi. Generelt viser studien at HEM-data er for unøyaktige og har for dårlig oppløsning til at de kan brukes til å kartlegge mulige kvikkleireforekomster detaljert. Forbedrede målemetoder, inkludert bruk av moderne EM-instrumenter og presise laserhøydemålinger, vil kunne øke datakvaliteten betydelig i fremtidige undersøkelser. HEM-data gir likevel indikasjoner på områder med utvasket leire som må undersøkes nærmere med andre metoder før det kan konkluderes mht. kvikkleireforekomst. HEM-data kan også gi indikasjoner på hvor det mest sannsynlig ikke er kvikkleire, noe som kan indikere barrierer mot skredutløsning og -utbredelse. Dette er også nyttig for bedre avgrensning av faresoner. ERT kan benyttes i områder hvor man ønsker mer detaljerte data for potensielle kvikkleireforekomster, andre løsmasser og berg.

Datasettet vil kunne benyttes til videre arbeid med regional tolkning av grunnforhold på Romerike, muligens supplert med flere detaljerte geofysiske undersøkelser. For å øke forståelsen for grunnvannsstrømning, utvasking og prosesser som styrer dannelsen av kvikkleire, og for landskapsutvikling i regionen, anbefales en systematisk sammenstilling av boredata, poretrykksdata og resistivitetsdata, kombinert med informasjon om løsmassegeologi og geomorfologi.

8. REFERANSER

ABEM 2012: ABEM Terrameter LS. Instruction Manual, release 1.11. Sundbyberg: ABEM Instrument AB, Sweden.

Argeo 2021: Refraksjonsseismikk, Gjerdrum. Innsamling og tolkning av refraksjon- og overflatebølgeseismikk over leirskredet i Gjerdrum. Argeo rapport ARG-21014-02, 25.07.2021.

Bargel, T. 2005: Spor etter istiden i Oslo og Akershus. Gråsteinen.

Baranwal, V.C. & Gradmann, S. 2025a: 3D resistivity model from Hurdal2000 HEM dataset (SE part), Southern Norway. Zenodo. https://doi.org/10.5281/zenodo.16028210.

Baranwal, V.C. & Gradmann, S. 2025b: 3D resistivity model from HEM data, Romerike region, Southern Norway. Zenodo. https://doi.org/10.5281/zenodo.15965927.

Baranwal, V.C., Rønning, J.S., Dalsegg, E., Solberg, I.L., Tønnesen, J.F., Rodionov, A. & Dretvik, H. 2015: Mapping of marine clay layers using airborne EM and ground geophysical methods at Byneset, Trondheim municipality. NGU-rapport 2015.006.

Baranwal, V.C., Rønning, J.S., Solberg, I.L., Dalsegg, E., Tønnesen, J.F. & Long, M. 2017: Investigation of a sensitive clay landslide area using helicopter-borne and ground geophysical surveys. I: V. Thakur mfl. (red.), Landslides in Sensitive Clays, Springer 2017, ISSN 1878-9897, doi: 10.1007/978-3-319-56487-6_42.

Baranwal, V.C. med flere, in prep: Helicopter-borne magnetic, electro-magnetic and radiometric geophysical survey in Romerike area, Akershus county. NGU-rapport 2025.009.

Baranwal., V., Larsen, B.E., Gradmann, S. and Solberg, I.L. 2024: Correcting canopy effect for HEM resistivity using DEM: An example of quick-clay mapping from Norway. EAGE Near surface geoscience conference, Helsinki, Finland, sept. 2024.

Beard, L.P. & Mogaard, J.O. 2001: Data acquisition and processing – helicopter geophysical surveys, Hurdal, 2000. NGU-rapport 2001.018.

Dahlin, T. 1993: On the automation of 2D resistivity surveying for engineering and environmental applications. PhD Thesis, 187 p.

Dahlin, T. & Zhou, B. 2006: Multiple-gradient array measurements for multichannel 2D. Near Surface Geophysics, Vol 4, No 2, 113-123.

EMerald 2022: Kvikkleirekartlegging NVE, Leveransebeskrivelse geoskanning 2021. Rapport 21019-01-R, 04.04.2022.

Geosoft 2005: Helicopter electromagnetic data processing, analysis and presentation system for Oasis montaj v. 6.2 Geosoft Inc.

Gradmann, S., Solberg, I.L., Baranwal, V.C., Larsen, B.E., Tassis, G., Hansen, L., Penna, I., Tetreault, J., Noel, F. & Rønning, J.S. 2024: Geofysisk og geoteknisk 3D kartlegging av kvartære avsetninger i Orkdal med fokus på marin leire og kvikkleire. NGU-rapport 2024.012.

GRANADA 2025: Nasjonal grunnvannsdatabase: https://geo.ngu.no/kart/granada_mobil/. Norges geologiske undersøkelse. [Sitert juni 2025]

Grønvold, K.S. 2023: Geoelectrical methods for mapping of quick clay in landslide area in Gjerdrum, Norway. NTNU Masteroppgave. https://hdl.handle.net/11250/3092499.

GS 2024a: Grunnundersøkelser. Gjerdrum soneutredning, Gjerdrum kommune. Geoteknisk datarapport, Fase 1 og 2. GeoStrøm rapport 3571 R1, 08.08.2024.

GS 2024b: Grunnundersøkelser. Nannestad soneutredning, Nannestad kommune. Geoteknisk datarapport, Fase 1 og 2. GeoStrøm rapport 3737 R1, 02.12.2024.

Hillestad, G. 1969: Seismiske undersøkelser Kløfta, Ullensaker. NGU-rapport 846 A.

Høgaas, F., Hansen, L., Berthling, I., Klug, M., Longva, O., Nannestad, H.D., Olsen, L. & Romundset, A. 2023: Timing and maximum flood level of the Early Holocene glacial lake Nedre Glomsjø outburst flood, Norway. Boreas 52, s. 295-313.

Kartverket 2025: Høydedata: https://hoydedata.no/LaserInnsyn2/. [Sitert juni 2025]

Liu, Y., Farquharson, C.G., Yin, C. & Baranwal, V.C. 2018: Wavelet-based 3-D inversion for frequency-domain airborne EM data. Geophysical Journal International 213, 1-15.

LG 2024: NVE GU Ullensaker, Ullensaker Kommune. Geoteknisk datarapport. Løvlien Georåd rapport 22647 nr. 1 rev02, 22.11.2024.

Loke, M.H. 2018: Geoelectrical Imaging 2D & 3D. Instruction Manual. Res2DInv version 4.08. http://www.geotomosoft.com

Longva, O. 1987: Ullensaker 1915 II. Beskrivelse til kvartærgeologisk kart M 1:50 000. NGU Skrifter 76.

Longva O. & Thoresen M.K. 1989: The age of the Hauerseter delta Norwegian Journal of Geology 69, s. 131-134.

Longva, O. & Østmo, S. 1986: Ullensaker 1915 II, kvartærgeologisk kart M 1:50 000. NGU.

Mangerud, J., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø. & Svendsen, J.I. 2011: Glacial history of Norway. Developments in Quaternary Sciences (Elsevier), s. 279-298.

NADAG 2025: Nasjonal database for grunnundersøkelser: https://geo.ngu.no/kart/nadag/. Norges geologiske undersøkelse. [Sitert juni 2025]

NGF 2011: Veiledning for symboler og definisjoner i geoteknikk. Identifisering og klassifisering av jord. Norsk Geoteknisk Forening melding nr. 2.

NGI 1990: Kartlegging av områder med potensiell fare for kvikkleireskred. Kartblad Ullensaker. Boreresultater. NGI-rapport 860019-2, 31.05.1990.

NGI 1994: Kartlegging av områder med potensiell fare for kvikkleireskred. Kartblad Nannestad. Boreresultater. NGI-rapport 81071-2, 18.03.1994.

NGI 1991: Hovedflyplassprosjektet Gardermoen. Grunnundersøkelser. NGI-rapport 900086-1, 28. juni 1991.

NGI 2013: Ask-Solheim, kvikkleireutredning spillvannstrasé. Grunnundersøkelser - datarapport Ask - Solheim. NGI-rapport 20190007-01-R, 12.04.2019.

NGI 2019: Spillvannsledning Solheim - Ask og Hellen - Kjærstadsletta, Gjerdrum kommune. Grunnundersøkelser, stabilitetsberegninger og mulige trasevalg. NGI-rapport 20120772-01-R, 17.12.2013.

NGI 2022: ERT-målinger Kyken kvikkleiresone. NGI teknisk notat 20200909-19-TN, 01.08.2022.

NGU 2025a: Berggrunnskart på nett: https://geo.ngu.no/kart/berggrunn_mobil/. Norges geologiske undersøkelse. [Sitert juni 2025]

NGU 2025b: Kvartærgeologisk kart på nett: https://geo.ngu.no/kart/losmasse_mobil/. Norges geologiske undersøkelse. [Sitert juni 2025]

NGU 2025c: NGUs fly og helikoptergeofysikk på nett: https://geo.ngu.no/geoscienceportalopen/search. Norges geologiske undersøkelse. [Sitert juni 2025]

NGU 2025d: Norges bakkegeofysikk og borehull på nett: https://geo.ngu.no/kart/geofysikk_mobil. Norges geologiske undersøkelse. [Sitert juni 2025]

NGU 2025e: Temakart Landformer fra Norges geologiske undersøkelse: https://geo.ngu.no/kart/common_mobil/?_/kart/losmasse_mobil/__lang=nor::map=17 [Sitert juni 2025]

NVE 2020a: Oversiktskartlegging og klassifisering av faregrad, konsekvens og risiko for kvikkleireskred: metodebeskrivelse. NVE Ekstern rapport nr. 9/2020.

NVE 2020b: Sikkerhet mot kvikkleireskred. Vurdering av områdestabilitet ved arealplanlegging og utbygging i områder med kvikkleire og andre jordarter med sprøbruddegenskaper. Retningslinjer for planlegging og utbygging i fareområder langs vassdrag. NVE Veileder nr. 1/2019.

NVE 2022a: Erosjonsbefaring i eksisterende kvikkleiresoner i Gjerdrum kommune. NVE-rapport 8/2022.

NVE 2022b: Erosjonsbefaring i eksisterende kvikkleiresoner i Nannestad kommune. NVE-rapport 9/2022.

NVE 2022c: Erosjonsbefaring i eksisterende kvikkleiresoner i Ullensaker kommune. NVE-rapport 10/2022.

NVE 2025: Temakart for aktsomhetsområder og faresoner for kvikkleireskred fra Norges vassdrags- og energidirektorat: https://temakart.nve.no/tema/kvikkleire. [Sitert juni 2025]

Olerud, S. 2002: Berggrunnskart Nannestad, 1915III, M 1:50 000. NGU.

Penna, I. & Solberg, I.L. 2022: Statistiske analyser av morfologiske parametre for leirskred i Trøndelag og Viken. NGU-rapport 2022.029.

Rankka, K., Anderssen-Sköld, Y., Hultén, C., Larsson, R., Leroux, V. & Dahlin, T. 2004: Quick clay in Sweden. Swed Geotech Inst Report 65.

Reynolds, J.M. 2011: An Introduction to Applied and Environmental Geophysics (2nd ed.). Chichester, West Sussex: Wiley-Blackwell.

Rosenqvist, I.T. 1953: Considerations on the sensitivity of Norwegian clays. Géotechnique 3, 195-200.

Ryan, I., Bruvoll, A., Foldal, K.M., Hæreid, G.O., Muthanna, T.M., Nordal, S. Ottesen, H.B. & Solberg, I.L. 2021: Årsakene til kvikkleireskredet i Gjerdrum 2020. Gjerdrumutvalgets rapport til OED avlevert 29. september 2021.

RG 2022: Grunnundersøkelser i faresoner i Nannestad kommune. Romerike Geoteknikk rapport 1448/50199, 30.04.2022.

Romundset, A., Roalkvam, I., van Boeckel, M., Høgaas, F., Henningsmoen, K. E., Høeg, H. I. & Sørensen, R. 2025: Shoreline and deglaciation chronology in southeast Norway. Boreas. https://doi.org/10.1111/bor.70024. ISSN 0300-9483.

Solberg, I.L., Baranwal, V.C., Dalsegg, E., Dretvik, H., Gasser, D., Rønning, J.S. & Tønnesen, J.F. 2015: Geologi på Byneset: en sammenstilling av geologiske, geofysiske og geotekniske data. NGU-rapport 2015.002.

Solberg, I.L., van Boeckel, M. Anders Romundset, Gradmann, S. & Bendle, J. 2025: Integrating detailed mapping of landslide scars and ground investigations to better understand landscape development in uplifted marine deposits, Romerike, Norway. IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science 1523 (2025) 012026, doi:10.1088/1755-1315/1523/1/012026. 3rd IWLSC 2025, Quebec, Canada.

Solberg, I.L., Long, M., Baranwal, V., Gylland, A. & Rønning, J.S. 2016: Geophysical and geotechnical studies of geology and sediment properties at a quick-clay landslide site at Esp, Trondheim, Norway. Engineering Geology 208: 214-230.

