

NGU Rapport 2007.034

Dypforvitring i Oslo-regionen. Påvising og
oppfølgende undersøkelser.

Rapport nr.: 2007.034	ISSN 0800-3416	Gradering: Åpen	
Tittel: Dypforvitring i Oslo-regionen. Påvising og oppfølgende undersøkelser.			
Forfatter: Rønning, J.S., Olesen, O., Dalsegg, E., Elvebakk, H. og Gellein, J.		Oppdragsgiver: Statens vegvesen, Vegdirektoratet / NGU	
Fylke: Oslo, Akershus, Østfold, Oppland og Vestfold		Kommune: Flere kommuner på Østlandet.	
Kartblad (M=1:250.000) Oslo og Hamar		Kartbladnr. og -navn (M=1:50.000) Flere	
Forekomstens navn og koordinater: 32 V Lutvann sør 605050 6641950, Lutvann nord 605050 6643980 Lieråsen 575070 6627250, Larvik 558598 6548030 Lunner 593940 6619000,		Sidetall: 50 Kartbilag:	Pris: kr 300,-
Feltarbeid utført: Oktober 2005	Rapportdato: April 2007	Prosjektnr.: 301817	Ansvarlig: <i>Dyrheim Nordgulen</i>
<p>Sammendrag: Som et ledd i NGUs satsning på geologi i Oslo-regionen (GEOS) er det arbeidet med påvising av dypforvitring. Arbeidet er støttet økonomisk av Statens vegvesen, Vegdirektoratet.</p> <p>Undersøkelsen har vist at dypforvitring finnes i Norge, og at denne kan skape store problemer vedanlegg i fjell. Studier foretatt av den svenske geografen Lidmar-Bergström viser at denne dypforvitringen finnes på Østlandet, langs Sørlandskysten opp til Jæren og i deler av Trøndelag. Parallelt med at silikatmineraler omvandles til leirmineraler vil magnetitt omdannes til mindre magnetiske mineraler, noe som gir seg utslag i svekket magnetfelt over sonene. NGU har utviklet en spesiell teknikk for regional påvising av denne dypforvitringen. Områder hvor svekket magnetfelt faller sammen med depresjoner i terrenget tolkes som sannsynlig og mulig dypforvitring, avhengig av signalstyrke. Metoden er blitt kalt AMAGER (Aero-MAGnetiske og Geomorfologiske Relasjoner). På grunnlag av denne analysen er det utarbeidet et aktsomhetskart for tunnelplanlegging over det sentrale østlandsområdet (se www.ngu.no).</p> <p>Oppfølging på 4 kjente tunnelprosjekter viser at mer enn 90 % av problemsonene kunne påvises. Metoden er imidlertid beheftet med visse svakheter. Manglende magnetitt i en bergart vil gi redusert eller fraværende respons, og i områder med store løsmassemektheter vil også responsen bli svekket. Ganger og geologiske kontakter kan gi svekket magnetfelt som kan mistolkes som dypforvitringssone. Fravær av indikasjon på dypforvitring kan ikke friskmelde en bergart. På grunn av disse svakheterne, er det nødvendig at geolog og geofysiker vurderer resultatene før de anvendes direkte i planleggingen av fjellanlegg. Metoden egner seg godt for påvising av leirholdige svakhetssoner, men mindre bra for detaljert karakterisering av sonene.</p> <p>For NGU er det viktig å kunne karakterisere svakhetssonene i tillegg til å påvise dem. Med karakterisering menes her både geometri (dybderekkevidde, bredde og fall), men også om det finnes leire på sprekke som kan gi mindre vanngjennomstrømming og eventuelt ustabil fjell. Oppfølgende undersøkelser ved Romeriksporten, Lieråsen jernbanetunnel og Lunner-tunnelen viser at 2D resistivitet kan følge sonenes utvikling mot dypet. Tidligere analyser ved Lunnertunnelen viser at metoden også kan, under visse geologiske forhold, si noe om hvilke problemer en kan møte ved tunneldrivingen. Arbeid med modellberegninger som viser muligheter og begrensninger med metoden bør systematiseres og sammenholdes med kunnskap om resistiviteter i massive, ikke oppsprukne bergarter.</p> <p>Tyngdemålinger (gravimetri) ble benyttet i dette prosjektet for å vurdere om metoden kunne gi informasjon om hvor langt de forskjellige sonene strekker seg mot dypet. Metoden har ikke gitt klar informasjon om dette, og videre bruk anbefales ikke. Metoden Indusert Polarisasjon (IP) har heller ikke ved denne undersøkelsen bidratt til karakterisering av svakhetssoner, men kan gi verdifull informasjon ved påvising av sulfider i bergarten.</p>			
Emneord: Geofysikk	Magnetisk måling	Gravimetri	
Elektrisk måling	Dypforvitring		
	3	Fagrapport	

INNHOOLD

1.	INNLEDNING	7
2.	ANALYSE AV DYPPFORVITRING	7
2.1	Introduksjon	7
2.2	Geologisk bakgrunn	8
2.2.1	En hilsen fra dinosaurene	8
2.2.2	Gammel teori – ny teknologi.....	13
2.3	Datagrunnlag for analyse av dypforvitring	13
2.3.1	Magnetiske data.....	13
2.3.2	Topografiske/batymetriske data.....	17
2.4	Analysemetode	18
2.5	Verifisering ved utvalgte tunneler.....	20
2.5.1	Romeriksporten	21
2.5.2	Lieråsen jernbanetunnel	22
2.5.3	Oslofjordtunnelen.....	24
2.5.4	Hvalertunnelen	25
2.6	Oppsummering	26
3.	OPPFØLGENDE UNDERSØKELSER I FELT.....	27
3.1	Tyngdemålinger	27
3.1.1	Datainnsamling.....	27
3.1.2	Prosessering.....	27
3.1.3	Geologi og tettheter	28
3.1.4	Modellering	28
3.2	Elektriske målinger	29
3.2.1	Datainnsamling.....	29
3.2.2	Strømstyrke og datakvalitet.....	29
3.2.3	Inversjon.....	29
3.3	Resultater fra oppfølgende undersøkelser	30
3.3.1	Lutvannssonen over Romeriksporten.....	30
3.3.2	Lieråsen jernbanetunnel	35
3.3.3	Lunnertunnelen.....	37
3.3.4	Farrisvatnet ved Larvik	41
4.	DISKUSJON	44
5.	KONKLUSJON	46
6.	REFERANSER	47

DATABILAG

Databilag 1: Innmålte profiler 2D resistivitet og gravimetri

Parallelt med denne rapporten er det utarbeidet et aktsomhetskart for tunnelplanlegging for det sentrale Østland (Olesen 2006).

1. INNLEDNING

I et samarbeid med Statens vegvesen, Vegdirektoratet, har Norges geologiske undersøkelse (NGU) utført samtolkning av magnetiske data målt fra fly og helikopter med topografiske data, og ut fra samvariasjon er mulig dypforvitring i Oslo-regionen påvist. Området strekker seg fra Larvik/Hvaler i sør til Hurdal i nord. Opprinnelig ble dette arbeidet utført i 4 mindre testområder. Finansiell støtte fra Statens vegvesen, Vegdirektoratet, gjorde det mulig å utføre tilsvarende analyser i hele området hvor det fantes magnetiske data målt fra fly eller helikopter.

Tradisjonell refraksjonsseismikk gir begrenset informasjon om soners utstrekning mot dypet, og som et alternativ har NGU arbeidet med resistivitetsmålinger (elektriske motstandsmålinger) for påvisning og karakterisering av svakhetssoner i fjell (Rønning 2003). For å få et bilde av hvor dypt denne mulige dypforvitringen går, er enkelte påviste dypforvitringssoner fulgt opp med denne type måling. Det er også arbeidet med induisert polarisasjon for karakterisering av svakhetssoner. Erfaringene fra tidligere undersøkelser er blandet (Rønning 2003), men på grunn av liten tilleggsinnsats, ble metoden også tatt med ved disse undersøkelsene.

Tyngdemålinger eller gravimetri, gir redusert tyngdefelt over masser med lavere tetthet. En forvitring i bergarten vil redusere tettheten, og det burde derfor være mulig å påvise dypforvitringssoner med tyngdemålinger. Det var spesielt interessant å se om metoden kunne se enda dypere enn hva en i praksis kan gjøre med resistivitetsmålinger. På grunn av dette ble også tyngdemålinger lagt inn i dette oppfølgingsprosjektet.

Denne rapporten presenterer først arbeidet med påvisning av mulig dypforvitring ut fra magnetiske og topografiske/batymetriske data. Deretter presenteres resultatene fra de oppfølgende undersøkelsene i felt. Til slutt gis en vurdering av anvendte teknikker som verktøy for effektiv tunnelplanlegging.

Odleiv Olesen er ansvarlig for alt arbeid med påvisning og kartfremstilling av mulig dypforvitring fra magnetiske og topografiske data. Einar Dalsegg er ansvarlig for all oppfølging med resistivitet og induisert polarisasjon, mens Jomar Gellein og Harald Elvebakk er ansvarlige for tyngdemålinger og tolkning. Jan S. Rønning er ansvarlig for samtolkningen av data og rapporteringen.

2. ANALYSE AV DYPFORVITRING

2.1 Introduksjon

Stabilitet og vannlekkasjer i tunneler har vært et tilbakevendende problem i Oslo-området. Innenfor rammen av GEOS ("Geologi i Osloregionen") har NGU hatt ambisjoner om å forstå hvordan disse svakhetssonene er dannet og i tillegg utvikle metoder for å kartlegge dem (Olesen 2004 a, b). Resultatene presenteres i denne rapporten og som publikasjon (Olesen o.a. 2007).

Praksis har vist at det er vanskeligere å lage fjellanlegg på Østlandet enn i de fleste andre områder av landet. Negative erfaringer med tunnelbygging i Oslo-området går helt tilbake til tidlig på 1900-tallet. Byggingen av Holmenkollbanen medførte for eksempel så store vanskeligheter at utbyggingsselskapet gikk konkurs og kommunen måtte gripe inn (Kirkemo 2000).

Jernbanetunnelen gjennom Lieråsen mellom Asker og Drammen er et annet skandaleprosjekt (Huseby 1968, Palmstrøm o.a. 2003). Utbyggingen startet i 1962, men etter fem år var bare halve tunnelen sprengt ut. Årsaken var bl.a. soner med "dårlig" fjell hvor ras og vannlekkasjer var resultatet. For å kunne ferdigstille tunnelen ble det i dette tilfellet nødvendig å legge om traseen (Huseby 1968, Palmstrøm o.a. 2003).

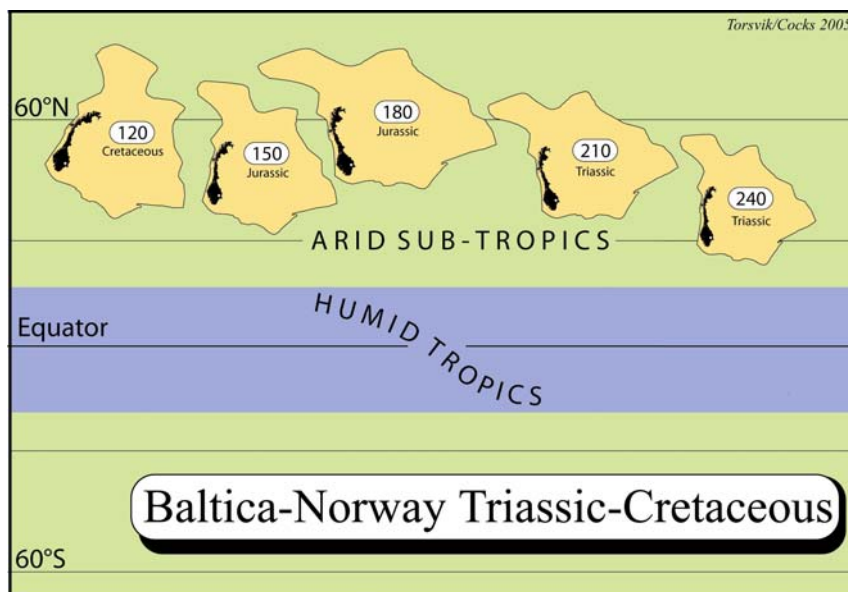
Romeriksporten og Oslofjordtunnelen med vanninntrenging og utrasing i svakhetssoner er godt kjent fra det siste tiåret (Bollingmo 1999, Palmstrøm o.a. 2003), og Romeriksporten alene førte til kostnadsoverskridelser på ca. én milliard kroner. I den senere tid har vi hatt ras i tunneler som er tatt i bruk (Oslofjordtunnelen og Hanekleivtunnelen). Det siste er at i alt 7 tunneler langs E18 i Vestfold stenges på grunn av antatt for dårlig sikring.