Solberg, I.L., Hansen, L., Rønning, J.S., Haugen, E.D., Dalsegg, E. & Tønnesen, J.F. 2012: Combined geophysical and geotechnical approach for ground investigations and hazard zonation of a quick-clay area, Mid Norway. Bulletin of Engineering Geology and the Environment Vol. 71(1), 119-133.

Solberg, I.L., Rønning, J.S., Dalsegg, E., Hansen, L., Rokoengen, K. & Sandven, R. 2008: Resistivity measurements as a tool for outlining quick-clay extent and valley-fill stratigraphy: a feasibility study from Buvika, central Norway. Canadian Geotechnical Journal, 45, 210-225.

Solberg, I.L., Hansen, L., Rønning, J.S. & Dalsegg, E. 2011: Veileder for bruk av resistivitetsmålinger i potensielle kvikkleireområder. Versjon 1.0. NGU-rapport 2010.048.

Solberg, I.L., van Boeckel, M., Romundset, A., Gradmann, S. & Bendle, J. 2025: Integrating detailed mapping of landslide scars and ground investigations to better understand landscape development in uplifted marine deposits, Romerike, Norway. Paper accepted for 3rd IWLSC, Quebec, Canada sept. 2025.

Sørensen, R. 1979: Late Weichselian deglaciation in the Oslofjord area, south Norway. Boreas 8, s. 241-246.

SVV 1997: Rv.178 GSV Eltonåsen – Holter meieri. Statens vegvesen rapport Cd 865-1, 28.11.1997.

SVV 2025: Statens vegvesens kvikkleiredata (Kvikkleireområder og -punkt). Tilgjengelig fra: https://www.vegvesen.no/fag/Teknologi/Geofag/Geoteknikk/kvikkleireomrader [Sitert juni 2025]

Tavakoli, S., Le, T., Shulgin, A., Vikberg, L. & Eskeland, S. 2023: High-resolution Geophysical mapping of the quick clays in Gjerdrum, Norway. Proceedings of the 9th International Congress on Environmental Geotechnics. https://doi.org/10.53243/ICEG2023-443.

Thoresen, M. & Sørensen, E. 2005: Hurdal 1915-IV, kvartærgeologisk kart M 1:50 000. NGU.

Torrance, J.K. 1983: Towards a general model of quick clay development. Sedimentology 30, 547-555.

Østmo, S.R. & Olsen, K.S.1978: Nannestad 1915-III, kvartærgeologisk kart M 1:50 000. NGU.

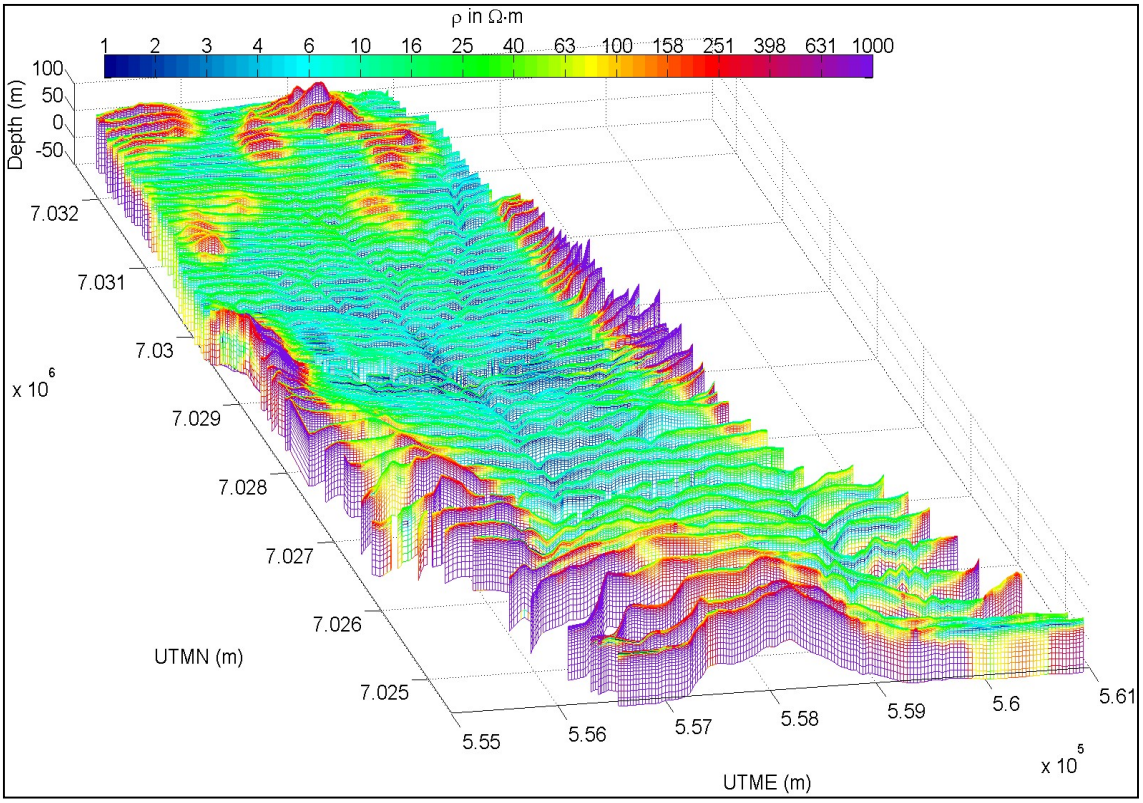
van Boeckel, M., Christoffersen, M., Solberg, I.L. & Nordahl, B. 2022: Kartlegging av rødlistede landformer, resultater fra kartlegging i 2022. NGU-rapport 2022.028.

van Boeckel, M., Solberg, I.L., Christoffersen, M. & Nordahl, B. 2023: Kartlegging av rødlistede landformer, resultater fra kartlegging i 2023. NGU-rapport 2023.27.

VEDLEGG A SAMMENLIGNBARE PROSJEKTER OG UNDERSØKELSER

A.1 Byneset

NGU testet bruk av elektromagnetiske målinger for kartlegging og karakterisering av leire i Byneset, Trondheim kommune (Baranwal mfl. 2015, 2017). Figuren under viser 3D resistivitetsmodellen på Byneset fra inverterte elektromagnetiske måledata fra helikopter. Her gikk det et kvikkleireskred i 2012 og EM-modellen viser utbredelsen av marin leire og mulig kvikkleire i området. Resistivitetsmodellen består av flere 2D-linjer. En full 3D-inversjon, der resistivitetsverdier i undergrunnen er beregnet fra EM-måleverdiene fra alle retninger, var ikke mulig å gjennomføre i dette prosjektet. I tillegg til EM-målinger ble det utført ERT-målinger, og data ble sammenlignet med geotekniske data (Solberg mfl. 2015, 2016).



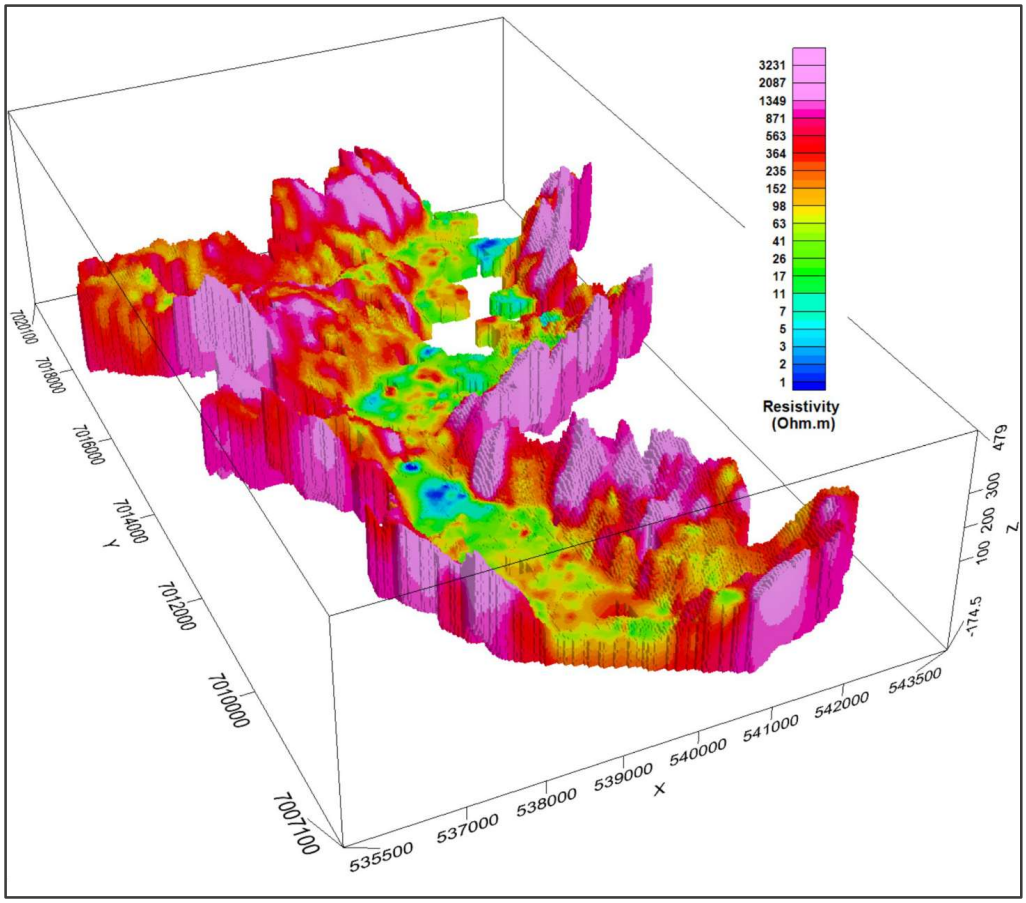
Figur A.1. Inverterte elektromagnetiske data målt fra helikopter på Byneset. Blå resistivitetsverdier tolkes som salt, intakt leire, grønne og gule verdier kan representere utvasket, mulig kvikk leire, mens røde og fiolette farger representerer grovere løsmasser eller berg. Måledata viser at leiravsetningene på Byneset ligger i et trau omgitt av berg på de fleste kantene. Figur fra Baranwal mfl. 2015.

A.2 Orkdal

I et NVE-NGU-samarbeidsprosjekt i nordlige Orkdal i Orkland kommune ble omfattende grunnundersøkelser gjennomført fra 2021-2023 (Gradmann mfl. 2024). Formålet var å videreutvikle bruk av geofysikk til å kartlegge dalfyllinger i tre dimensjoner, med særlig fokus på kartlegging av marin leire og potensielle forekomster av kvikkleire. Grunnundersøkelsene bestod av elektromagnetiske målinger i frekvensdomenet fra helikopter (HEM) og bakkemålinger som inkluderte 2D resistivitetsmålinger (ERT), georadar (GPR), refraksjonsseismikk, og geotekniske grunnundersøkelser.

Data ble prosessert og tolket både hver for seg og samlet, og data fra tidligere og parallelt utførte undersøkelser og kvartærgeologiske kartlegging ble også benyttet i tolkningsarbeidet. Resultatene fra undersøkelsene i Orkdal var i samsvar med NGUs tolkingsmodell for karakterisering av potensiell kvikkleire med resistivitetsmålinger.

Resistivitetsmålingene viste at det som ble tolket som marin leire i Orkdal i stor grad er utvasket, og kvikkleire ble påvist i prøver og antatt i sonderinger flere steder. De øvre lag i dalbunnen domineres av fluviale avsetninger av varierende tykkelse, og her er det generelt dypt til berg, opp mot 250 m. Under de fluviale avsetningene finnes i hovedsak marin leire. Den er stedvis saltholdig, og andre steder utvasket. Terrengforholdene tilsier at skredproblematikken er størst i dalsidene, og her er det flere steder spor etter skred, raviner og aktiv erosjon.



Figur A.2. 3D-modell av HEM-data i Orkdal. Figur fra Gradmann mfl. (2024).

VEDLEGG B MARIN LEIRE OG KVIKKLEIRE

Teksten i dette vedlegget er kopiert fra Gradmann mfl. (2024) (NGU-rapport 2024.012).

B.1 Jordarten leire

Leir er jordpartikler som er mindre enn 0,002 mm, ofte formet som tynne flak. Hvis flakene avsettes i ferskvann, vil de legge seg oppå hverandre (flate mot flate) slik at strukturen blir relativt tett. Avsettes flakene i sjøvann, vil kantene og flatene på flakene få ulik elektrisk ladning. Dermed vil flakene bygges med kant mot flate, og det oppstår en «korthusstruktur». Strukturen er åpen, og hulrommene inneholder mye vann. Ionene i det salte porevannet gjør at strukturen er stabil (f.eks. Rosenqvist 1953).

Leire er en jordart som inneholder minst 30 prosent leirpartikler (NGF 2011). Dersom leirfraksjonen er 15-30 prosent kalles jordarten «siltig leire» e.l. avhengig av mengde andre kornstørrelser. Det betyr at leire også kan inneholde mye silt og sand.

B.2 Marin leire og dannelse av kvikkleire

Kvikkleire er leire med 'kvikke' egenskaper dvs. at den blir flytende hvis den overbelastes, se geoteknisk definisjon i kapittel 0. Marin leire ble opprinnelig avsatt på sjøbunnen under og etter siste istid, og deler av denne sjøbunnen er i dag tørt land på grunn av landhevningen. Ferskt grunnvann begynte etter hvert å sive gjennom den marine leira. I vanlig sjøvann er saltinnholdet 35 g/l. Hvis saltinnholdet i vannet som er i hulrommene til den marine leira blir under 2 g/l, vil bindingskreftene bli svekket og kvikkleire kan dannes (Torrance 1983). Leira kalles kvikk fordi den går fra fast til flytende form når den mikroskopiske «korthusstrukturen» kollapser ved overbelastning (Rosenqvist 1953). Å erstatte saltvann med ferskvann i den marine leira er noe som tar svært lang tid (ofte flere tusen år), siden leirpartiklene er så små og leira er veldig tett. All marin leire er derfor ikke kvikk. Noen steder i terrenget er det likevel større sjanse for at saltet blir vasket ut enn andre steder, og tilgangen på ferskt grunnvann er sentralt. Kvikkleire blir ofte dannet i lommer eller lag i grunnen, og i skråninger ned mot elver eller sjøer. Hvis leira inneholder tynne lag av grovere materiale som silt, sand eller grus kan utvaskingen skje raskere. Også i nærheten av berg kan det dannes kvikkleire. Kvikkleire kan dannes ved utvasking ovenfra og ned, nedenfra og opp, og lateralt, avhengig av bl.a. lagdeling, grunnvannsstrømning og poretrykksforhold (hydrauliske egenskaper) (Rankka mfl. 2004; Quinn 2009).

Kvikkleire er ikke et endelig stadium til den marine leira. Ved videre utvasking kan andre ioner tilføres kvikkleira gjennom grunnvannet, og igjen gjøre leira mer stabil (Rosenqvist 1953; Torrance 1983). Nær terrengoverflaten utvikles ofte en flere meter tykk tørrskorpeleire som ikke er kvikk. Tørrskorpeleira er som oftest avgrenset ned til et nivå noe under normal grunnvannsstand, og kan være opptil 4 m tykk.

B.3 Marin grense

Marin leire eller kvikkleire finner man kun steder som ligger lavere i terrenget enn «marin grense». Marin grense er det høyeste nivået havet nådde etter siste istid. Denne høyden varierer avhengig av hvor mye landet ble presset ned i ulike deler av Norge (f.eks. 205 moh. på Gardermoen, 175 moh. i Trondheim og 0 moh. på Jæren). Marin leire finnes i kategorien «Hav- og fjordavsetninger» på løsmassekart (NGU 2025b). Man kan også finne marin leire under andre typer løsmasser, forutsatt at man befinner seg lavere enn marin grense.

B.4 Kvikkleireskred

Kvikkleire er i utgangspunktet fast og kan derfor være uproblematisk så lenge den ligger uforstyrret i grunnen. Dersom kvikkleire blir overbelastet, vil strukturen kollapse, og et skred kan utløses. Siden hulrommene mellom leirpartiklene er relativt store i den marine leira, og disse er fylt med vann, vil kvikkleira i omrørt tilstand være flytende. Kvikkleireskred utløses primært av terrengendringer som gjør at likevekten forstyrres. Dette kan skje naturlig, og da er erosjon i elver og bekker mest vanlig. Skred kan også utløses av menneskelig aktivitet, som graving og fylling.

B.5 Kartlegging av kvikkleire

Kartlegging av kvikkleire er viktig for å vurdere hvor det kan gå skred. Først kartlegges det hvor det finnes marin leire, deretter gjør man grundige undersøkelser av egenskapene til leira. Dette kan gjøres ved å utføre geotekniske sonderinger som vil kunne *indikere* hvor det kan finnes kvikkleire. Geofysiske metoder som resistivitetsmålinger kan også benyttes for å kartlegge *mulige* kvikkleireforekomster. For å få en *sikker påvisning* av kvikkleire må man i dag ta opp prøver som analyseres i laboratorium.

Den geotekniske definisjonen på kvikkleire er at skjærfastheten til omrørt leire er mindre enn eller lik 0,5 kPa[1] *(kN/m²)* (Rosenqvist 1953; Torrance 1983). Høy sensitivitet og lavt saltinnhold er også indikasjoner på kvikkleire. Et annet begrep som ofte benyttes i forbindelse med kvikkleirekartlegging er «sprøbruddmateriale». Dette er leire med omrørt skjærfasthet mindre enn eller lik 2 kPa[2] (NVE 2020b). Kvikkleire er et sprøbruddmateriale.

B.6 Kartlegging av fare for kvikkleireskred

I alle områder med fare for kvikkleireskred skal skredfare utredes, dokumenteres og tas hensyn til i arealplanlegging og byggesak (NVE 2020b). NVEs *aktsomhetskart* for kvikkleireskred er avledet fra marin grense og mulighet for marin leire (datasett fra NGU) og terrengkriterier gitt i NVEs kvikkleireveileder.

NVEs *faresoner for kvikkleireskred* avgrenses ut fra bestemte kriterier, se henvisning i «kvikkleireveilederen» (NVE 2020a, b). Kunnskapen om sonene, og eventuell reell fare, varierer fra sone til sone, både av historiske og metodiske årsaker (se bl.a. NOU 2022). I utgangspunktet gjelder sonene for områder hvor skred potensielt kan bli store, og hvor det kan være mulighet for at et tiltak enten forårsaker områdeskred, eller at skred som kan utløses i tilstøtende områder kan komme til å berøre tiltaket. Faresonene er også *risikovurdert*, hvor *konsekvens* av en skredhendelse i og i utløpet av en faresone er med i beregningen (Risiko = Fare x Konsekvens).

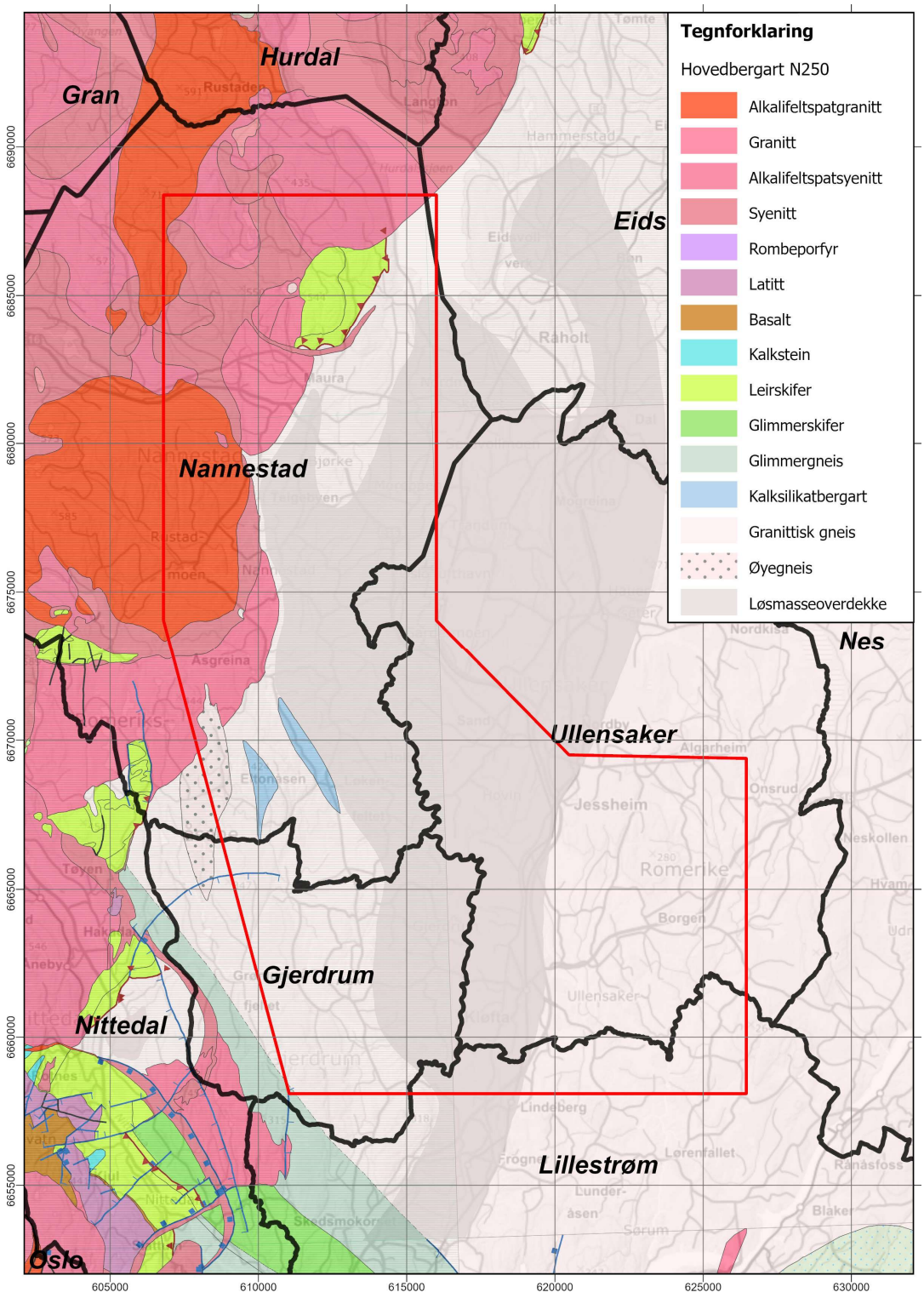
Både aktsomhetsområder og faresoner prøver å identifisere mulige løsneområder for naturlig utløste kvikkleireskred. Kartene benyttes som verktøy og det finnes bestemte krav for videre utredning innenfor sonene. *Verken aktsomhetsområdene eller faresonene skal benyttes som dokumentasjon på kvikkleireforekomst, og de utelukker heller ikke at kvikkleire finnes utenfor sonene*. Krav om sikker byggegrunn iht. Plan- og bygningsloven (pbl) § 28-1 gjelder for alle områder.

---

[1] I henhold til NS8015 («gammel konusstandard»). Etter ISO 17892-6:2017 tilsvarer dette omrørt skjærfasthet på 0,33 kPa. NVE (2020b).

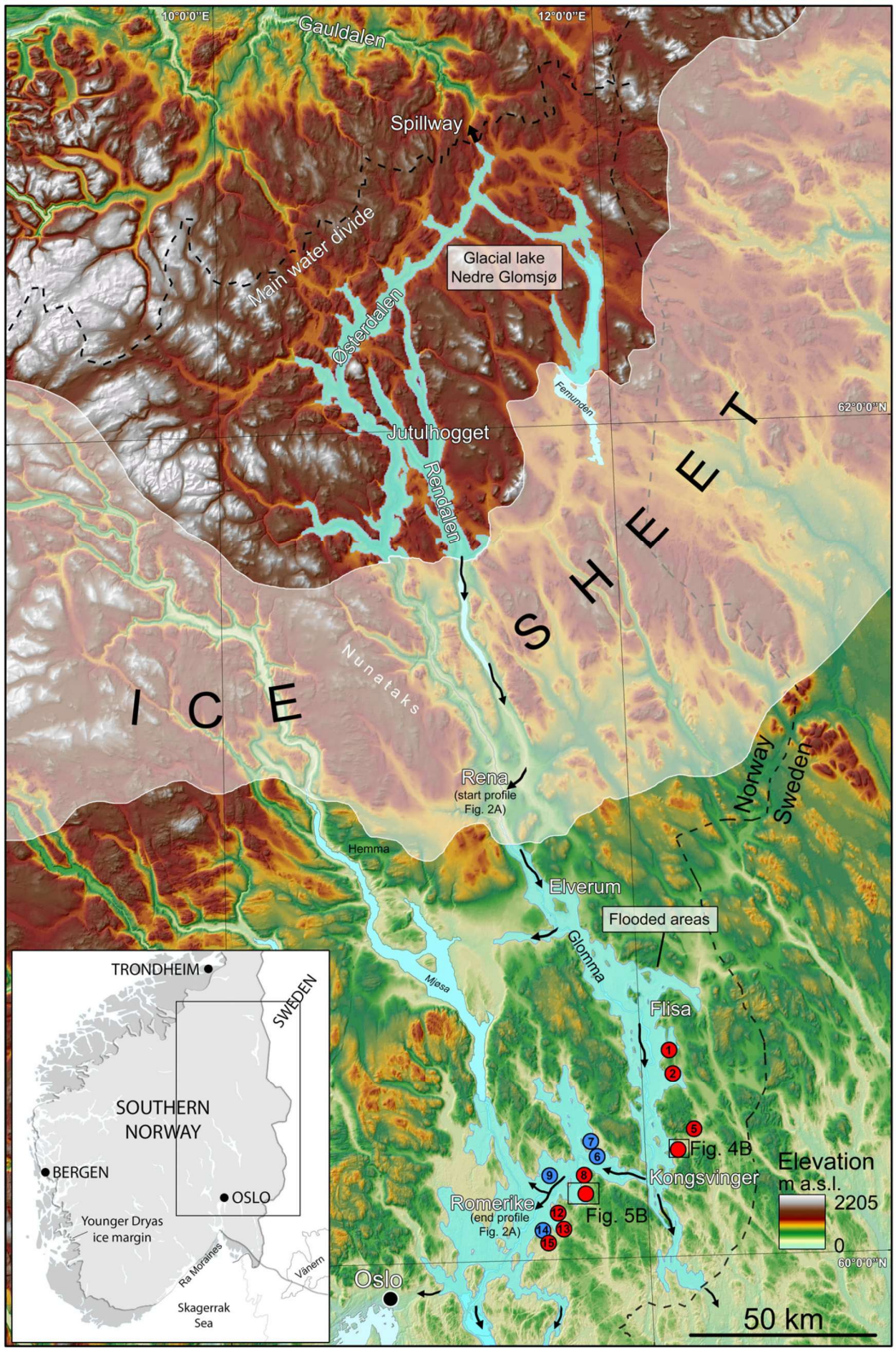
[2] I henhold til NS8015 («gammel konusstandard»). Etter ISO 17892-6:2017 tilsvarer dette omrørt skjærfasthet på 1,27 kPa. NVE (2020b).