Nye planlagte tunnelprosjekter i Oslofjord-området representerer noen av de største investeringsprosjektene utenfor oljesektoren i Norge. Ny dobbeltsporet jernbane mellom Asker og Sandvika har for eksempel en prislapp på fire milliarder kroner. Det er derfor samfunnsøkonomisk lønnsomt å bedre kunnskapen om hvor svakhetssonene ligger og hvordan de er dannet.

2.2 Geologisk bakgrunn

2.2.1 En hilsen fra dinosaurerne

I jura tid mens dinosaurerne rådde grunnen i Norge, var klimaet subtropisk. Østlandet lå den gang på omtrent samme breddegrad som Kina i dag (Fig. 2.1).

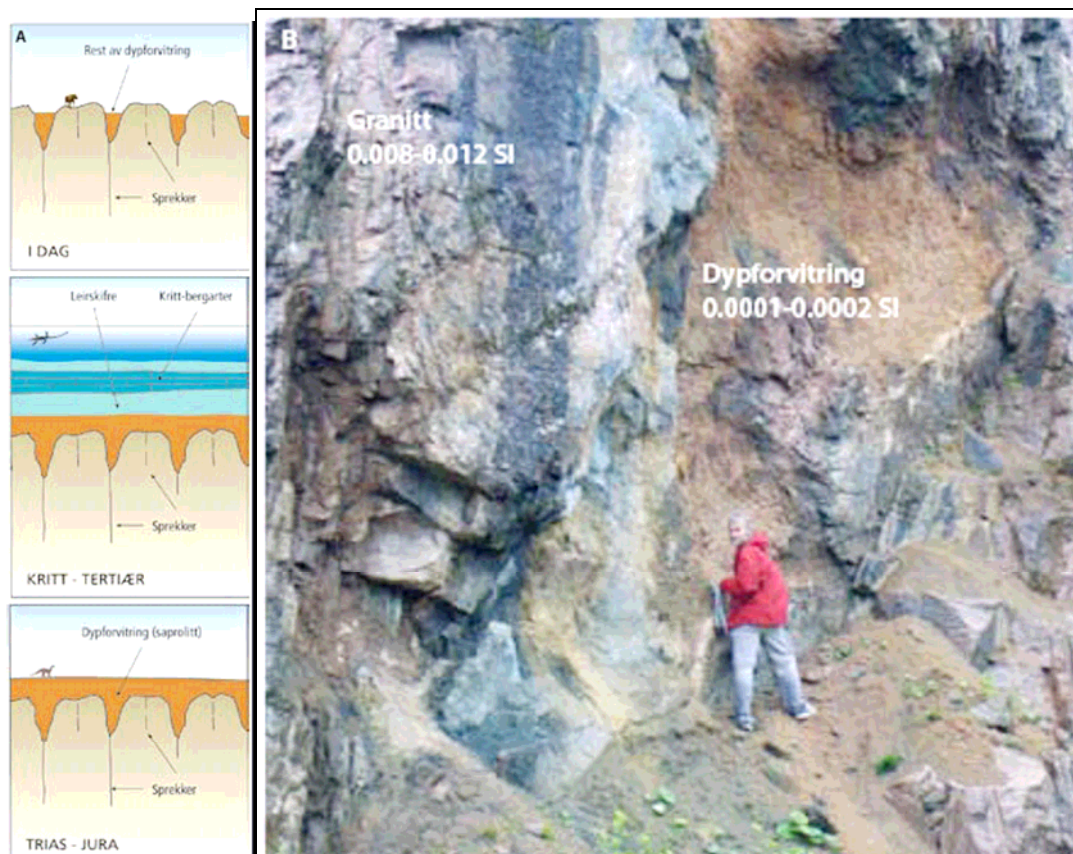


Figur 2.1. Oslofjord-området lå på 30-40° nordlig bredde i jura-trias tid (Torsvik & Cocks 2005), dvs. på omtrent samme breddegrad som Kina dag. Klimaet var hovedsakelig subtropisk. Tallene på kartet viser tid i mill.år.

Store elver rant gjennom landskapet og førte sand og slam ut i havet som senere ble til avsetningene i Nordsjøen. Det ble avsatt både kildebergarter (svarte skifere med høyt organisk innhold) og reservoarbergarter (sandstein). Det varme og fuktige klimaet ga gode vekstforhold for regnskoger, og restene finner vi i dag igjen som tykke kull-lag både i Nordsjøen og Norskehavet (Ramberg o.a. 2006).

Humussyre fra råtnende planter og trær gjorde grunnvannet surt. Det ”aggressive” vannet rant gjennom sprekker i det underliggende fjellet og angrep enkelte mineraler (for eksempel feltspat) som langsomt ble brutt ned til leirmineraler. Forvitringen foregikk gjennom millioner av år og var virksom langs hele overflaten, men i sprekkesoner som allerede var oppkjust ved forkastningsaktivitet eller hydrotermal omvandling, gikk den langt ned i berggrunnen (se figur 2.2 A). Derfor har den fått betegnelsen dypforvitring i disse sprekkeene. Produktene fra forvitringen består bl.a. av smektitt (svelleleire) og kaolin. Denne leirinfiserte berggrunnen skaper i dag hodebry for tunnelbyggere på Østlandet (Olesen et al. 2007).

Senere, da havet steg med 300-400 meter og fløt inn over fastlandet i kritt tid (for ca. 140-65 millioner år siden), ble bergartene begravd av leirsteiner og kritt av samme type som vi finner i Nordsjøen. Hevningen av Østlandet begynte først på slutten av tertiærtiden for 10-20 millioner år siden (Riis 1996, Lidmar-Bergström et al. 1999). Derfor ble produktene fra den tropiske dypforvitringen sannsynligvis bevart helt frem til de store istidene satte inn for ca. én million år siden.

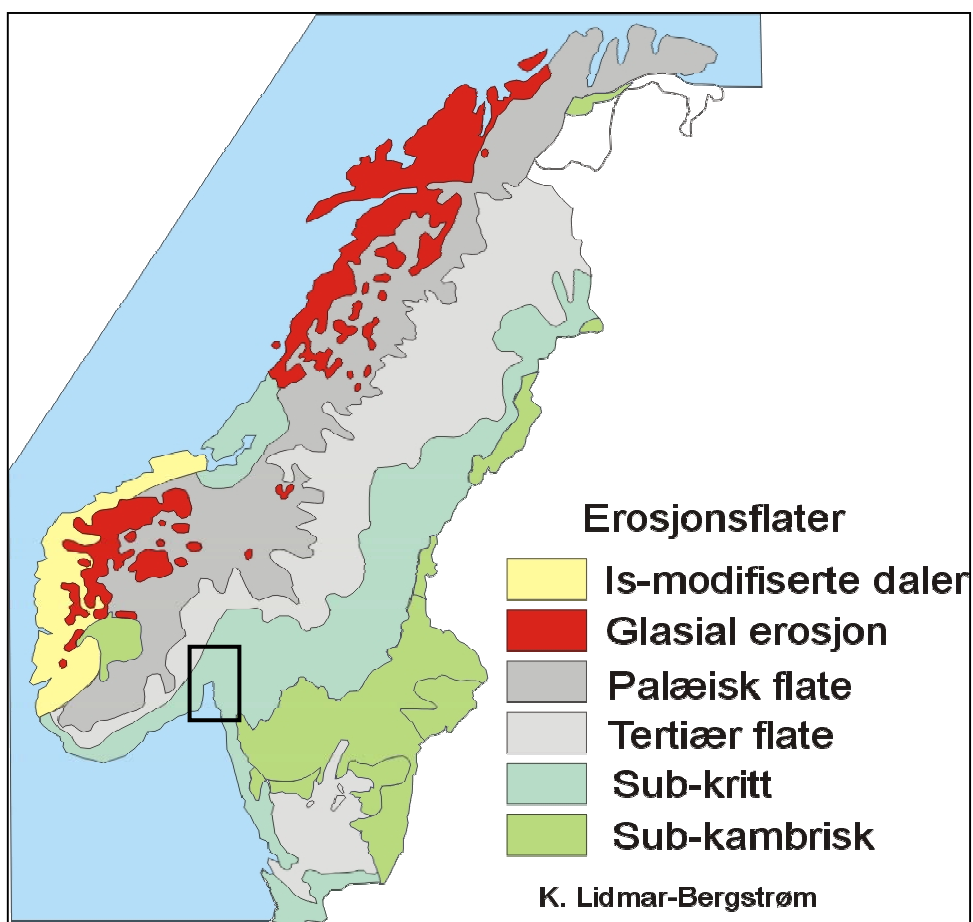


Figur 2.2. A) Dannelse av tropisk dypforvitring (se tekst). Leirmineraler som smektitt og kaolin ligger i dag bevart nede i sprekkesoner Tegning: Modifisert etter Karna Lidmar-Bergström. B) Foto viser eksempel på dypforvitring i veiskjæring langs E-23 i Røyken. Tallverdiene viser at magnetisk susceptibilitet er lavere i dypforvitringen enn i granitten.

Under istidene sank havnivået igjen. Isens bevegelser, samt de store mengdene med smeltevann, fjernet laget med de bløte bergartene fra kritt og tertiær som hadde beskyttet forvitningsproduktene. Samtidig forsvant det øverste laget av de forvitrede bergartene, men de eroderende kreftene nådde ikke ned i de dype sprekkesonene hvor det kan ligge bevart mer enn 200 meter med forvitningsprodukter. Disse leirfylte sprekkene kommer til syne når vi lager tunneler i et dyp på 50-200 meter under dagens fjelloverflate (Olesen o.a. 2007).

Denne nye geologiske viten som vi nå overfører til Østlandet er basert på forskning på berggrunn og landskapsformer i Sør-Sverige utført av Lidmar-Bergström (1989) ved Universitetet i Stockholm. Hun har vist at det i Skåne ligger et opptil 60 meter tykt lag av forvitningsmateriale under sedimentære bergarter av sen jura og kritt alder. Figur 2.3 viser hvor denne type dypforvitring fremdeles kan finnes.

De to norske geologene Ellen Roaldset (Universitetet i Oslo) og Fridtjof Riis (Oljedirektoratet) har begge arbeidet med lignende problemstillinger i Norge. De har studert henholdsvis kjemisk dypforvitring av berggrunnen, og landhevning og erosjon gjennom tertiær (Roaldset et al. 1982, Riis 1996)



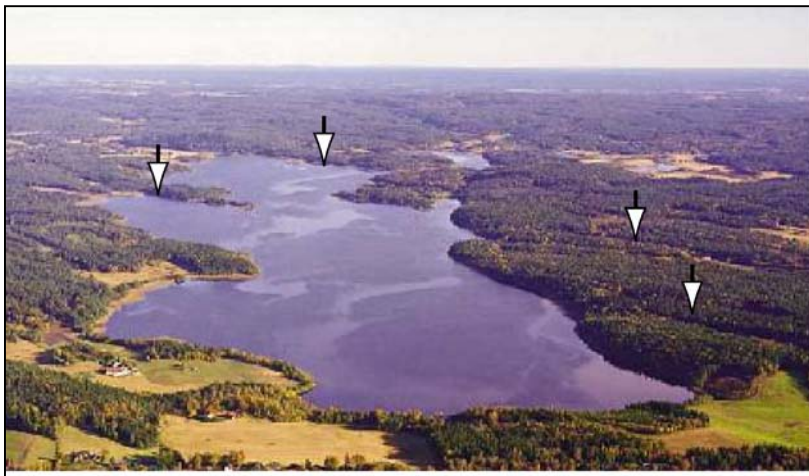
Figur 2.3. Geomorfoloisk kart av Skandinavia (Lidmar-Bergström et al. 1999). Sub-kritt "etse"-flater, hvor en kan finne dypforvitring, strekker seg fra Skåne nordover langs vestkysten av Sverige og videre innover Østlandet og sørover langs Sørlandskysten. Svart ramme angir område for dypforvitningsanalyse.

Leire har andre fysiske egenskaper enn krystallinske bergarter. Både elektrisk motstand, seismisk hastighet og tetthet blir lavere. I tillegg vil magnetiserbarheten (magnetisk susceptibilitet) bli redusert. Flymagnetiske målinger er derfor en hurtig og kostnadseffektiv metode for kartlegging av soner med mye leire i berggrunnen. Feltspat brytes ned til leirmineraler som smektitt og kaolin under tropiske forhold, eller som følge av hydrotermal omvandling. Samtidig vil de magnetiske mineralene i bergarten, magnetitt og hematitt, omdannes til mindre magnetiske jernhydroksyder. Forvitringssoner vil derfor gi et negativt avvik i det målte magnetfeltet.

Bildene vist i figur 2.4 (a, b og c) viser hvordan et typisk landskap med dypforvitring fremstår i terrenget. Landskapet kjennetegnes på lange lineære forsenkninger i terrenget.



Figur 2.4a. Pre-kritt 'etse'-flate på Hvaler, Østfold. De lokale lineære depresjonene kommer fram som tydelige daler eller sund mellom øyer og tolkes som eroderte dypforvitringssoner langs forkastninger og sprekkesoner.