VEDLEGG C BERGGRUNNSKART



Figur C.1. Berggrunnskart over studieområdet (NGU 2025a).

VEDLEGG D TAPPINGEN AV NEDRE GLOMSJØ



Figur D.1. Utbredelse av den bredemte sjøen Nedre Glomsjø, og oversvømte områder under tappingen av sjøen. Figur fra Høgaas mfl. (2023).

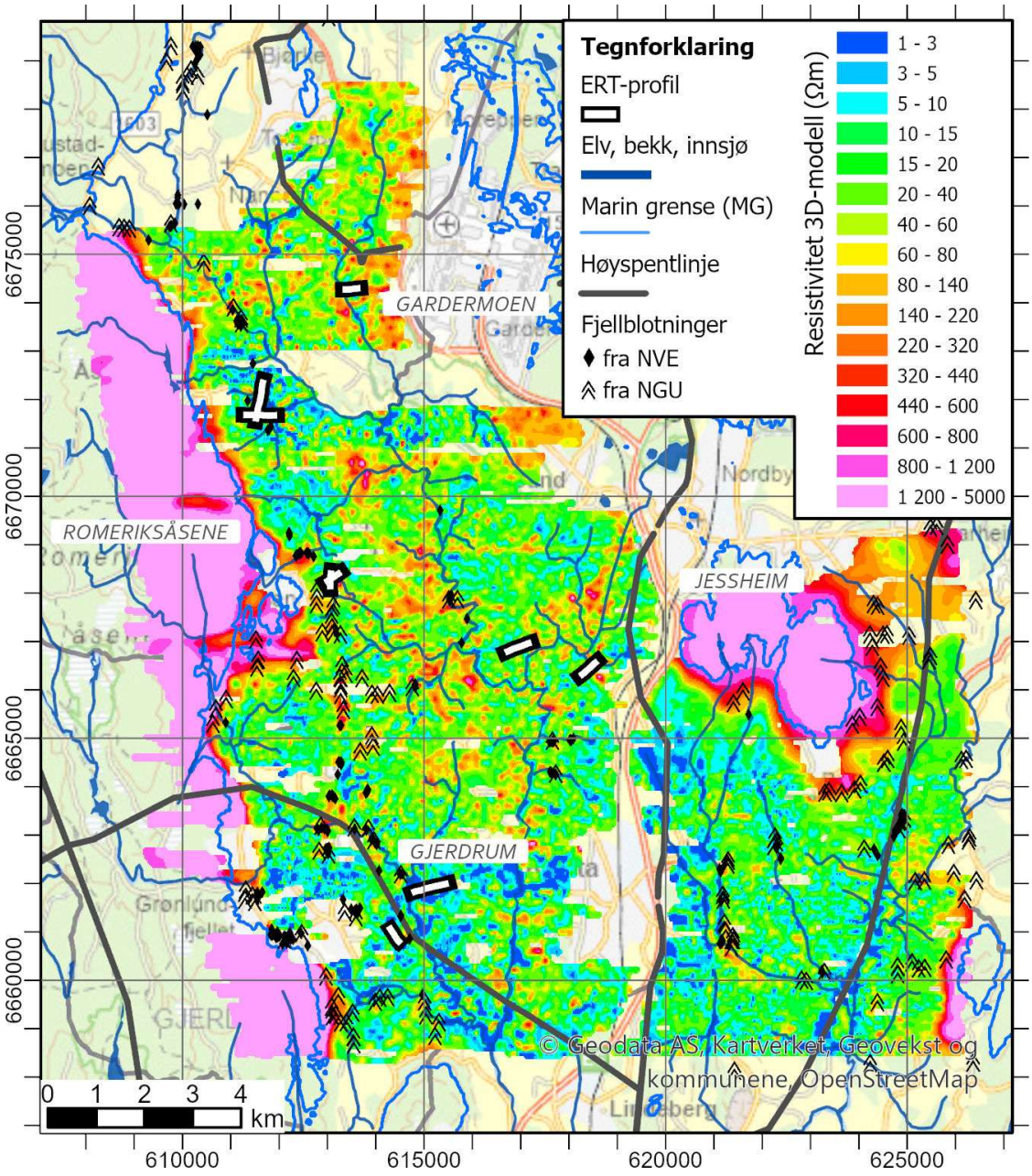
VEDLEGG E KOORDINATER ERT-PROFILER

Tabell E.1. Utvalgte profilpunkter langs målingene. Alle koordinater er i ETRS89, UTM sone 32.

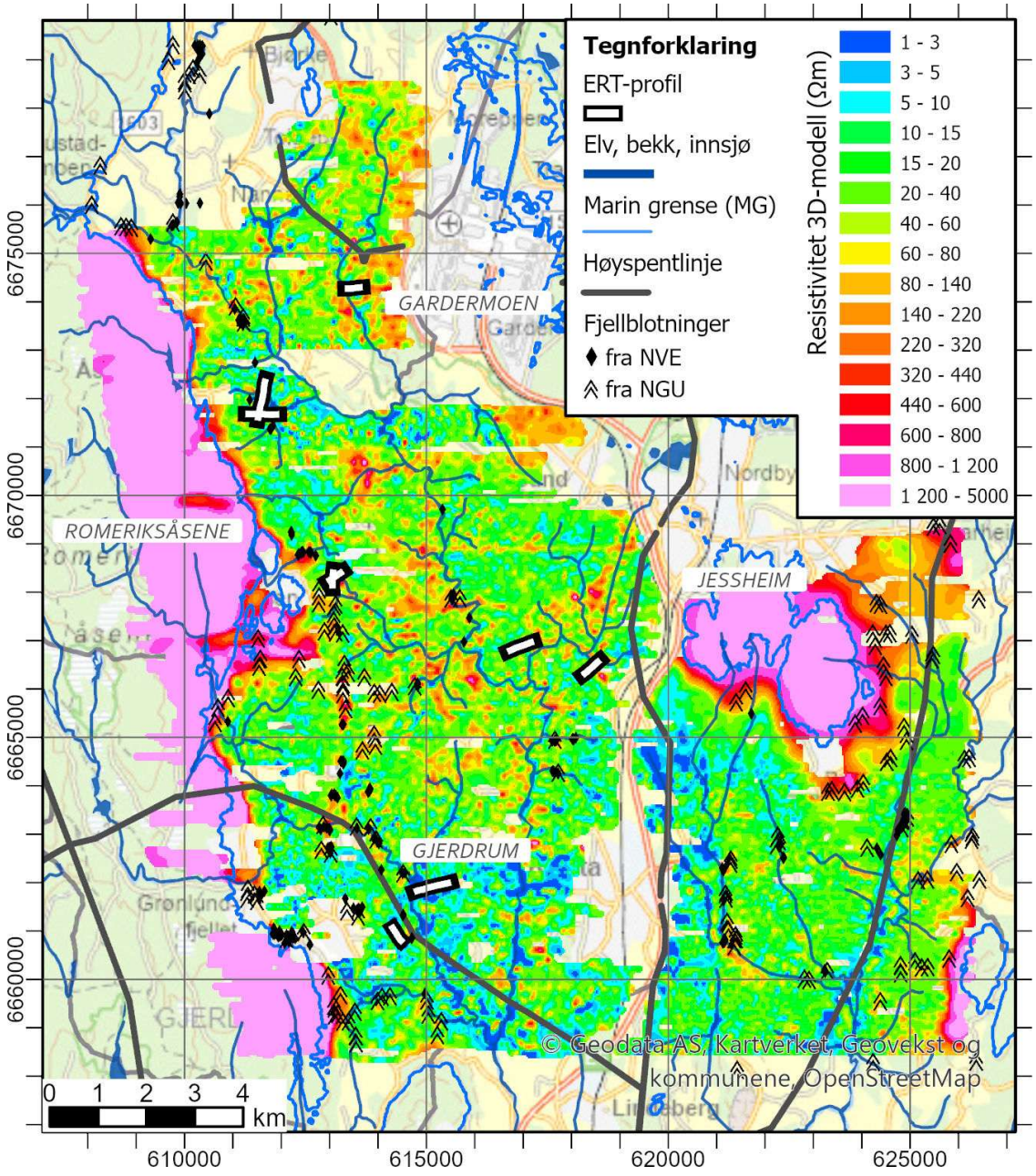
Profil	X	Y	Profilpunkt (m)	Profil	X	Y	Profilpunkt (m)
ERT-1	613317	6674271	0	**ERT-5**	612948	6668216	0
	613417	6674272	100		613034	6668269	100
	613508	6674282	200		613114	6668321	200
	613589	6674294	300		613196	6668377	300
	613683	6674301	400		613280	6668434	400
ERT-2	611514	6671548	0	**ERT-6**	616677	6666771	0
	611529	6671646	100		616767	6666811	100
	611549	6671746	200		616860	6666852	200
	611567	6671843	300		616956	6666886	300
	611596	6671938	400		617050	6666917	400
	611616	6672032	500		617136	6666954	500
	611632	6672121	600		617222	6666982	600
	611640	6672216	700	**ERT-7**	614745	6661808	0
	611653	6672314	800		614836	6661840	100
	611679	6672409	900		614934	6661858	200
ERT-3	611261	6671683	0		615023	6661893	300
	611361	6671681	100		615122	6661917	400
	611461	6671680	200		615217	6661940	500
	611561	6671678	300		615316	6661960	600
	611661	6671675	400		615412	6661981	700
	611762	6671670	500		615507	6662006	800
	611862	6671671	600	**ERT-8**	618224	6666283	0
	611957	6671675	700		618304	6666342	100
ERT-4	613058	6668079	0		618379	6666408	200
	613056	6668178	100		618448	6666473	300
	613061	6668273	200		618517	6666536	400
	613067	6668367	300		618590	6666600	500
	613078	6668467	400				

VEDLEGG F HEM-RESULTATER (ROMERIKE-DATASETTET)

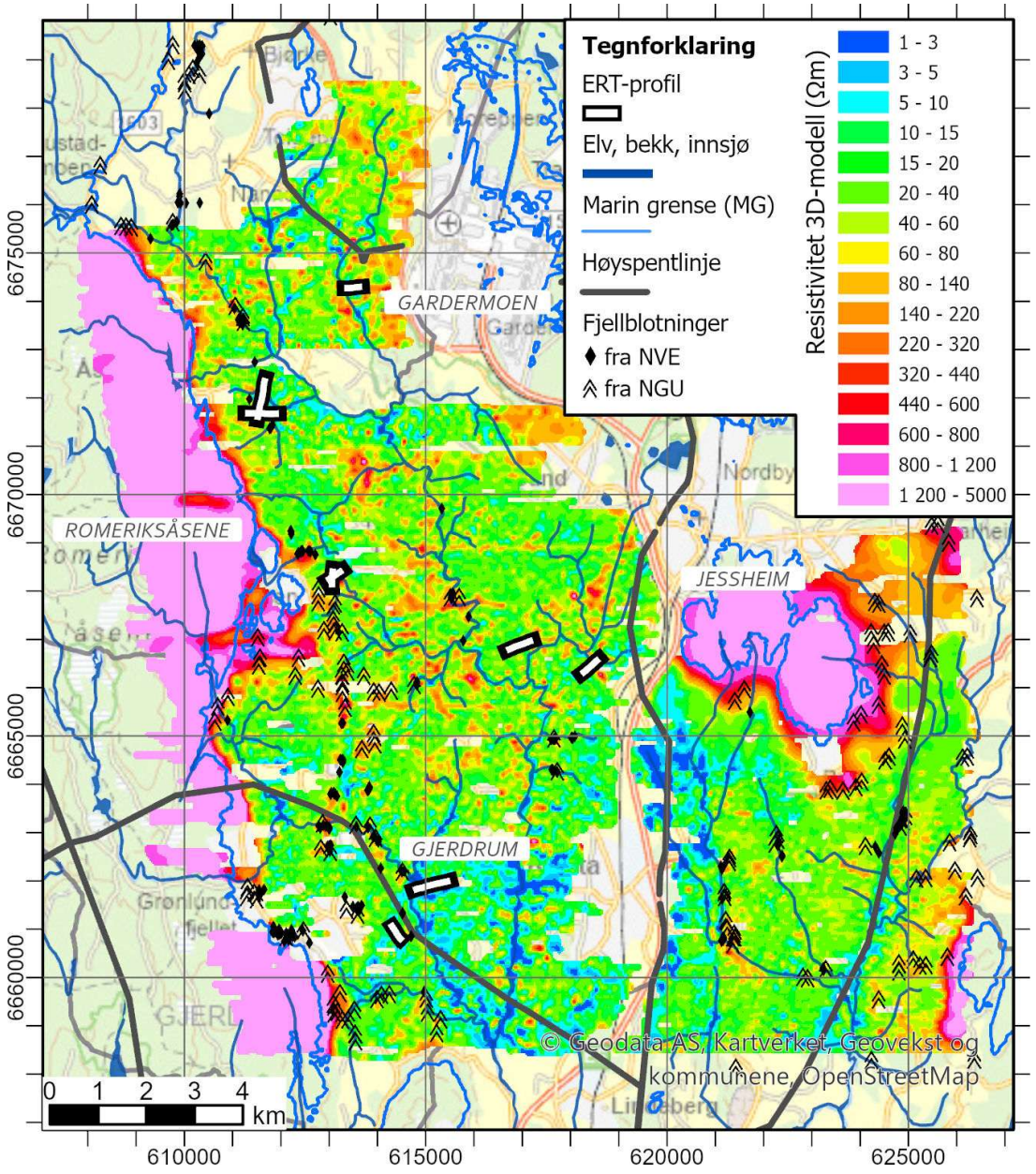
Flere nivåer kan ekstraheres fra ascii-datasettet som er tilgjengelig i offentlig data-arkiv (Baranwal og Gradmann 2025).