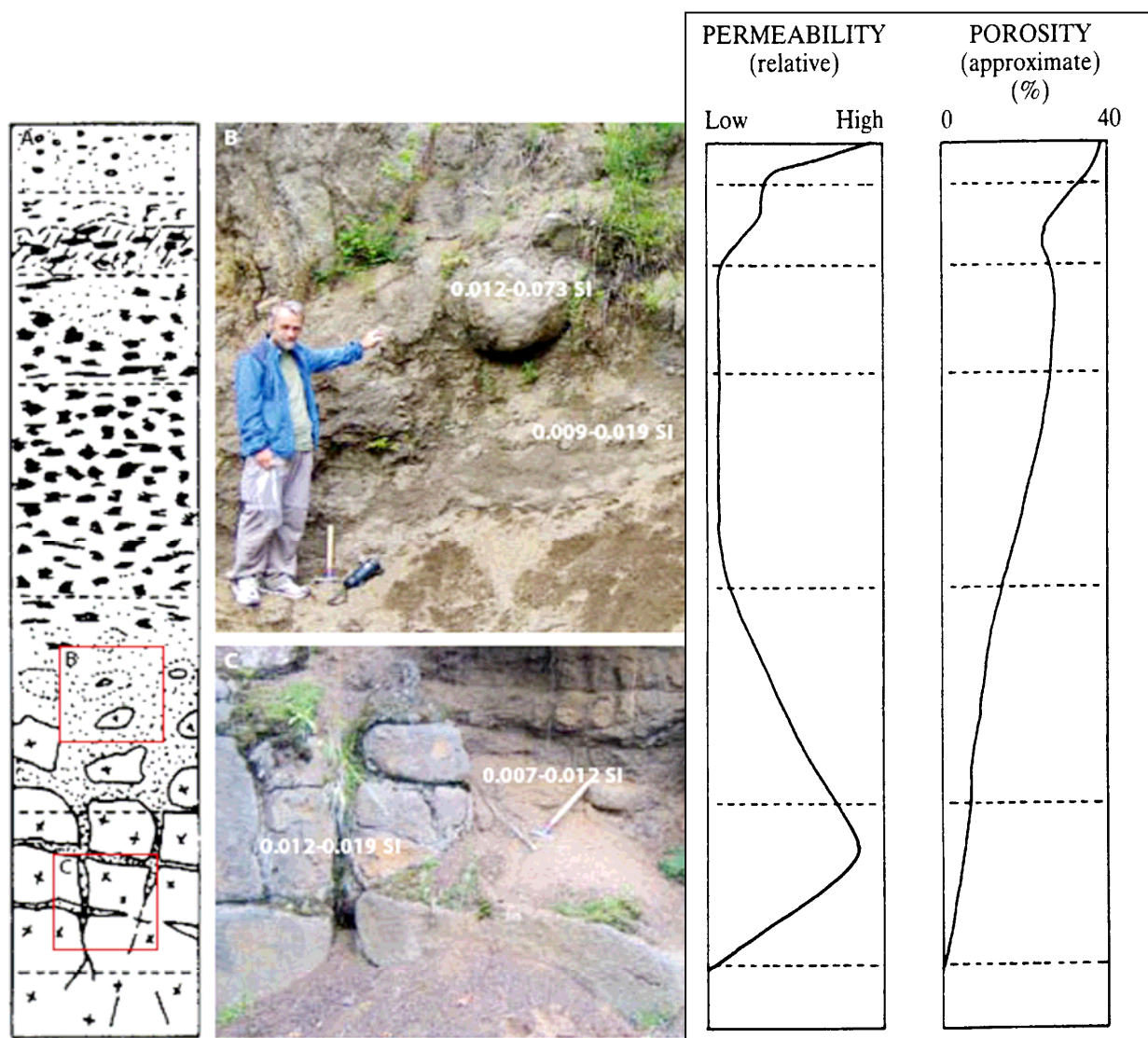


Figur 2.4b. Pre-kritt 'etse'-flate rundt Isesjøen i Sarpsborg-området. Pilene viser lineære forsenkninger i terrenget.



Figur 2.4c. Pre-kritt 'etse'-flate langs Bingedammen i Fredrikstad. Fredrikstad sentrum med bro over Glomma kan sees i bakgrunnen.

Et detaljert vertikalsnitt gjennom en typisk dypforvittringssone er vist i figur 2.5A (Acworth 1987). De øverste og nederste lagene er av en grovkornet grusig eller sandig type, mens de to midterste lagene er mer leirholdige. I de dypere deler finnes store avrundete blokker (corestones), mens en rett over massivt fjell ofte finner sprekker med leirfylling. Mektighet på dypforvitringen er vanligvis opptil 100 meter, men i oppsprukket fjell kan det være betydelig dypere, dvs. opptil 200-300 meter. Detaljert oppfølging viser at ulike soner av de dypere partier er blottet ved Larvik (Fig 2.5B) og ved Thorsås i Siljan (Fig. 2.5C). Reststeiner av uforvitret larvikitt ligger igjen som såkalte 'corestones'. Disse er typiske trekk ved dypforvittringsprofil i dagens tropiske strøk. Det forholdsvis grovkornete produktet av dypforvitringen av larvikitt er brukt som grus på skogsveiene i området. Målinger på blotningene viser at magnetiserbarheten (susceptibiliteten) er redusert i forvitringen sammenlignet med den forholdsvis 'friske' larvikitten.



Figur 2.5. A) Typisk tropisk dypforvittrings-profil med inndeling i seks forskjellige soner (etter Ian Acworth 1987). B) Rester av dypforvittring i regional svakhetszone i Djupdal ved Larvik. C) Begynnende dypforvittring langs sprekkesoner i larvikitt ved Thorsås i Siljan. Tallverdiene viser at magnetisk susceptibilitet er lavere i dypforvitringen enn i larvikitten. Til høyre er det vist hvordan permeabilitet og porøsitet kan variere gjennom dypforvittringsprofilen (Acwoth 1987).

2.2.2 Gammel teori – ny teknologi

Produkter fra dypforvitring i form av svelleleire og kaolin finnes også i den prekambriske berggrunnen under jura-kritt bergartene både på Andøya (Sturt et al. 1979), ved Stadlandet (Roaldseth et al. 1982), i Skåne (Lidmar-Bergström 1989) og på norsk kontinentalsokkel (Roaldseth et al. 1993).

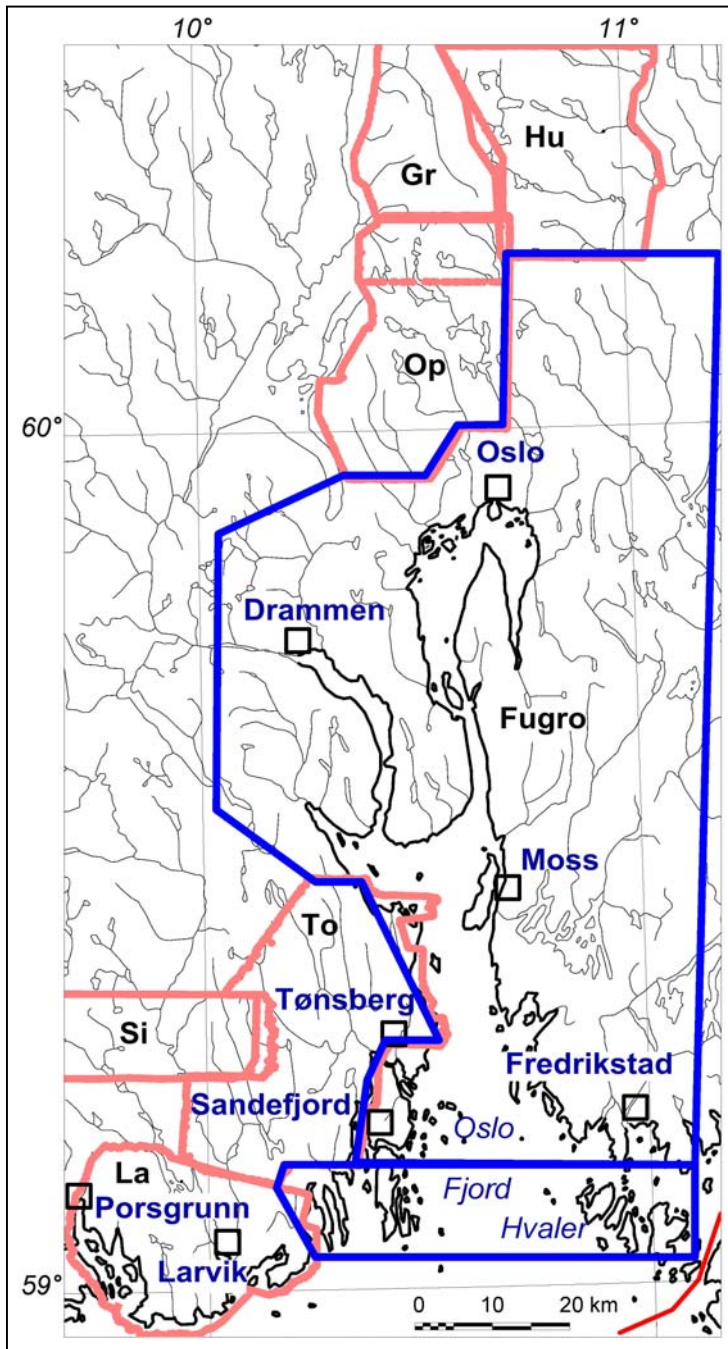
Reusch (1902) argumenterte for at hele Østlandet var dekket av sedimenter avsatt i kritt. Han baserte hypotesen blant annet på et trekk i landskapet som han kalte ”påtvungne daler”. Numedalslågen kunne ikke erodere gjennom Skrimfjella uten at elveløpet var fastlagt i overliggende, bløtere sedimenter, mente han. Funn av flint i morene på Østlandet ledet ham til å foreslå krittbergarter som han visste var flintførende i Danmark. Denne vurderingen er sannsynligvis korrekt, men den har vært lite påaktet i de siste hundre år. Reusch (1878) hevdet også at mange av landskapstrekkene ble lite forandret under istiden. De høyereliggende områdene med størkningsbergarter (for eksempel lavaplatåene ved Kolsås og Skaugum og granittområdene på Hurum og i Nordmarka) fantes allerede før avsetningen av bergartene i kritt-tiden. Isstrømmene har mye senere gravd ut U-daler og fjorder. Låg (1945) observerte at det kunne dyrkes rug og poteter i forvitringssjord som fantes innenfor et flere kvadratkilometer stort område nord for Larvik. Denne jorda var imidlertid for tørr for mange andre nyttevekster. Låg (1963) observerte også at morenemateriale i Nordmarka inneholdt uvanlig mye leire.

2.3 **Datagrunnlag for analyse av dypforvitring**

Metoden for analyse av dypforvitring bygger på en samvariasjon mellom svekket magnetfelt og depresjoner i terrenget. I det følgende blir datasettene presentert.

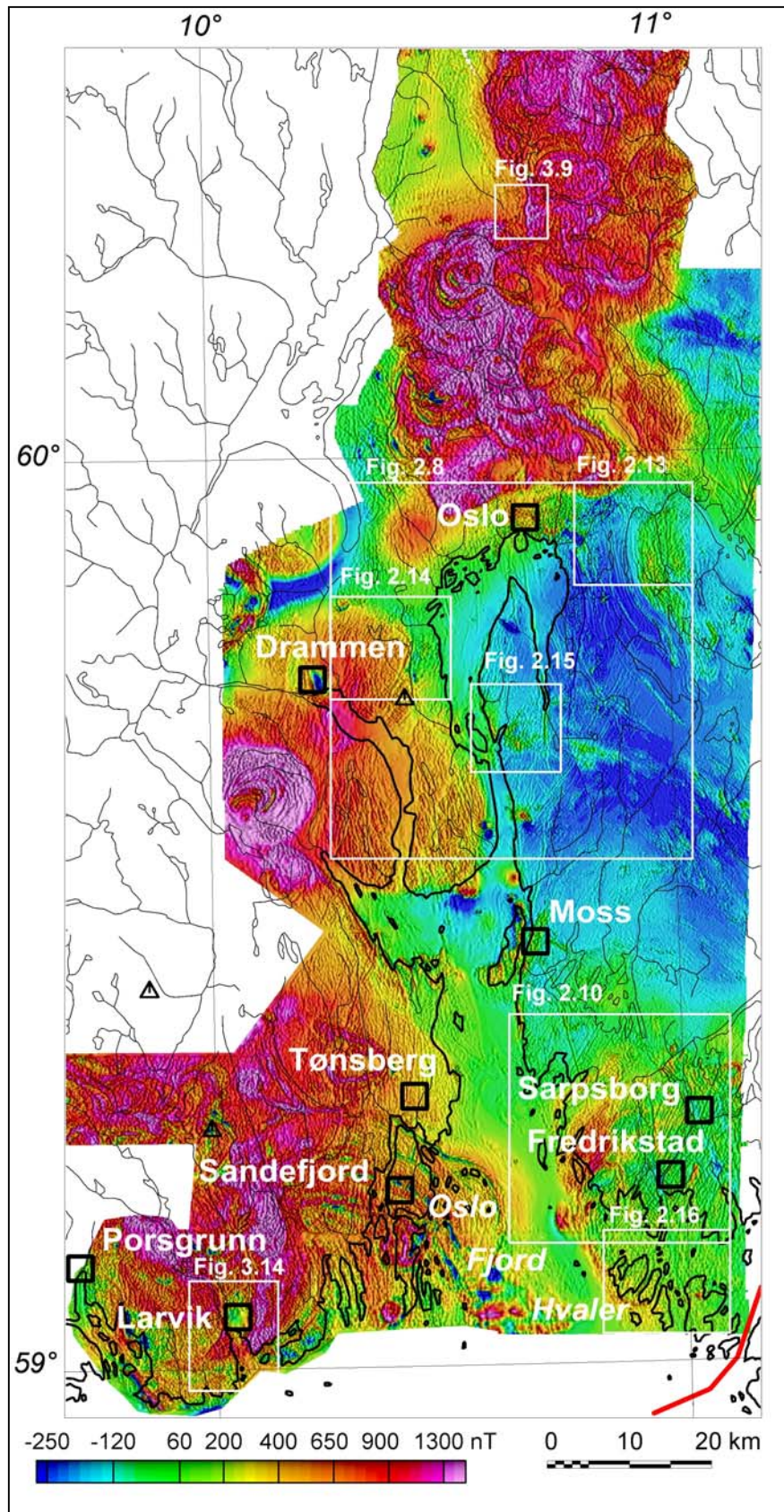
2.3.1 Magnetiske data.

De magnetiske data som er benyttet i dette arbeidet er målt fra helikopter eller fly (se figur 2.6). Helikoptermålingene i Vestfold og nordover mot Hurdal i Akershus ble utført av NGU med den magnetiske sonden slepet ca. 45 meter over bakken. Ved disse målingene ble det i tillegg målt radioaktiv stråling med en krystallpakke montert under helikopteret. I tillegg ble det delvis målt med en elektromagnetisk sonde (nederste på bilde i figur 2.6). Denne gir respons på elektrisk ledende soner i bakken. Ved flymålingene, som ble utført av Fugro Airborne Surveys fra Johannesburg, var sensorhøyden vanligvis ca. 60 meter over bakken, men i tettbygde områder ble det på grunn av sikkerhet målt i 100 meters høyde. Flyhastigheten var henholdsvis ca. 100 eller 220 km/t ved helikopter- og flymålingene, og ved begge systemene var målepunktavstanden ca. 30 meter. Linjeavstand var ved helikoptermålingene 200 meter, mens det ved flymålingene ble målt med linjeavstand 250 meter i det største området og 500 meter i det minste mot sør. Profilene var orientert Ø-V med unntak av Gran-området på Hadeland som ble dekket med N-S-linjer. Referanse til de ulike måleroppdrag er vist i figur 2.6.



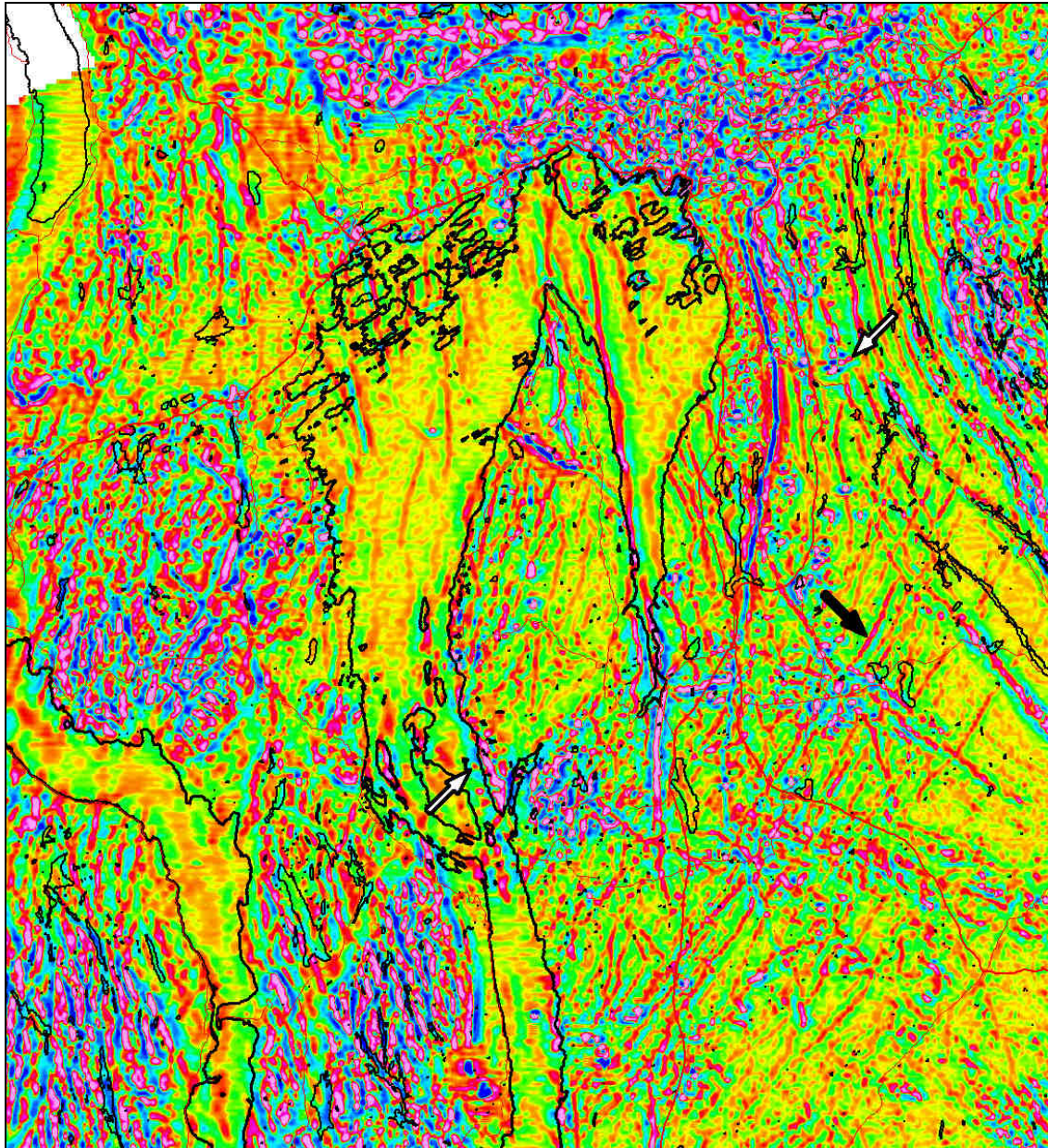
Figur 2.6. Dekning av helikopter- og flymålinger i Oslofjord-området vist med henholdsvis rød og blå farge. Forkortelser angir helikopteroppdrag: Gr - Gran (Beard 1998), Hu - Hurdal (Beard & Mogaard 2001), Op - Oppkuven (Beard 1997, Beard & Rønning 1997, Beard & Lutro 2000), La - Larvik (Mogaard 1998, Beard 1999), Si - Siljan (Håbrekke 1982) og To - Torp (Mogaard 2001). Flymålingene er utført av Fugro Airborne Surveys (2003) og vist med to blå rammer.

De magnetiske data fra de forskjellige måleoppdragene ble først enkeltvis griddet til et regulært rutenett på 50x50 meter med hjelp av minimering av flatekurvaturen. De forskjellige datasettene ble så sammenstilt til et regionalt grid med ved hjelp av en minimum kurvatur algoritmen Gridknit (Geosoft 2005a). Hver celle ble deretter delt i fire slik at celledimensjonen ble her 25x25 meter. I figur 2.7 er data vist som fargekart.



Figur 2.7. Sammenstilling av magnetiske data i Oslofjord regionen. De hvite rammene viser utsnitt presentert i andre figurer.

Det er laget et skyggerelieff-kart av et 1 km høypass-filtrert datasett i sort/hvitt som er overlappet totalfeltet i farger. Skyggerelieffet er framstilt med belysning fra øst. Et utsnitt av det 1 km høypass-filtrerte datasettet er vist i figur 2.8.

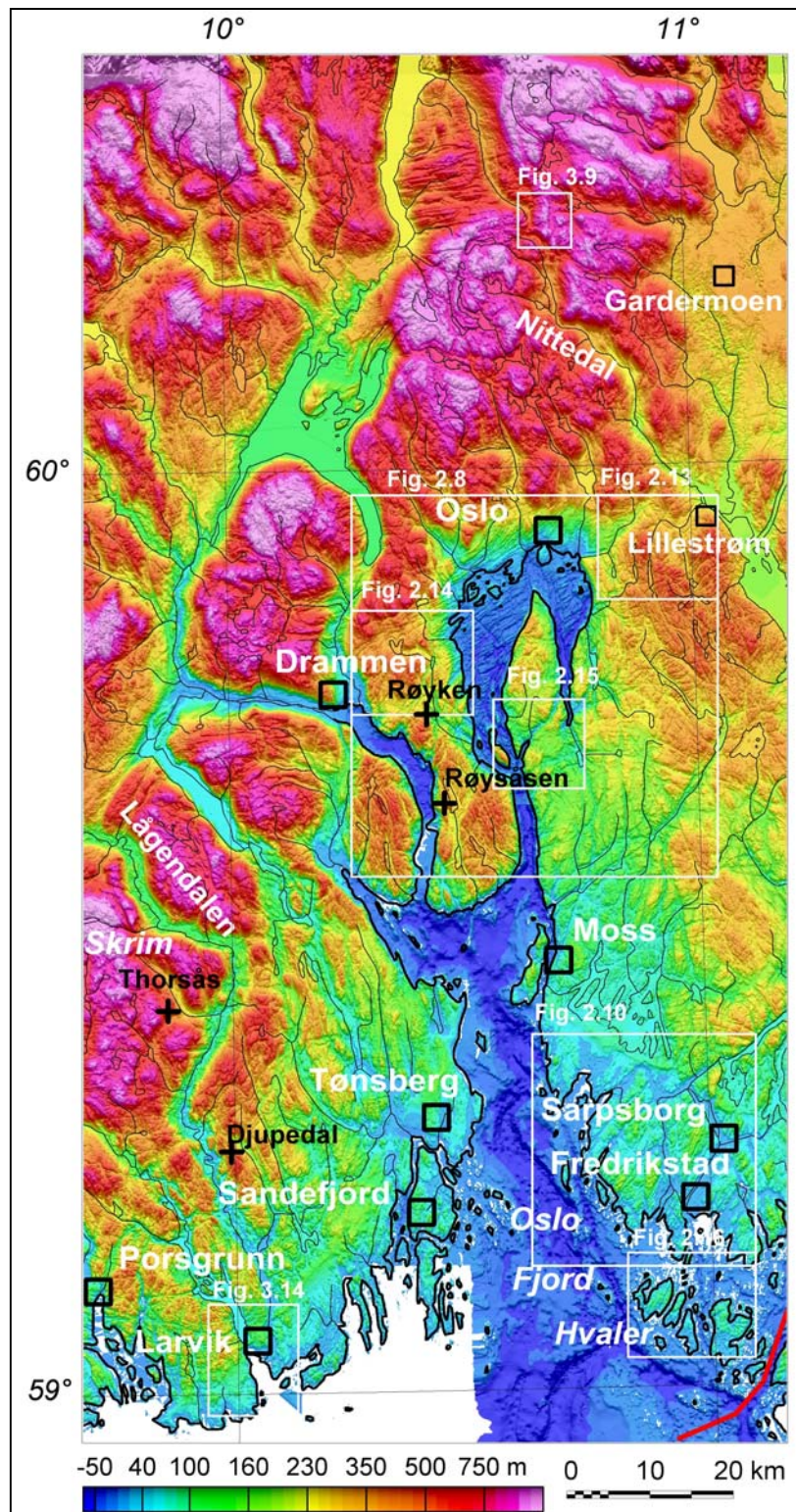


Figur 2.8. Filtrerte aeromagnetiske anomalier med bølgelengde kortere enn 1 km fra indre Oslofjord–Drammensfjord-området.

Det høypass-filtrerte datasettet viser en rekke lineære strukturer som kan knyttes til berggrunnsgeologien i området. Den sorte pilen peker på en permisk diabasgang som det åpenbart finnes mange av i området. Et stort antall av de negative magnetiske anomaliene vist i figur 2.8 antas å skyldes dypforvitring. Andre negative anomalier er kontakt-anomalier knyttet til positive anomalier, for eksempel relatert til permiske diabasganger. To anomalier, markert med hvite piler på kartet kan relateres til menneskeskapte kilder, vraket etter slagskipet Blücher og den kommunale søppelfyllingen på Grønmo.