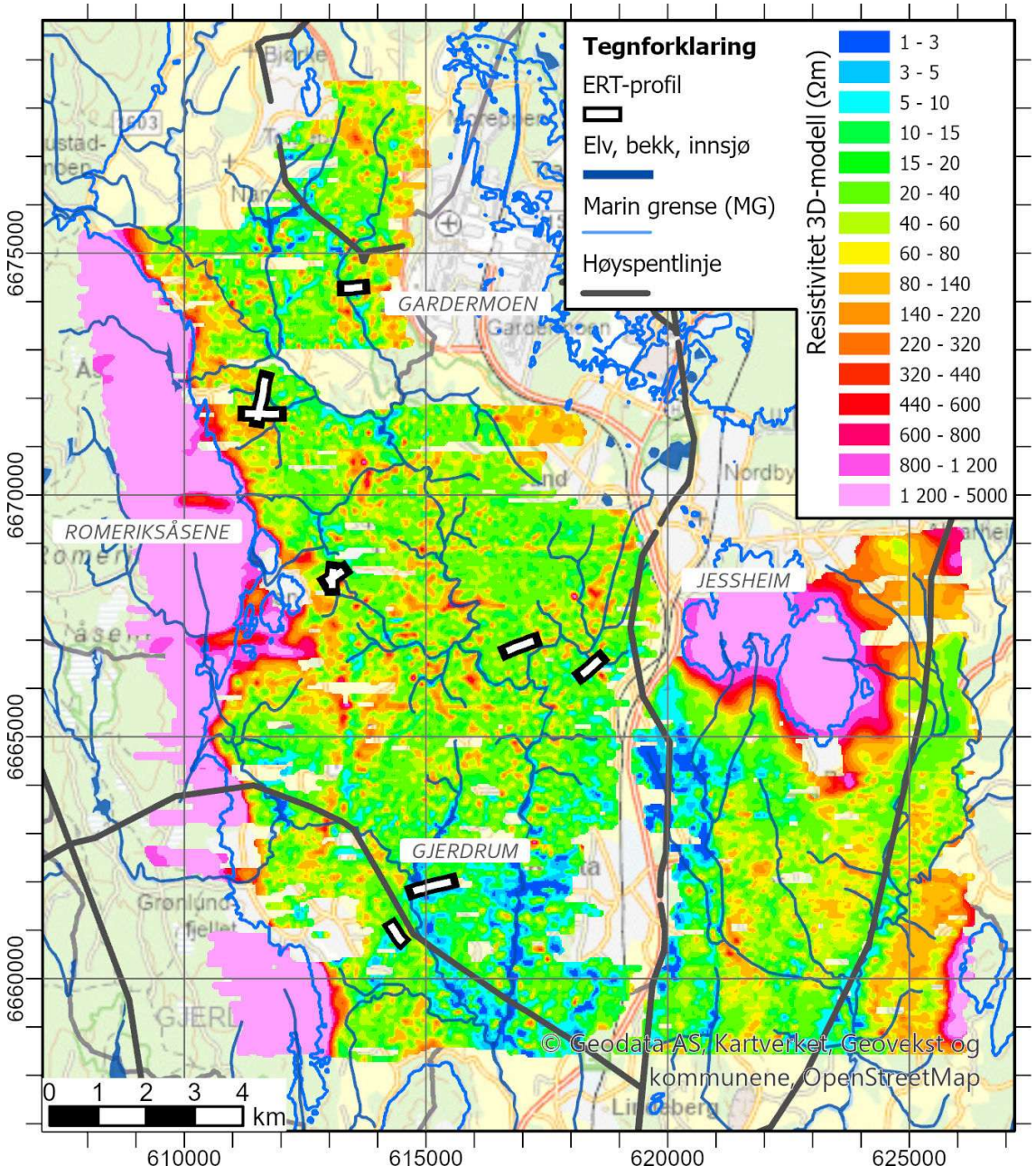
Figur F.1. Beregnet resistivitet i 0-2 meters dybde fra 3D-inversjon av HEM-data (Romerike-datasettet). Vi gjør oppmerksom på at overflateresistiviteten er lavere enn resistiviteten i dybde 2-4 m og fremstår som en plutselig endring fra 2 meters dyp. Dette kan skyldes overflateinhomogeniteter eller andre årsaker. Vi er usikre på om overflateresistiviteten i dette laget kan stoles helt på.



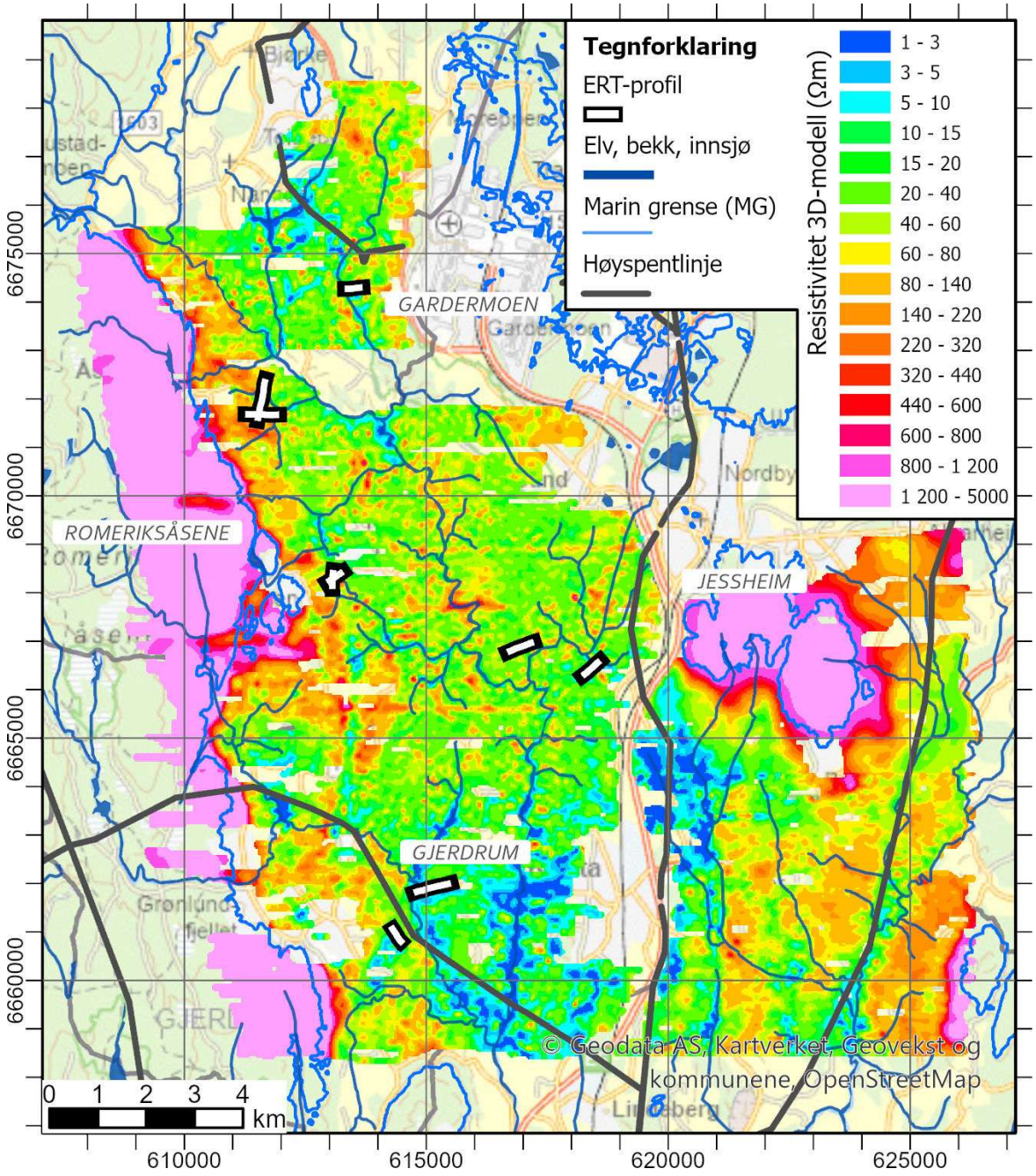
Figur F.2. Beregnet resistivitet i 2-4 meters dybde fra 3D-inversjon av HEM-data (Romerike-datasettet).



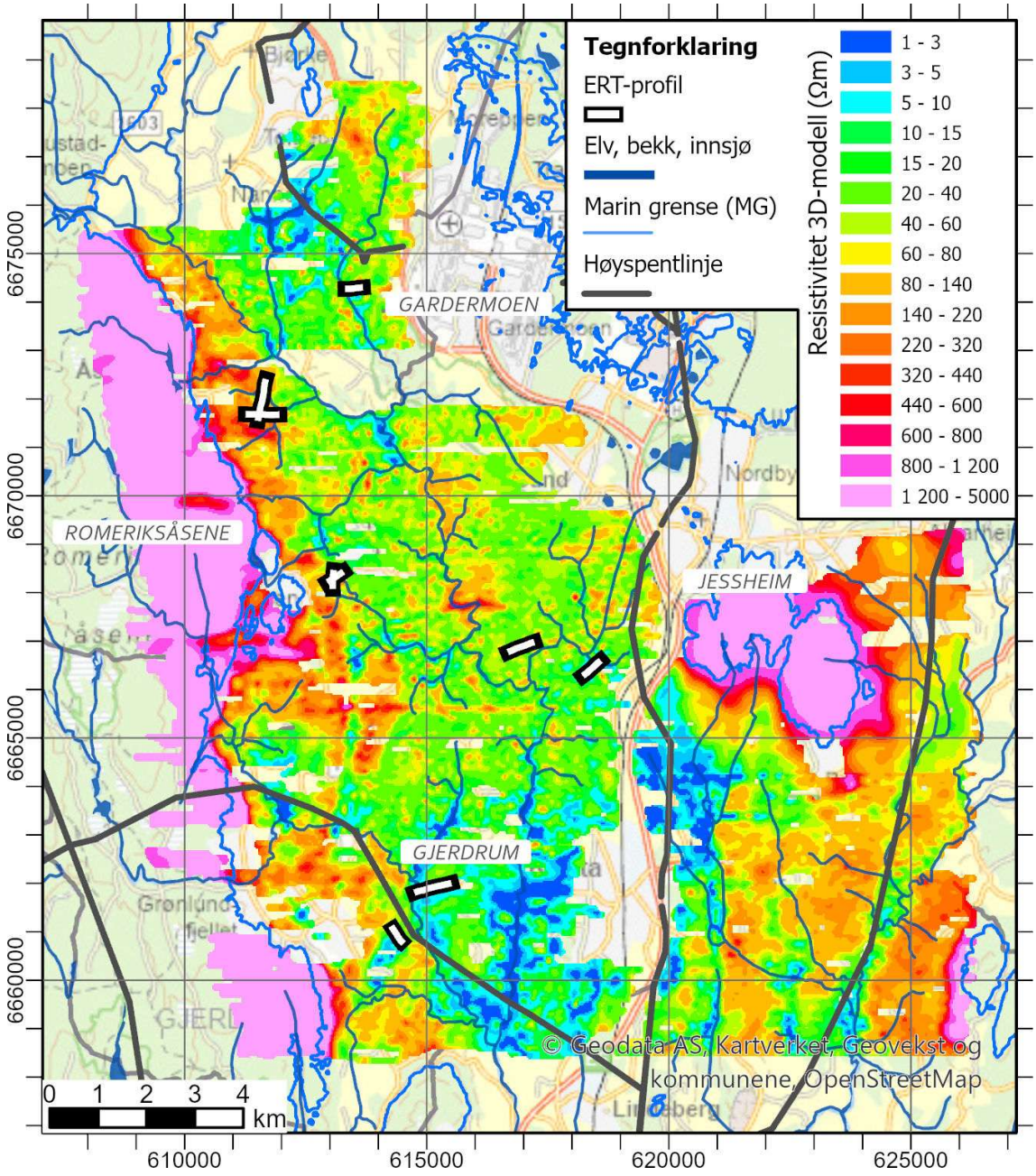
Figur F.3. Beregnet resistivitet i 4-7 meters dybde fra 3D-inversjon av HEM-data (Romerike-datasettet).