2.3.2 Topografiske/batymetriske data.

Et digitalt grid av terrengdata (Olesen o.a. 2007) er interpolert hovedsakelig fra digitale topografiske kart i målestokk 1:5.000 og 1:10.000 (fra Norge Digital) i tillegg til batymetriske data fra NGUs maringeologiske kartlegging i indre Oslofjord (A. Lepland, pers. meddelelse 2006) og sjøkart fra ytre Oslofjord. Vi har laget et skyggerelieff-kart (Fig. 2.9) av et 1 km høypass filtrert datasett i sort/hvitt som er overlagret terrengdata i farger. Detaljinformasjonen kommer dermed tydeligere fram. Skyggerelieffet er framstilt med belysning fra øst.

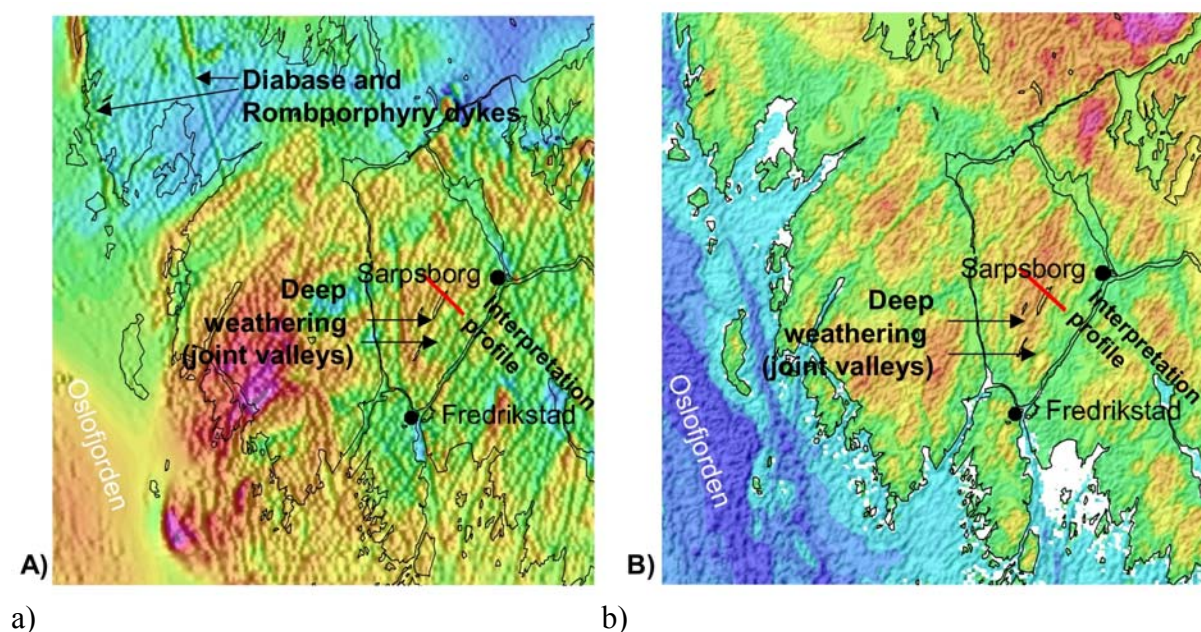


Figur 2.9. Topografi og batymetri fra Oslofjord området. De hvite rammene viser utsnitt presentert i andre figurer.

2.4 Analysemetode

Jordens magnetfelt induserer en sekundær magnetisering i berggrunnen som igjen vil gi et bidrag til det målte jordfeltet. Det induserte feltet avhenger av bergartens magnetiserbarhet (magnetisk susceptibilitet). Når bergartsdannende silikatmineraler brytes ned til leirmineraler som smektit og kaolin under tropiske forhold, vil de magnetiske mineralene magnetitt og hematitt omdannes til mindre magnetiske jernhydroksyder (Grant 1984, Clark 1997, Henkel & Guzman 1977). Det er denne prosessen som gir den karakteristiske røde fargen i tropisk jordsmonn. Dypforvitring vil derfor gi et negativt avvik i det målte magnetfeltet. NGU har utviklet en filtreringsmetode for å framheve signalet fra dypforvitringen (Olesen et al. 2007).

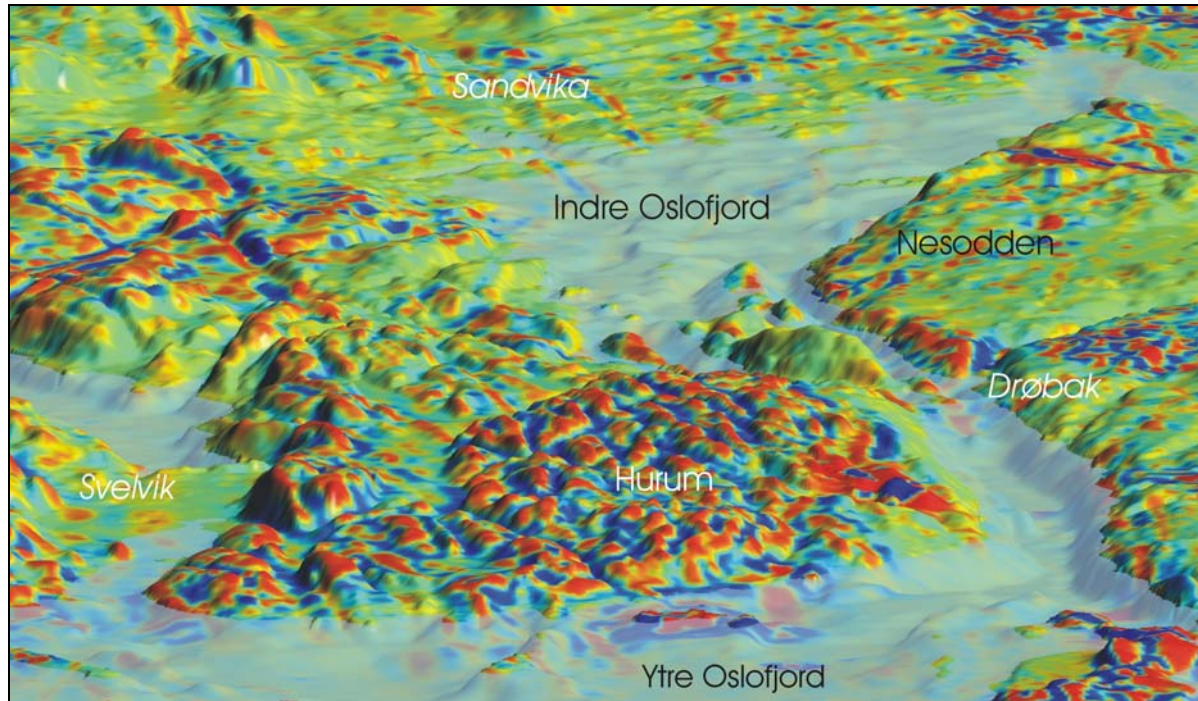
Sammenfallende forsenkninger (negative anomalier) i det filtrerte magnetfeltet og filtrerte terrengdata (topografi/batymetri) brukes som indikasjoner på leiomvandling i den såkalte AMAGER-metoden (Aero-MAGnetiske og GEomorfologiske Relasjoner). Avhengig av signal/støy-forholdet blir dypforvitringen klassifisert som 'sannsynlig' eller 'mulig'. Metoden ser ut til å fungere for de fleste størkningsbergarter og omdannede bergarter på det sentrale Østlandet. Anvendelsen i lavmagnetiske avsetningsbergarter ser ut til å være mer begrenset.



Figur 2.10: Sammenfallende depresjoner i det observerte magnetfeltet a) og i terrenget b) i Østfold. Blå og grønne farger viser lave verdier mens gule og røde farger viser høye verdier. Rød linje viser plassering av modellert profil (se figur 2.12).

Metoden har en fordel ved at den også fungerer under havbunnen dersom vandypet ikke overstiger 50-100 meter. AMAGER-metoden vil også kunne påvise leiomvandling som er dannet av sirkulerende hydrotermale løsninger i berggrunnen, men disse leirsonene vil sannsynligvis være av mer lokal karakter enn dypforvitringssonene.

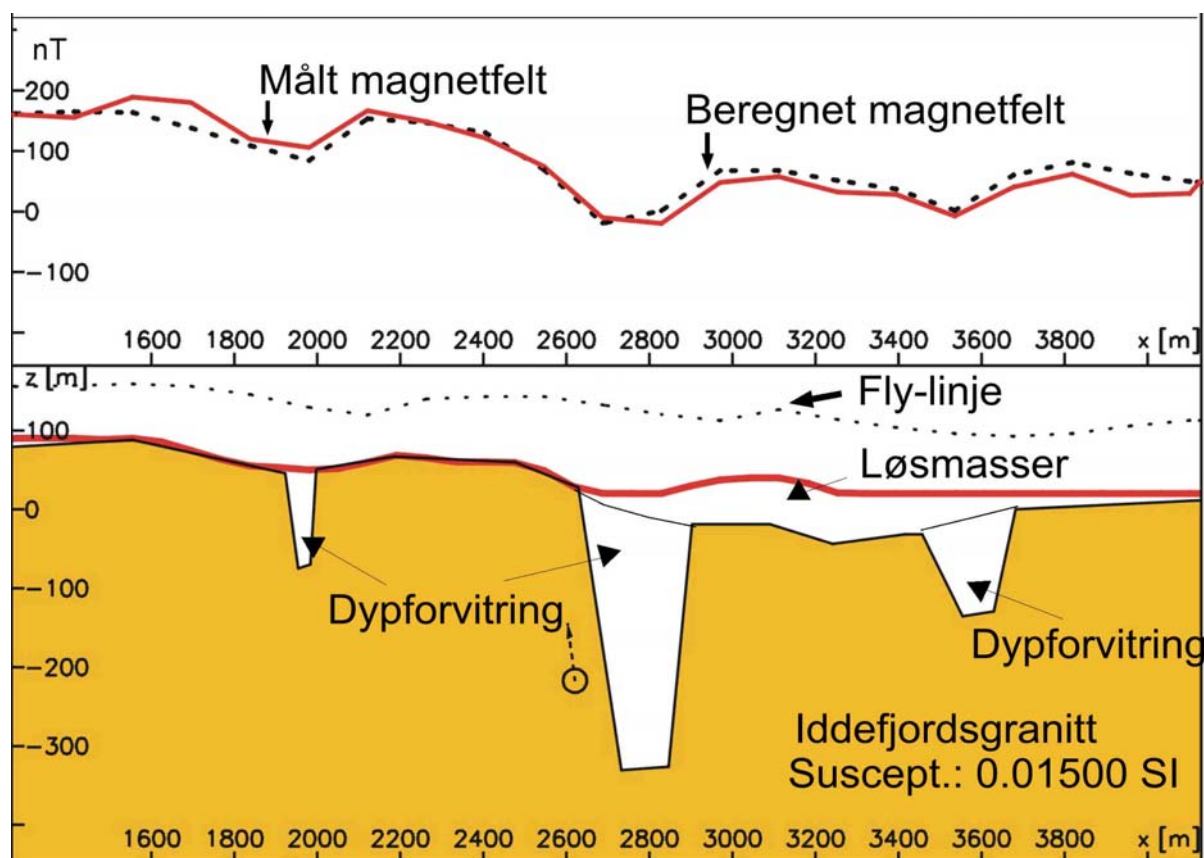
Figur 2.11 viser et perspektivkart over Oslofjorden og Hurumlandet. Det filtrerte magnetfeltet er drapert over en digital terrengmodell. Røde og blå farger viser henholdsvis høye og lave magnetiske verdier. Depresjoner i terrenget er ofte sammenfallende med lave magnetiske verdier.



Figur 2.11. Perspektivkart over Oslofjorden og Hurumlandet med filtrert magnetfelt drapert over en digital terrengmodell.

Ved ujevn topografi er det med helikopter og spesielt fly umulig å følge terrenget fullt ut. Dette kan føre til lokalt større avstand til magnetisk kilde, og derved svekket magnetfelt over depresjoner i terrenget. For å sjekke denne muligheten har vi foretatt en magnetisk modellberegning.

Figur 2.12 viser resultatene fra en modellering av et profil som går normalt over sannsynlige dypforvitringssoner mellom Fredrikstad og Sarpsborg (se figur 2.10). Ved denne modelleringen er programsystemet IGMAS (Schmidt & Götze 1998) benyttet. Berggrunnen består av Iddefjordgranitt med en magnetisering (magnetisk susceptibilitet på 0,015 SI) basert på målinger med håndholdt instrument i felt. Figuren viser at målehøyden varierer, men for å kunne forklare svekkingen i det målte magnetfeltet, må det legges inn umagnetisk materiale i soner som strekker seg 100 til 300 meter mot dypet. Modelleringen viser også at disse sonene kan ha en betydelig bredde. Ut fra dette arbeidet kan en konkludere med at varierende flyhøyde ikke er tilstrekkelig til å forklare svekket magnetfelt. Svekket magnetfelt kan skyldes løsmassefylte daler i berggrunnen, men formen på sonene tilsier at dette er lite sannsynlig. Det er derfor overveiende sannsynlig at svekket magnetfelt i hovedsak skyldes dypforvitring og omdanning av sterkt magnetiske mineraler (magnetitt) til mindre magnetiske mineraler.