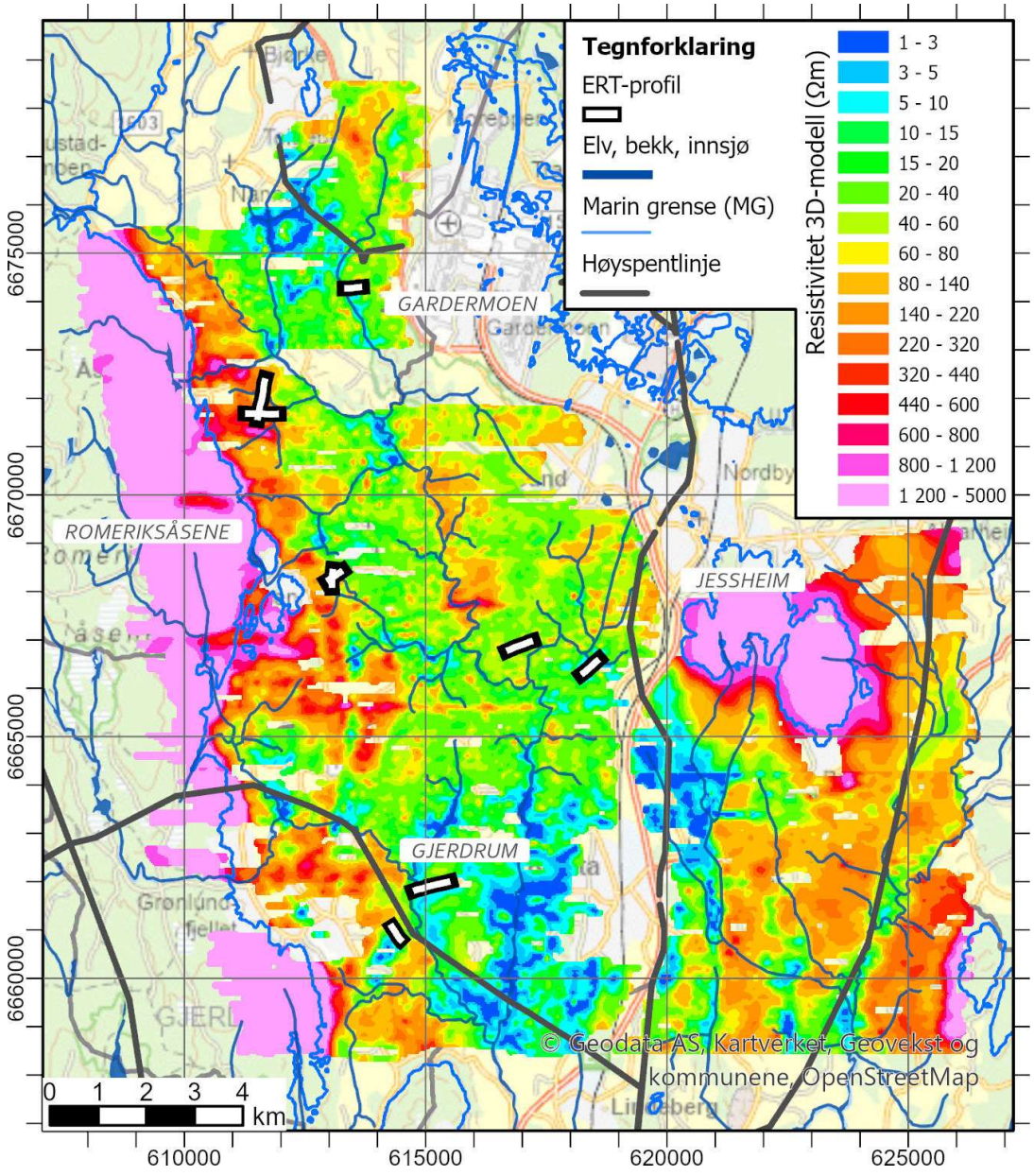
Figur F.4. Beregnet resistivitet i 7-11 meters dybde fra 3D-inversjon av HEM-data (Romerike-datasettet).



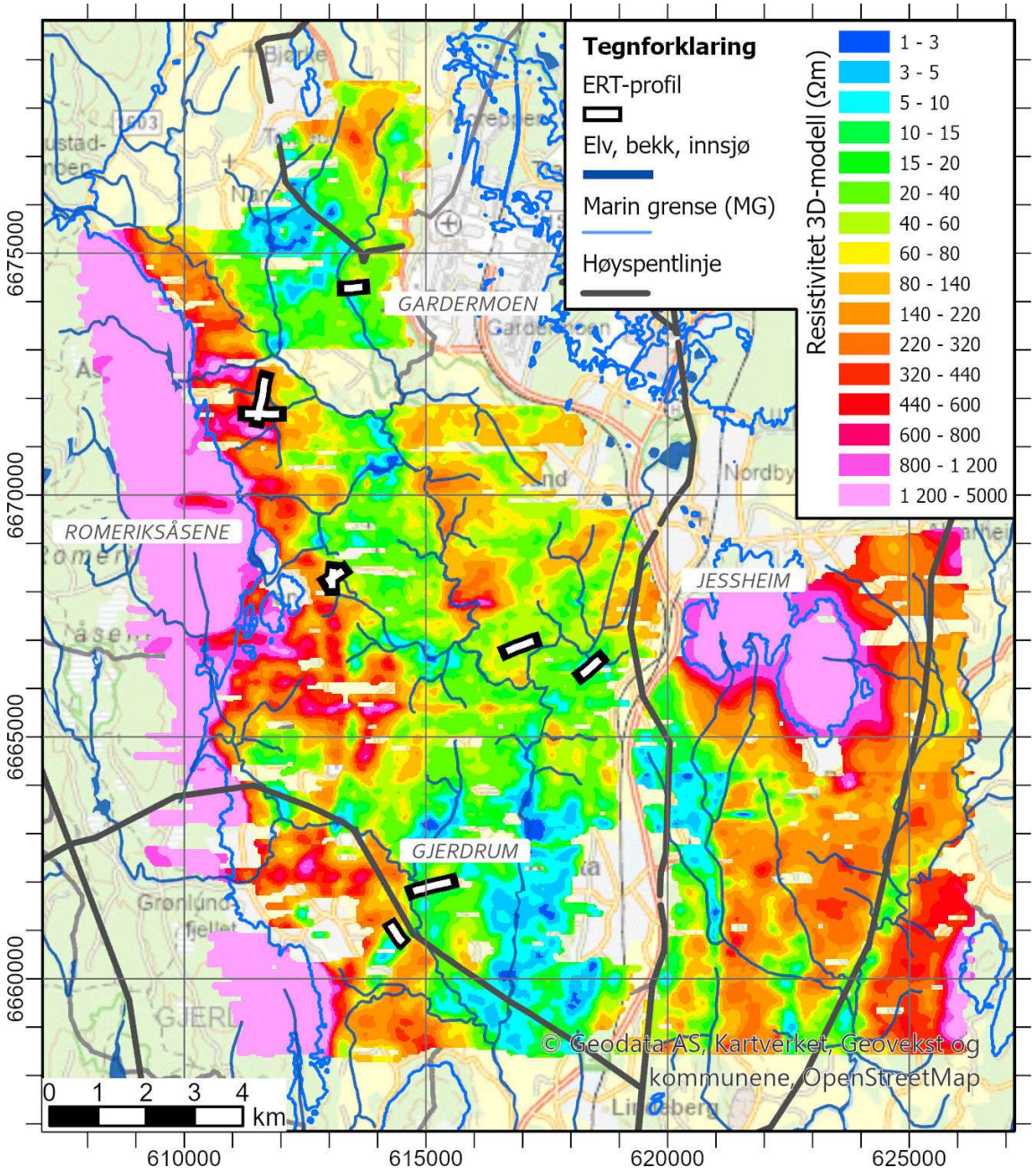
Figur F.5. Beregnet resistivitet i 11-15 meters dybde fra 3D-inversjon av HEM-data (Romerike-datasettet).



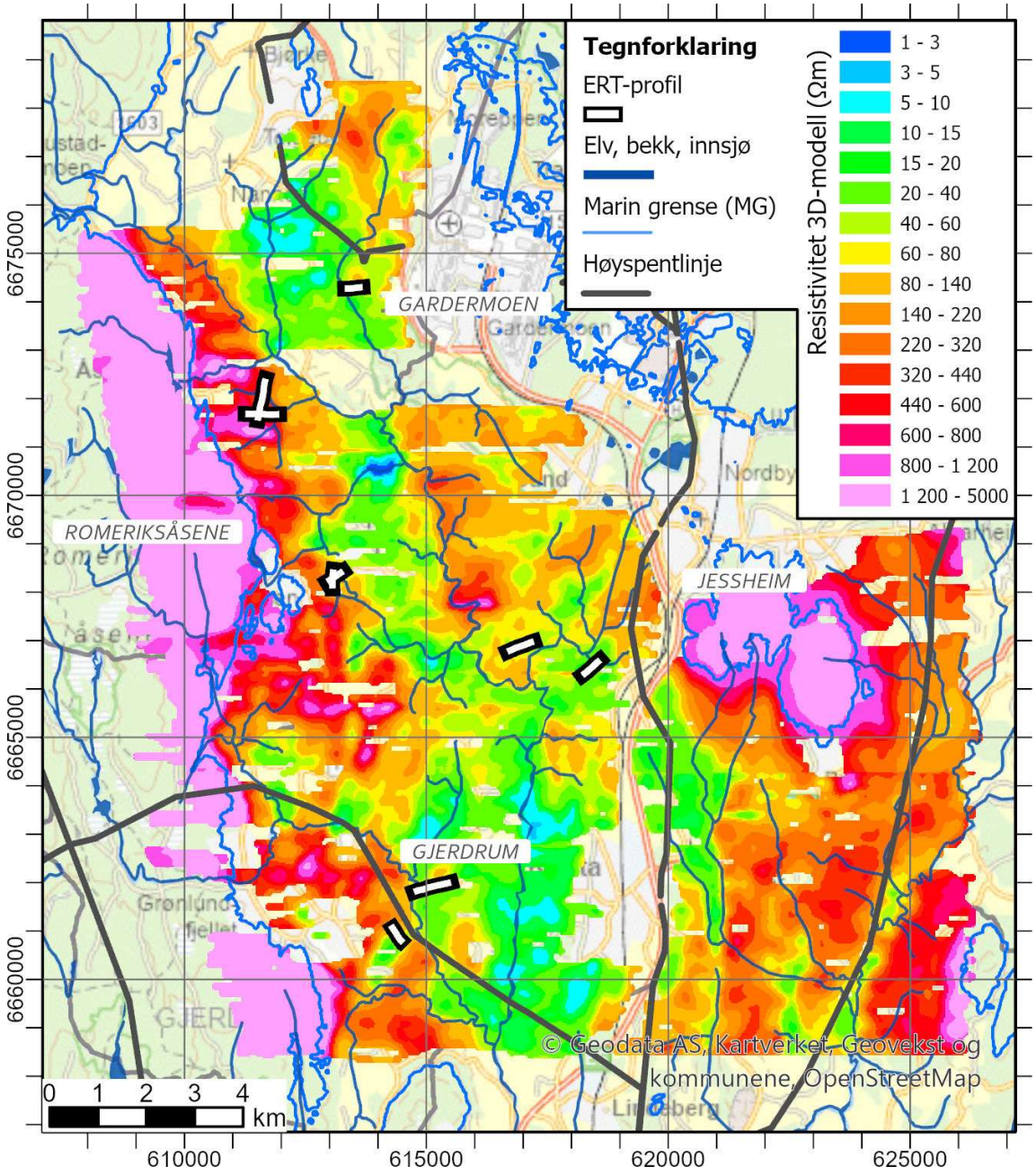
Figur F.6. Beregnet resistivitet i 15-20 meters dybde fra 3D-inversjon av HEM-data (Romerike-datasettet).



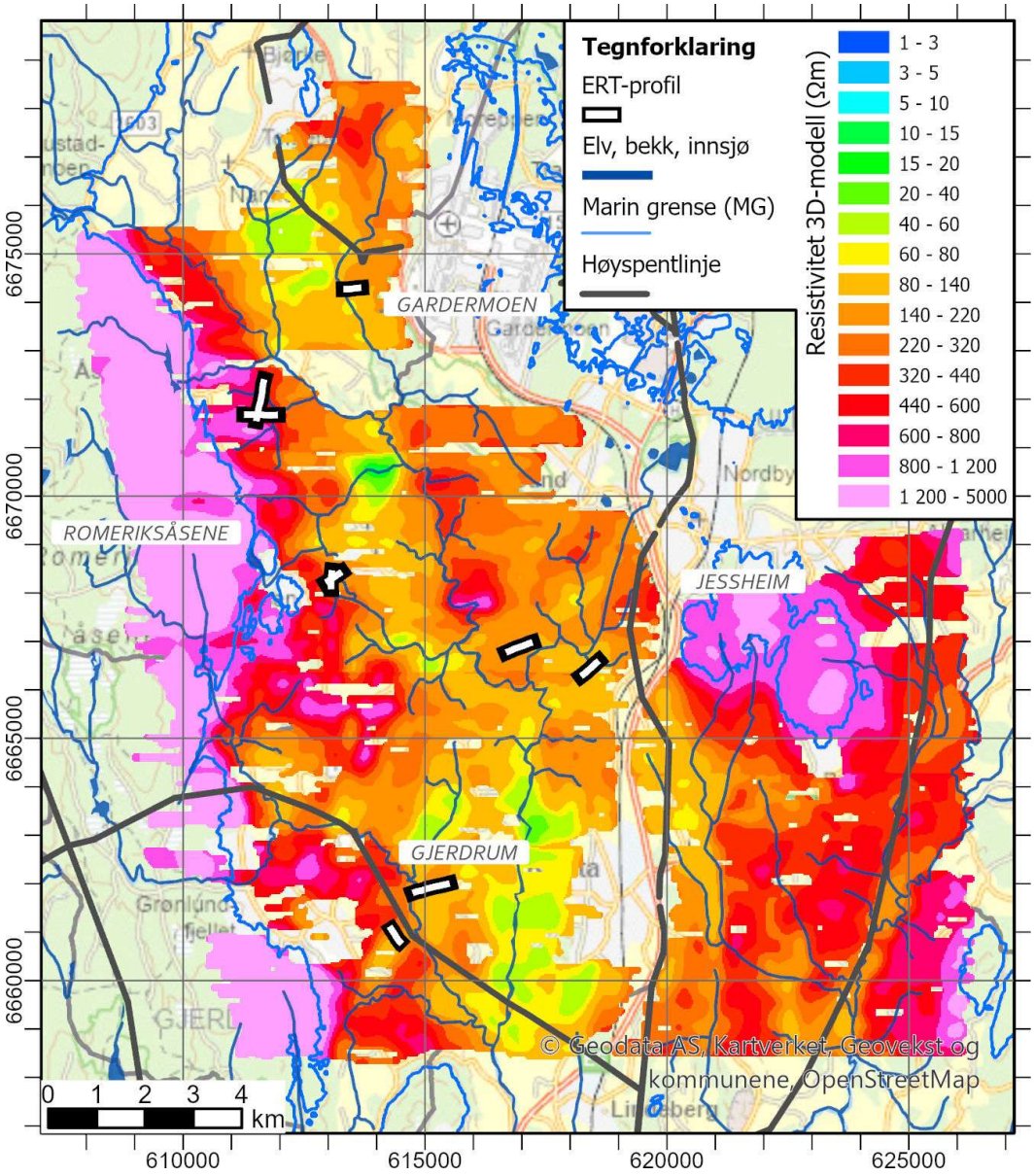
Figur F.7. Beregnet resistivitet i 20-26 meters dybde fra 3D-inversjon av HEM-data (Romerike-datasettet).



Figur F.8. Beregnet resistivitet i 33-42 meters dybde fra 3D-inversjon av HEM-data (Romerike-datasettet).

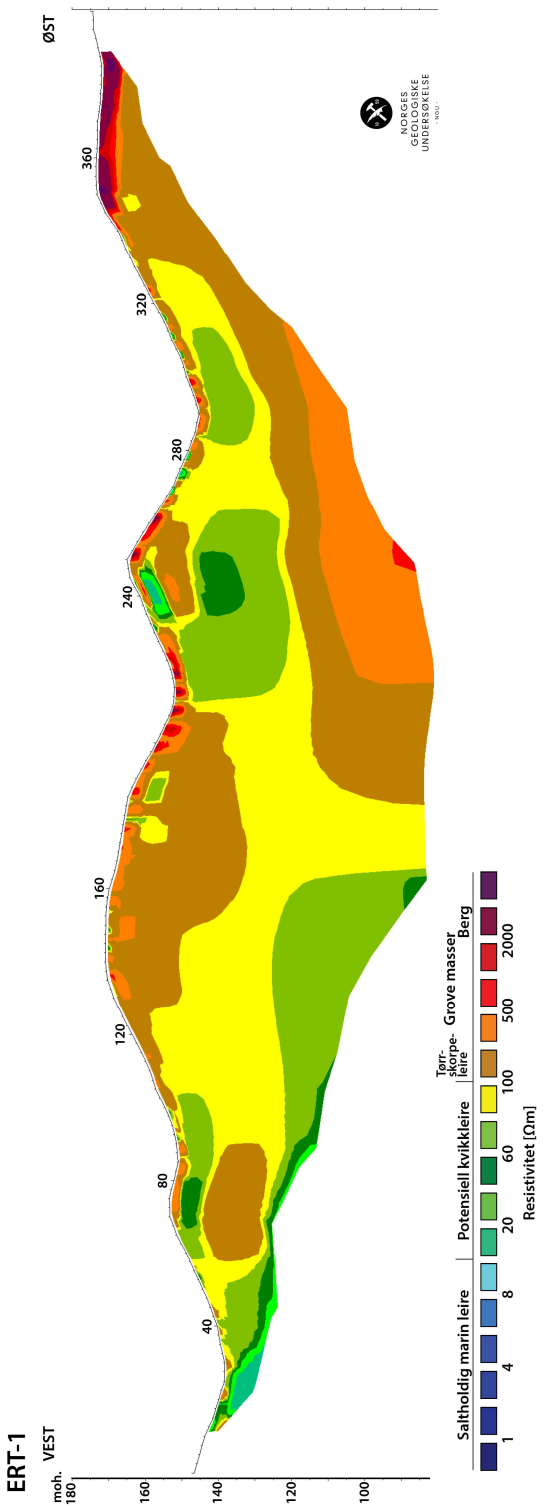


Figur F.9. Beregnet resistivitet i 52-64 meters dybde fra 3D-inversjon av HEM-data (Romerike-datasettet).

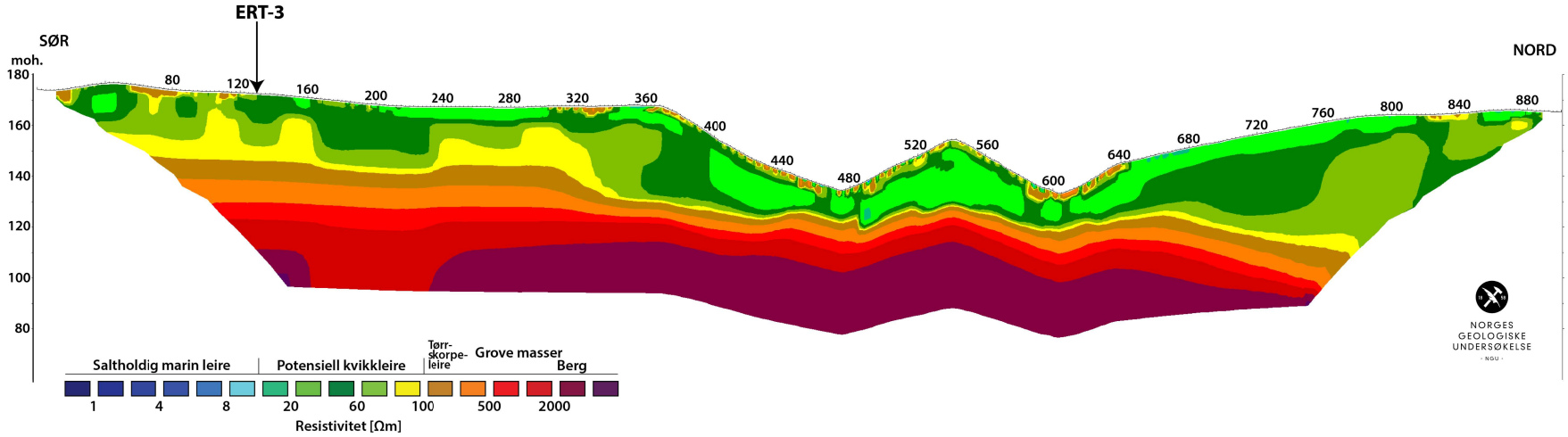


Figur F.10. Beregnet resistivitet i 97-124 meters dybde fra 3D-inversjon av HEM-data (Romerike-datasettet).