Figur 2.12. Modellering av magnetisk profil mellom Fredrikstad og Sarpsborg.

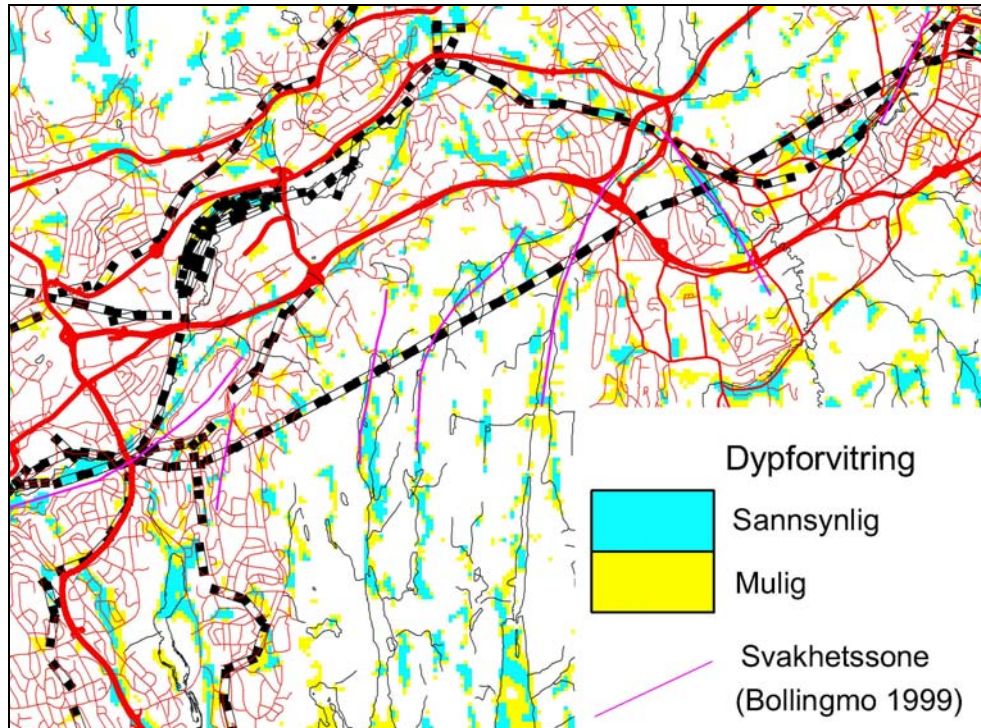
Magnetiske modellberegninger (fig. 2.12) viser at lavmagnetisk dypforvitring må være til stede under de langstrakte sprekkedalene som er karakteristisk for de såkalte 'etse-flatene' på Østlandet. Svelleleire og kaolin i dypforvitring tetter vanligvis berget for gjennomstrømming av grunnvann. Dette er også kjent fra tunnelanleggene på Østlandet der de største vannlekkasjene gjerne kommer gjennom oppsprukket fjell ved siden av eller mellom de store svakhetssonene. Dette er kunnskap som også kan nyttiggjøres ved boring etter grunnvann. Enkelte borefirmaer har allerede tilegnet seg denne kunnskapen gjennom erfaring.

2.5 Verifisering ved utvalgte tunneler

I det følgende blir resultatene fra analysene med AMAGER-metoden sammenstilt med data fra tunneldrivingen ved fire tunneler: Romeriksporten, Lieråsen jernbanetunnel, Oslofjordtunnelen og Hvalertunnelen.

2.5.1 Romeriksporten

Mulig og sannsynlig dypforvitring ved Romeriksporten er vist i figur 2.13.

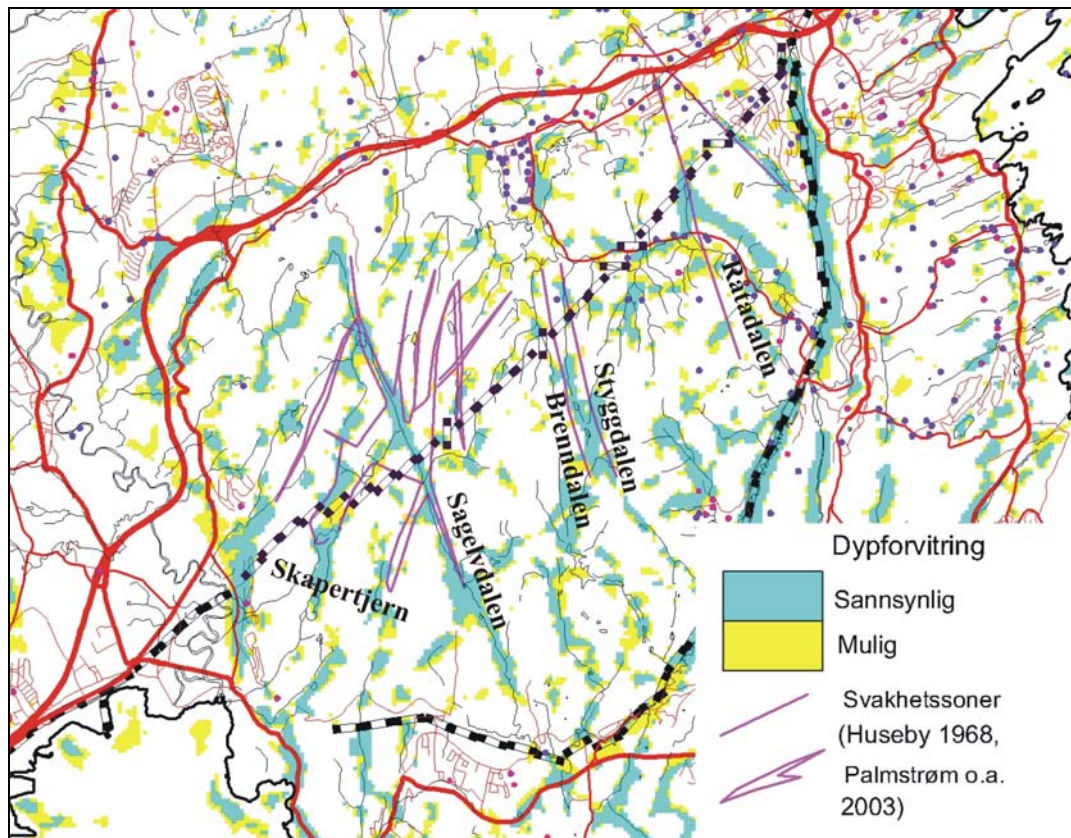


Figur 2.13. Tolkning av dypforvitring i området Østmarka-Groruddalen. Romeriksporten er vist sammen med svakhetssoner med dårlig fjell tolket av Bollingmo (1999).

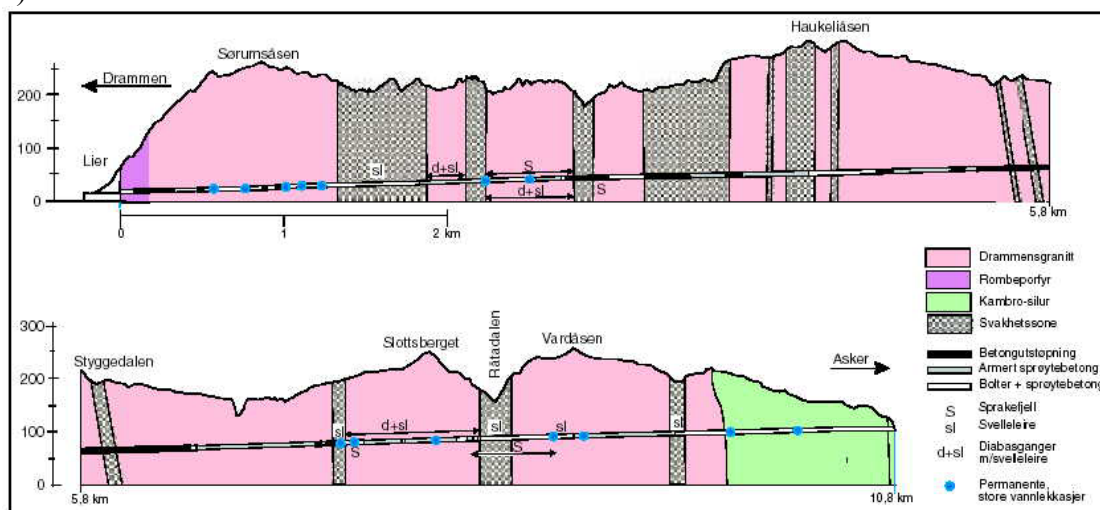
Seks av syv svakhetssoner med dårlig fjell påvist ved tunneldrivingen (Bollingmo 1999) viser indikasjoner på dypforvitring. Ikke alle sonene gir kontinuerlig respons, hvilket betyr at en må være forberedt på dårlig fjell dersom det langs en sone i en tunnels nærhet er indikasjoner på dypforvitring. I tunnelnivå 120 til 200 meter under dagen ble det påvist "bergmasse med noe kloritt/leire og i enkelte slepper med større mektighet av leire" (Palmstrøm o.a. 2003). Problemene med Romeriksporten var imidlertid først og fremst knyttet til vanninnslag, og det kunne rapporteres om 100 – 200 l/min på ett sonderhull. Enkelte har hevdet at dette ikke er forenlig med soner av dypforvitring. Dersom en sammenligner situasjonen i Romeriksporten med modellen for dypforvitring vist i figur 2.5, ser en at dette egentlig er i overensstemmelse med teorien. På så store dyp som her (120 til 200 meter), vil en trolig ligge i forvitringens dypeste deler der det kun er enkelte sprekker med leire, og hvor en kan ha stor vanngjennomgang.

2.5.2 Lieråsen jernbanetunnel

Mulig og sannsynlig dypforvitring ved Lieråsen jernbanetunnel er vist i figur 2.14, sammen med sammenstillinger av erfaringene fra tunneldrivingen (Huseby 1968, Palmstrøm o.a. 2003).



a)



b)

Figur 2.14 Tolket dypforvitring ved Lieråsen jernbanetunnel (a) sammen med observasjoner fra tunneldrivingen (b) (fra Huseby 1968, Palmstrøm o.a. 2003)

Alle de svakhetssonene som ble påvist under tunneldrivingen av Lieråsen jernbanetunnel viser indikasjoner på dypforvitring ved tunnelen eller i dens umiddelbare nærhet. En sone i tunnelens vestende er ikke markert som svakhetszone på grunnlag av driftserfaringen. Det kan her se ut til at lavt magnetfelt skyldes en rombeporfyrang, og dette er derfor en problemstilling som må vurderes ved senere bruk av AMAGER-metoden. Den nest nordligste av sonene synes å ha en annen retning enn opprinnelig tolket. Sonen har imidlertid sammenfall med svakhetszone i tunnelen. En merker seg at det fra tunneldrivingen rapporteres om flere soner med svelleleire.

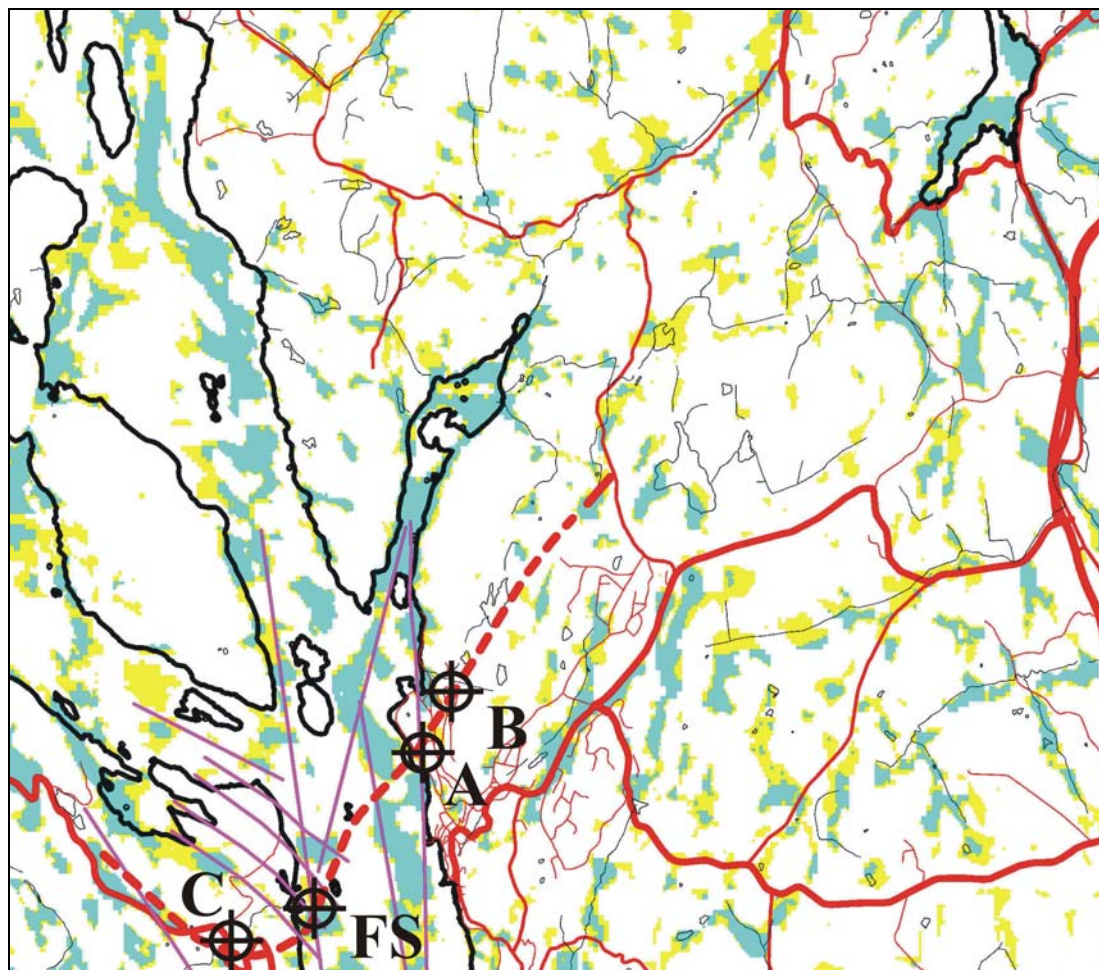
Som et ledd i de geologiske undersøkelsene ved dette tunnelprosjektet ble det boret mot fem av de sonene som indikeres med dypforvitring. I Husebys beskrivelse av disse heter det (Huseby 1966):

- Sone 1, Råtdalen:** *Ras og kjernetap forekom, og enkelte kjernebiter var dypforvitret. Fjellet var så dårlig at boringen måtte oppgis da hullet var 91 meter langt, mens 150 meter var planlagt.*
- Sone 2, Styggedalen:** *Kjernetap, vanntap og vanninnslag under trykk gav indikasjoner på kraftig oppsprekning. Men 85 meter under terreng måtte forsøket oppgis fordi hullet på grunn av svelleleiretrykket raste sammen slik at en pumpe ble sittende igjen. Største målte vannføring var på 1000 liter pr. time 48 meter under terreng. I en så sterkt oppsprukket granitt ventes normalt større vannmengder. Den relativt beskjedne vannføringen skyldes at sprekke for en stor del er fylt og tettet igjen med svelleleire.*
- Sone 3, Brenndalen:** *Største målte vannføring etter summeringsmetoden var 10800 liter pr. time, hvilket kan betegnes som uvanlig stort.*
- Sone 4, Sagelvdalen:** *...Det ble påvist atskillig forvitret fjell, oppsprekning, svelleleire og vanntap. Største kjernetap var på 10 m, hvilket er ganske meget.*
- Sone 5, Skapertjernområdet:** *Omkring steiltstående sprekker ble betydelige partier med forvitret granitt påvist.*

En merker seg her uttrykk som dypforvitret, svelleleire, beskjeden vannføring, forvitret fjell og forvitret granitt. Dette er alle uttalelser som stemmer med den generelle modellen for dypforvitring presentert i figur 2.3. En merker seg at sone 3 Brenndalen viste stor vann-giverevne, men ingen indikasjon på dypforvitring ved tunnelen.

2.5.3 Oslofjordtunnelen

Mulig og sannsynlig dypforvitring ved Oslofjordtunnelen er vist i figur 2.15.



Figur 2.15. Tolket dypforvitring ved Oslofjordtunnelen. Lilla streker angir forkastninger kartlagt ved forundersøkelsene (Palmstrøm m. fl. 2003). Siktekors angir plassering av "Frysesonen" (FS) og soner hvor det i ettertid har gått ras (A, B, og C). Tegnforklaring ellers som i figur 2.14.

Også ved Oslofjordtunnelen viser de aller fleste tidligere påviste sonene indikasjoner på dypforvitring. Disse er ikke sammenhengende, og heller ikke nødvendigvis tilstede ved tunnelen.

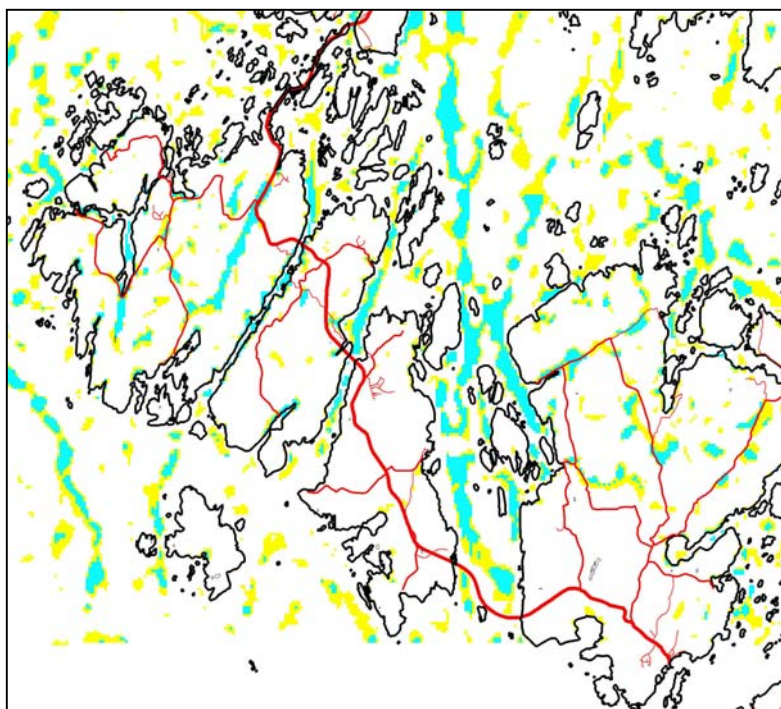
Under tunneldrivingen, kom man inn i en kløft med innspylte meget permeable løsmasser som lå 1–2 meter over tunnelens senterlinje, den såkalte frysesonen (FS i figur 2.15. Palmstrøm m. fl. 2003). Det gis utslag på dypforvitring langs sonen der denne krysses av tunnelen. Refraksjonsseismiske målinger 30 meter sør for tunnelen viser en ca.50 meter bred sone med hastighet 2500 m/s på sjøbunnen. Under drivingen ble det her påvist meget grove permeable masser (E.Grimstad, personlig meddelelse 2007), men det er også påvist

leirslepper (Palmstrøm o.a. 2003). Dette kan være forenlig med at det opprinnelig har vært en dypforvitring her, men at denne i hovedsak er erodert ut og at kløfta er fylt inn med lavmagnetiske grove masser.

Den 28. desember 2003 gikk det et ras gjennom hvelvet i tunnelen, noe som førte til at den ble stengt i en uke, og i januar 2004 ble det oppdaget 2 nye rassteder hvor det var behov for øyeblikkelige sikringstiltak (Statens vegvesen 2004). Plasseringen av disse rasene langs tunnelen fremgår av figur 2.15 (henholdsvis lokalitet A, B og C). Rassted A ser ut til å ligge ved en svakhetszone som både sør og nord for tunnelen viser tegn på dypforvitring, men ikke der tunnelen krysser sonen. De to andre rasene ser ikke til å være knyttet til en sone med påvist dypforvitring. Dette viser at en må være åpen for problematiske soner også utenfor påviste dypforvitringssoner.

2.5.4 Hvalertunnelen

Mulig og sannsynlig dypforvitring ved Hvalertunnelen er vist i figur 2.16.



Figur 2.16. Tolket dypforvitring ved Hvalertunnelen mellom Asmaløy og Kirkøy. Tegnforklaring som i figur 2.14.

Hvalertunnelen ble bygd i 1988-89. Forut for tunneldrivingen ble svakhetssoner identifisert ved studie av flybilder og refleksjons-/refraksjonsseismikk. Under tunneldrivingen ble det betydelige lekkasjer, men ikke i de sonene som tidligere var påvist ved refraksjonsseismikk (Banks o.a. 1992 b). Derimot ble det i disse sonene påvist leirfylling og generelt lav transmissivitet. Leirmineralene besto av 50 – 100 % smekttitt, og disse hadde opp til 400 % fri svelling (Banks o.a. 1994).

Analysen av dypforvitring (figur 2.16) indikerer to dypforvitringssoner, og disse ligger oppunder land på hver side. Disse faller sammen med soner påvist ved refraksjonsseismikk (Banks o.a. 1992 a), men de største vannlekkasjene ligger utenom disse sonene. På grunnlag

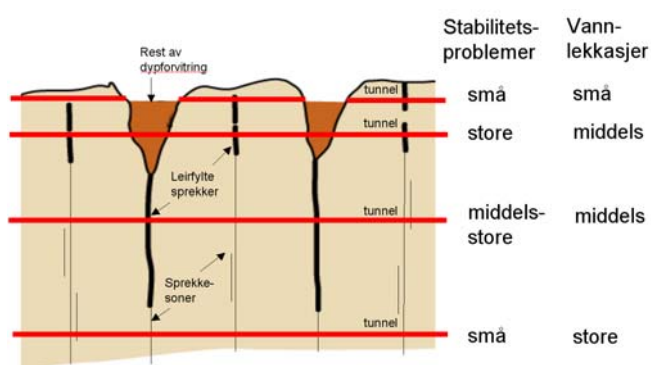
av dette ble det konkludert med at geofysiske målinger ikke kunne benyttes til å påvise svakhetssoner med høy transmissivitet. Dette har sammenheng med at soner med leirumvandling tetter for vanngjennomstrømning. Erfaringene fra vårt dypforvitningsstudie bekrefter denne konklusjon. Visse deler av dypforvitningsprofilene inneholder mye leire, og permeabiliteten er liten (se figur 2.5). I disse sonene trenger ikke vannproblemene å være spesielt store, men en må være forberedt på stabilitetsproblemer.

2.6 Oppsummering

Dypforvitring er påvist på Østlandet. I tillegg til en topografisk signatur gir denne seg også til kjenne ved svekket magnetfelt. NGU har utviklet en spesiell filtreringsteknikk som kartlegger denne type soner, AMAGER-metoden (Aero-MAGnetiske og GEomorfologiske Relasjoner).

AMAGER-metoden er testet i både Romeriksporten, Lieråsen-, Oslofjord- og Hvaler-tunnelene. Mer enn 90 % av de kjente svakhetssonene i disse fire tunnelene ble påvist. De gode resultatene fra metoden skyldes en kombinasjonen av digitale flymagnetiske målinger med høy oppløsning og detaljerte, digitale høydedata. Denne nyutviklingen gjør metoden robust for kartlegging av erodert dypforvitring på det sentrale Østlandet, langs kysten av Sørlandet og i deler av Trøndelag. I ytre deler av strandflaten på Vestlandet og i Nord-Norge vil metoden også kunne brukes (se figur 2.3). Metoden gir en grovkartlegging av dypforvitringen og kan brukes på et tidlig stadium i planleggingen av tunneler og andre anlegg i fjell. Metoden har også en fordel ved at den også fungerer under havbunnen dersom vandypet ikke overstiger 50-100 meter. Ingeniørgeologene har med andre ord fått et nytt verktøy for å identifisere dypforvitret fjell.

Hvilke problemer en kan møte med en tunnel er avhengig av hvor i forvitringssonen tunnelen vil komme (se figur 2.17). Ut fra metoden alene er det vanskelig å forutsi dette. Det bør derfor undersøkes om dette kan avklares ved bruk av alternative kartleggingsteknikker (resistivitet, refraksjonsseismisk tomografi).



Figur 2.17. Prinsippskisse for hvordan tunnelproblemer på Østlandet kan variere med dypet. En og samme tunnel kan ha flere typer problemer dersom høyden på overdekningen varierer langs tunneltraséen.

Metoden fungerer noe forskjellig i vekslende berggrunn. Liten magnetisering i den friske bergarten svekker signalene, og løsmasser over en dypforvitringssone kan maskere ut terrengkonturene (for eksempel under Raet på begge sider av Oslofjorden og under sandurdeltaet og leiravsetninger på Romeriket). Det er derfor nødvendig at geolog og geofysiker vurderer resultatene før de anvendes direkte i planleggingen av fjellanlegg.

NGU har utarbeidet et kart som viser hvor en finner sannsynlig og mulig dypforvitring på det sentrale Østland (Olesen 2006). Kartet kan bestilles på NGU eller lastes ned fra www.ngu.no.