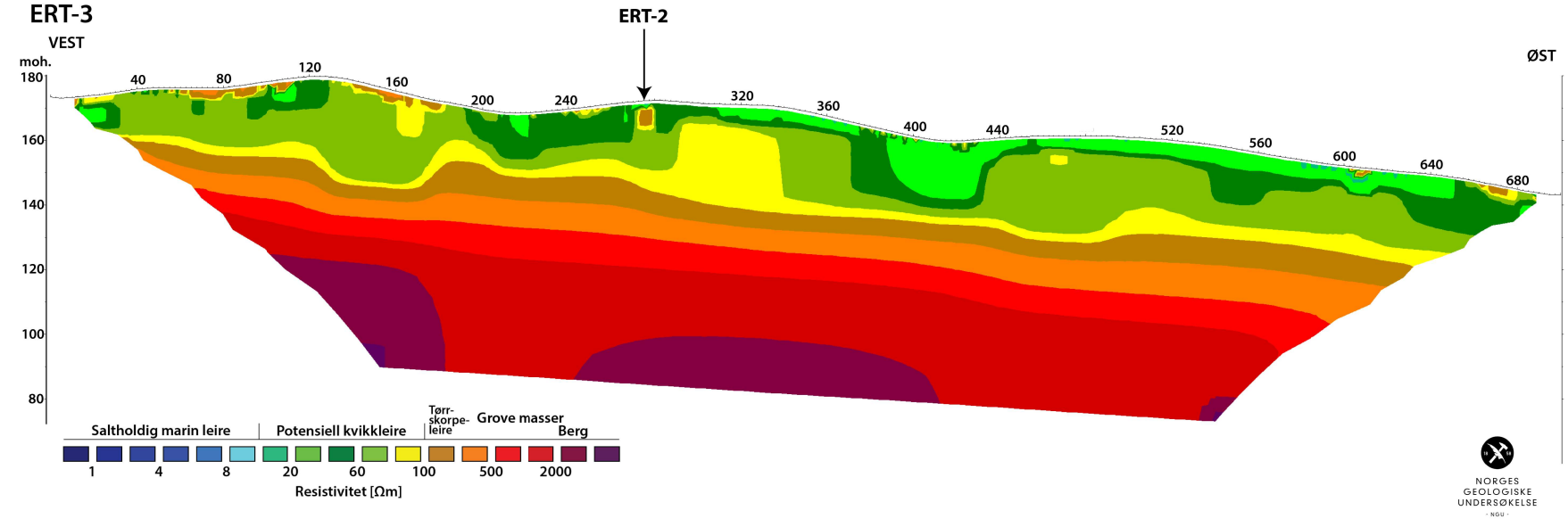
VEDLEGG G ERT-PROFILER

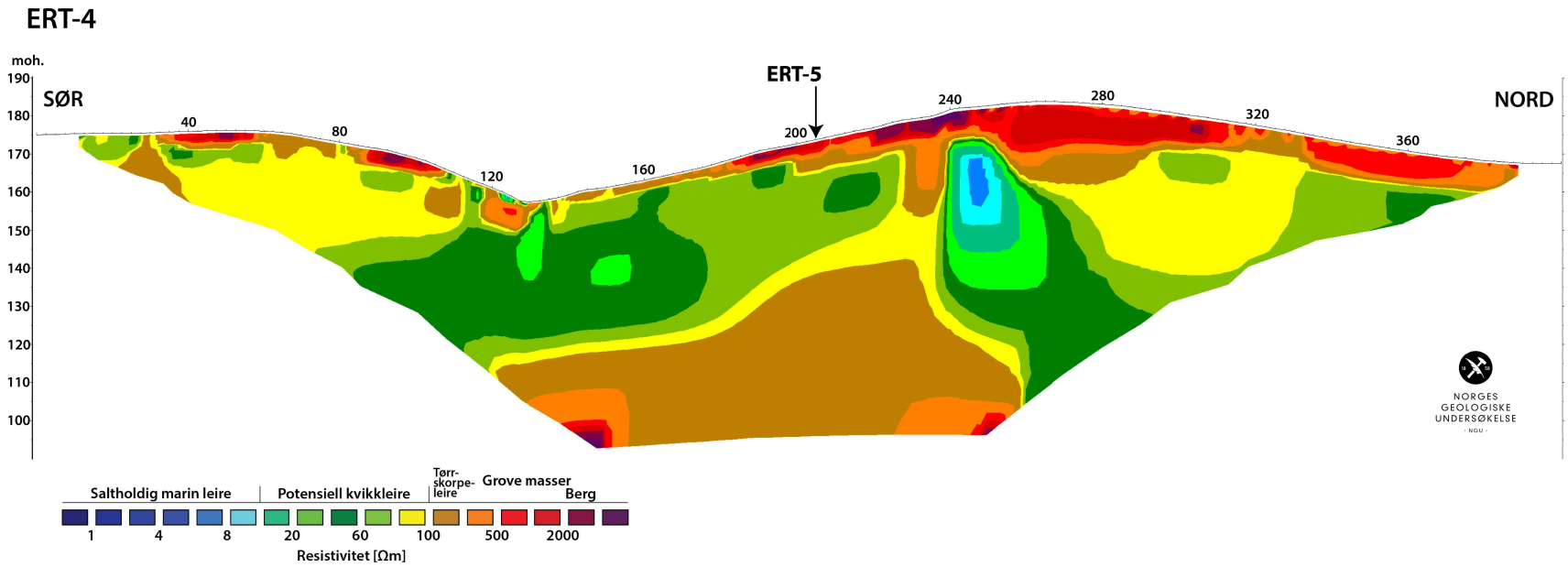


ERT-2

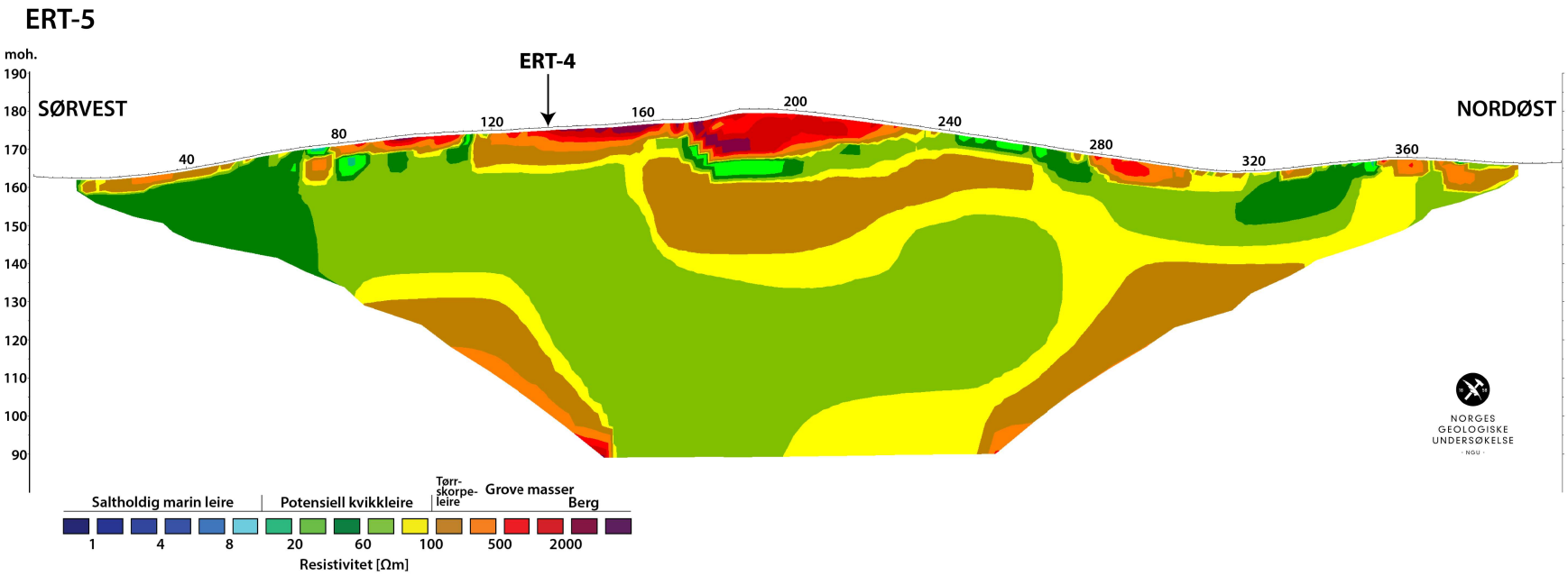

ERT-3
SØR
NORD
moh.
180
160
140
120
100
80
80
120
160
200
240
280
320
360
400
440
480
520
560
600
640
680
720
760
800
840
880
Saltholdig marin leire
Potensiell kvikkleire
Tørr-skorpe-leire
Grove masser
Berg
1
4
8
20
60
100
500
2000
Resistivitet [Ωm]
NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE
NGU

ERT-3

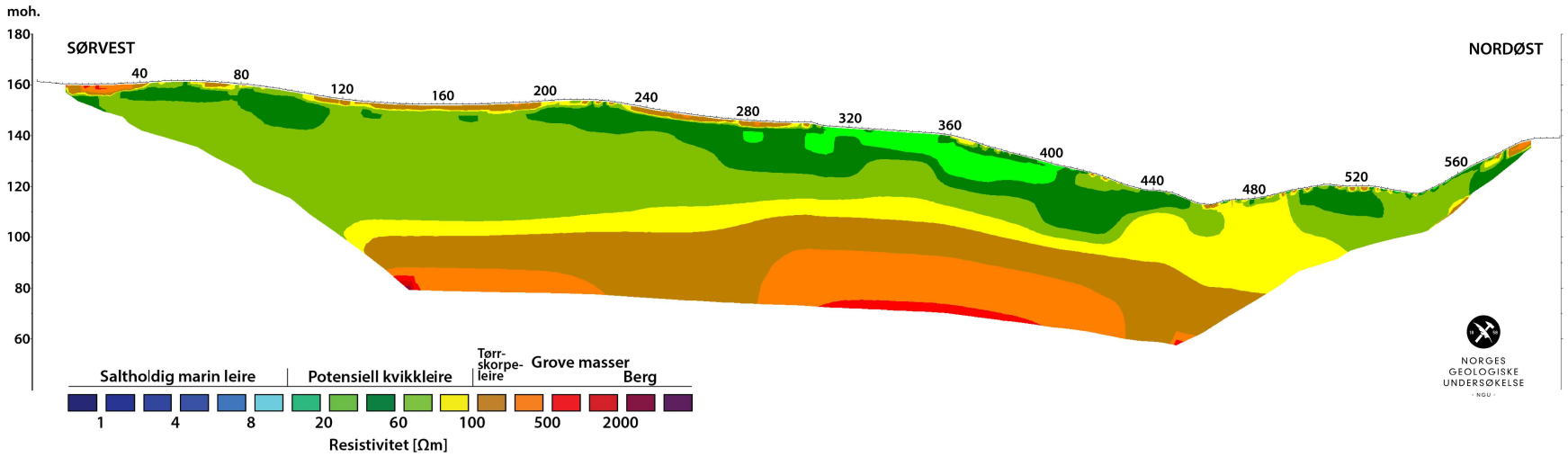

ERT-2
VEST
ØST
moh.
180
160
140
120
100
80
40
80
120
160
200
240
320
360
400
440
520
560
600
640
680
Saltholdig marin leire
Potensiell kvikkleire
Tørr-skorpe-leire
Grove masser
Berg
1
4
8
20
60
100
500
2000
Resistivitet [Ωm]
NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE
NGU


ERT-4
moh.
190
180
170
160
150
140
130
120
110
100
SØR
ERT-5
NORD
40
80
120
160
200
240
280
320
360
NORGES
GEOLOGISKE
UNDERSØKELSE
NGU
Saltholdig marin leire
Potensiell kvikkleire
Tørr-
skorpe-
leire
Grove masser
Berg
1
4
8
20
60
100
500
2000
Resistivitet [Ωm]

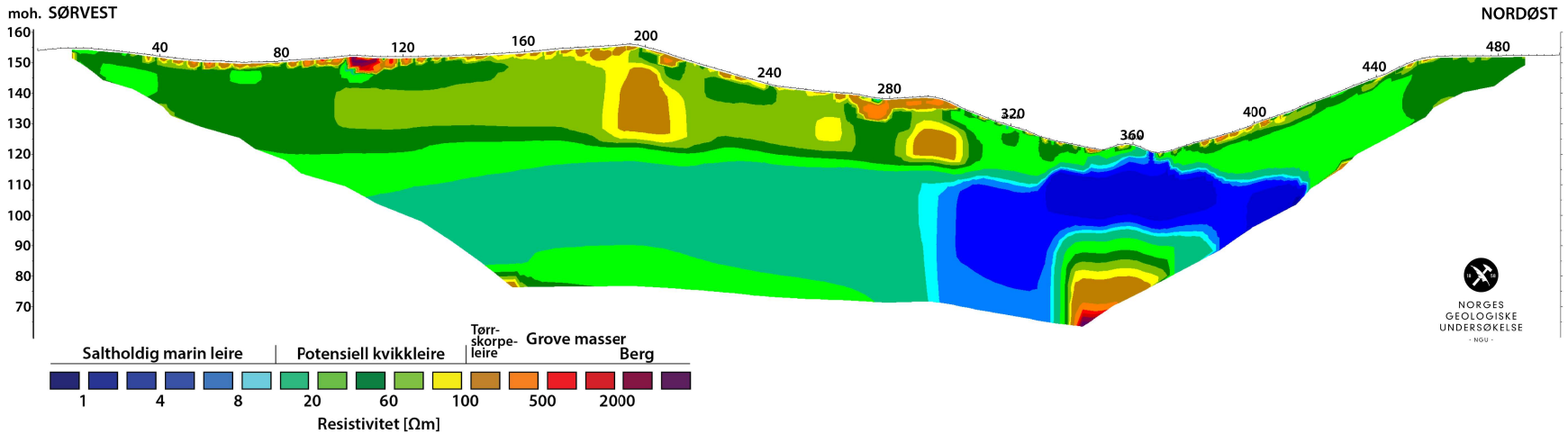
XX


ERT-5
moh.
190
180
170
160
150
140
130
120
110
100
90
SØRVEST
ERT-4
NORDØST
40
80
120
160
200
240
280
320
360
NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE
NGU
Saltholdig marin leire
Potensiell kvikkleire
Tørr-skorpe-leire
Grove masser
Berg
1
4
8
20
60
100
500
2000
Resistivitet [Ωm]

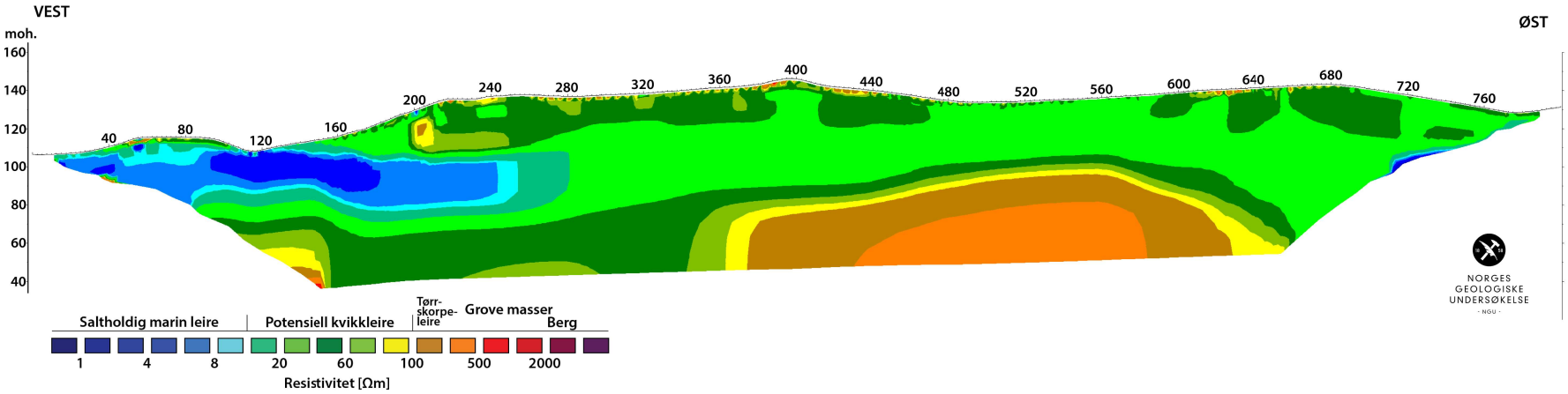
ERT-6


moh.
SØRVEST
NORDØST
180
160
140
120
100
80
60
40
80
120
160
200
240
280
320
360
400
440
480
520
560
Saltholdig marin leire
Potensiell kvikkleire
Tørr-skorpe-leire
Grove masser
Berg
1
4
8
20
60
100
500
2000
Resistivitet [Ωm]
NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE
- NGU -

ERT-8


moh.
SØRVEST
NORDØST
160
150
140
130
120
110
100
90
80
70
40
80
120
160
200
240
280
320
360
400
440
480
Saltholdig marin leire
Potensiell kvikkleire
Tørr-skorpe-leire
Grove masser
Berg
1
4
8
20
60
100
500
2000
Resistivitet [Ωm]
NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE
- NGU -

ERT-7


VEST
ØST
moh.
160
140
120
100
80
60
40
40
80
120
160
200
240
280
320
360
400
440
480
520
560
600
640
680
720
760
Saltholdig marin leire
Potensiell kvikkleire
Tørr-skorpe-leire
Grove masser
Berg
1
4
8
20
60
100
500
2000
Resistivitet [Ωm]
NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE
- NGU -



NORGES
GEOLOGISKE
UNDERSØKELSE

· NGU ·

Norges geologiske undersøkelse
Postboks 6315, Sluppen
7491 Trondheim, Norge

Besøksadresse
Leiv Eirikssons vei 39
7040 Trondheim

Telefon 73 90 40 00
E-post ngu@ngu.no
Nettside www.ngu.no