3. OPPFØLGENDE UNDERSØKELSER I FELT

På utvalgte profiler er det gjennomført oppfølgende målinger for om mulig å bekrefte påvist dypforvitring ved andre geofysiske måledata. Tyngdemålinger (gravimetri) ble benyttet for å se om metoden kunne gi interessant informasjon om en sones utstrekning mot dypet. Tidligere undersøkelser (Rønning 2003) har vist at resistivitetsmålinger (elektriske motstandsmålinger) kan gi gode data om sonenes forløp til et visst dyp.

3.1 Tyngdemålinger

Tyngdemålinger bygger på det faktum at en masse utøver en tiltrekkende kraft på andre masser. Ved å måle tyngdefelt kan man få et mål på hvor stor denne kraften er. Metoden bygger på at det er en kjent masse i måleinstrumentet (gravimeteret) og at massen i jorden varierer fra sted til sted. Tyngdefeltet på jorden er avhengig av faktorer som avstanden til jordens massemiddelpunkt, jordrotasjonen, terrenget omkring målestasjonen, breddegrad, geologiens geometri lokalt og regionalt, beliggenhet og tetthet. Ved de målinger som her rapporteres er det effekten av lokale tetthetsvariasjoner i forvittringsproduktene og bergrunnen som benyttes for kartlegging av mulig dypforvitring.

3.1.1 Datainnsamling

Innsamling av tyngdedata ble utført med NGUs gravimeter, Scintrex CG-3 Autograv (S/N 9601306). Målingene omfatter 205 observasjonspunkter, fordelt langs 6 profiler med målepunktavstand varierende mellom 10 og 50 m. For kontroll av daglig drift ble målingene knyttet til en lokal basisstasjon som tidligere er knyttet til en av Statens kartverks (SK) tyngdestasjoner for absolutt bestemmelse av tyngdefeltets verdi.

Før tyngdemålingene tok til, ble resistivitetskabler med 10 m elektrodeuttak lagt ut. Elektrodeuttakene ble brukt som avstandsmål for tyngdemålingene. Punktens høyde over havet og koordinater ble bestemt ved bruk av en Sokkia (SET4B) elektronisk totalstasjon. For absolutt høyde- og koordinatbestemmelse ble det i hvert profil innmålt to punkter med differensiell GPS (Magellan ProMark X-CM).

I profilene ble nivellering og tyngdeobservasjoner utført fortløpende for hvert målepunkt. Profilmålingene ble utført i løpet av 10 arbeidsdager av to personer. Tyngdeobservasjonene er utført av Harald Elvebakk. Nivelleringsarbeidet er gjort av Jomar Gellein. Profilene ligger i til dels tett skog og stedvis meget kupert terreng noe som førte til høyt tidsforbruk ved nivellering.

3.1.2 Prosessering

Ved beregning av Bougueranomaliene er det benyttet programvare fra Statens Kartverk (SK) (Mathisen 1976). Både ved Bouguer- og terreng-korreksjoner er det benyttet en standard tetthet på 2670 kg/m^3 . For området innenfor 800 m fra et målepunkt er terrengkorreksjonen bestemt ved sirkelhøyder. Det er benyttet 5 sirkler med henholdsvis 50, 100, 200, 400 og 800 m radius og 8 avlesninger for hver sirkel. Som høydegrunnlag for generering av sirkelhøydene ble benyttet grid på 5×5 m basert på SKs økonomiske kart i M 1:5 000. For Lutvann ble et grid på 4×4 m benyttet. Profilenes koordinater fremgår av databilag 1.

3.1.3 Geologi og tettheter

Berggrunnsgeologisk kart over Oslofeltet 1:250 000, (Lutro & Nordgulen 2004) er benyttet som basis for modelleringen. samt de kvartærgeologisk kartene over Oslo 1:50 000 (Nordahl-Olsen 1993), Lier 1:50 000 (Follestad 1986), Sandefjord 1:50 000 (Olsen og Løwe 1984) og Hurdal 1:50 000 (Thoresen & Sørensen 2005).

Ved utplukk av prøver fra NGUs petrofysikkdatabase (Olesen o.a. 1993) ble det anslått middelverdier for hovedbergartene i de undersøkte områder, se tabell under.

Profil	Område	Hovedbergarter	Tetthet kg/m³
P1	Lutvann sør	Granittisk gneis, Glimmergneis	2675, 2730
P2	Lutvann nord	Glimmergneis	2730
P3	Lieråsen	Granitt/granodioritt	2578
P4	Larvik, Farris	Larvikitt/kjelsåsitt	2707
P1a	Lunner, Brakaltjern	Ryolitt	2670
P5	Lunner, Brakaltjern	Nordmarkitt, Ryolitt	2590, 2670

Tabell 1: Tetthetsverdier benyttet ved modellering av tyngdefeltet.

Ut fra tidligere vurderinger (Tønnesen 1978, Janbu 1970) anslås tettheten for vannmettet sanddominerte avsetninger å ligge rundt 2000 kg/m³. Underliggende leirer, som er relativt godt konsolidert, kan regnes å ha omtrent samme tetthetsverdi. Sanddominerte avsetninger over grunnvannsnivå er anslått å ha tetthet ca. 1700 kg/m³. Moreneavsetninger vil ha mindre porevolum enn andre avsetningstyper, og vannmettet morenemateriale regnes derfor å ha høyere tetthetsverdier, og kan nå opp i 2200-2400 kg/m³. Ved de rapporterte undersøkelsene har en valgt å benytte en egenvekt på 2000 kg/m³ for dagnære løsmasser og 2200 til 2400 kg/m³ for forvitret fjell.

3.1.4 Modellering

Før modellering av data er det ved de fleste profilene lagt inn et flatt regionalfelt som tilsvarer verdien i et punkt på eller i nærheten av fjell i begynnelsen av profilet. Ved de to profilene ved Lunnertunnelen er det lagt inn et svakt skrånende regionalfelt. Regionalfeltet er regnet å variere lineært langs profilene. Den valgte regionale gradienten kan forårsake noe unøyaktighet i størrelsen på tyngdeanomalien. Dette er et tilbakevendende problem ved tyngdemodelleringer.

De modellerte profiler er rette linjer mellom to punkter nær hver ende av de målte punkter med startkoordinat i vest. Tyngdeobservasjonene langs profilet er projisert til denne linjen, og dette kan også føre til noe unøyaktighet i modellen.

Ved modellering av data, presentasjon av modellene og responskurvene er programmet GM-SYS 4.9 (NGA 2005) benyttet. Programmet beregner anomalivirkningen fra kropper med polygonformet tverrsnitt vinkelrett på profilet og uendelig lengde (2 D). Modellen langs hvert profil er bygd opp av kropper med lengdeakse normalt på profilretningen. Tettheter brukt i modellen er angitt i avsnittet "3.1.3 Geologi og tettheter".

Det er mulig å få tilfredstillende kurvetilpassing med forskjellige modeller og den presenterte modellen er bare en av flere mulige. De største usikkerhetene ved tyngdemodellering er vanligvis forløpet av regionalfeltet, korrigering for omkringliggende topografi og tetthet på løsmasser og berggrunn.

3.2 Elektriske målinger

Ved de elektriske målingene ble det målt både resistivitet og induisert polarisasjon. Resistivitet har tidligere vist seg godt egnet for påvising og delvis karakterisering av svakhetssoner (Rønning 2003). Indusert polarisasjon viste imidlertid mer tvilsomme data, men er likevel tatt med her for å skaffe et bedre grunnlag for evaluering av metoden.

3.2.1 Datainnsamling

Måledata ble innsamlet med et kabelsystem utviklet ved den tekniske høyskolen i Lund (LUND-systemet, Dahlin 1993). Systemet består av en reléboks (Electrode Selector ES464), to eller fire multi-elektrode kabler og et måleinstrument (ABEM Terrameter SAS 4000, (ABEM 1999). Ved denne undersøkelsen ble det benyttet kabler med 10 meters elektrodeavstand. Dybderekkevidden er med denne elektrodeavstanden ca. 130 meter, med størst oppløsning i de øverste 50 – 60 meterne. Det ble i hovedsak benyttet Wenner elektrodekonfigurasjon, men to av profilene ble også målt med Dipol/Dipol (Lutvann sør og Lunner). Profilene ble stukket samtidig med målingene og er merket med plastbånd med angitte koordinater for hver 50 meter. Profilenes beliggenhet er innmålt med GPS.

3.2.2 Strømstyrke og datakvalitet

Jordingsbetingelsene var sterkt varierende på grunn av store variasjoner i overdekketype og tykkelse. Ved de fleste målingene lå strømstyrken i området 50 - 100 mA. Datakvaliteten var for Wenner-målingene gode, mens det var betydelig mer støy på målingene med Dipol/Dipol. De målinger som var over akseptabelt støynivå (> 20%), ble slettet før prosessering.

3.2.3 Inversjon

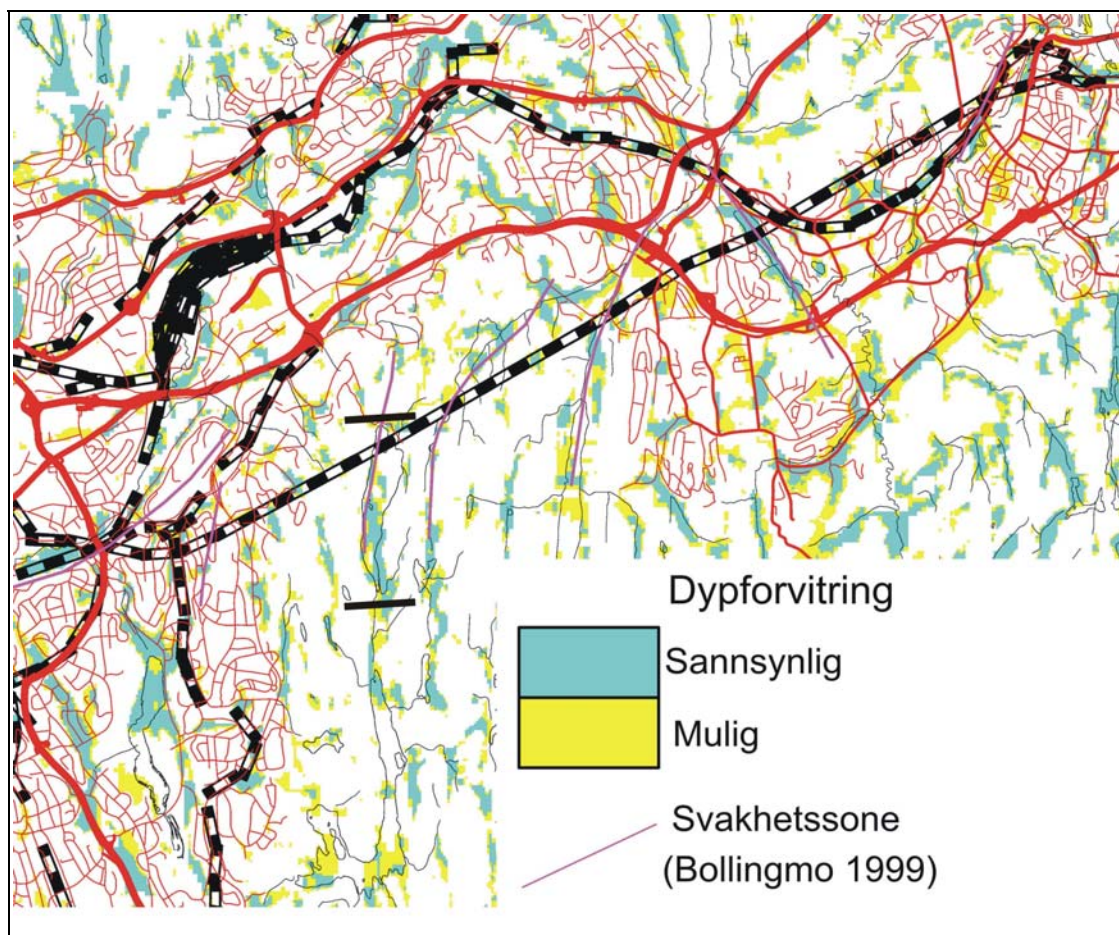
Ved alle resistivitetsmålinger måles en tilsynelatende resistivitet. Denne representerer et veid middel av alle resistiviteter som er innenfor målingens influensområde. For å finne den spesifikke resistivitet i ulike deler av undergrunnen må data inverteres. Dette utføres ved at bakken deles opp i blokker som tilordnes en bestemt resistivitetsverdi. Denne blir så justert i flere trinn (iterasjoner) inntil responsen fra den teoretiske modellen blir mest mulig lik de målte data. Resistivitetsmålingene ble invertert ved bruk av dataprogrammet RES2DINV (Loke 2001). Det ble gjort forsøk med forskjellige inversjonsmetoder (Least Square og Robust) og det ble eksperimentert med forskjellige inversjonsparametere, dempningsfaktorer og forskjellige filtre. Dette ga ikke noen endringer i hovedtrekkene i de inverterte profilene, men mindre avvik i detaljer.

3.3 Resultater fra oppfølgende undersøkelser

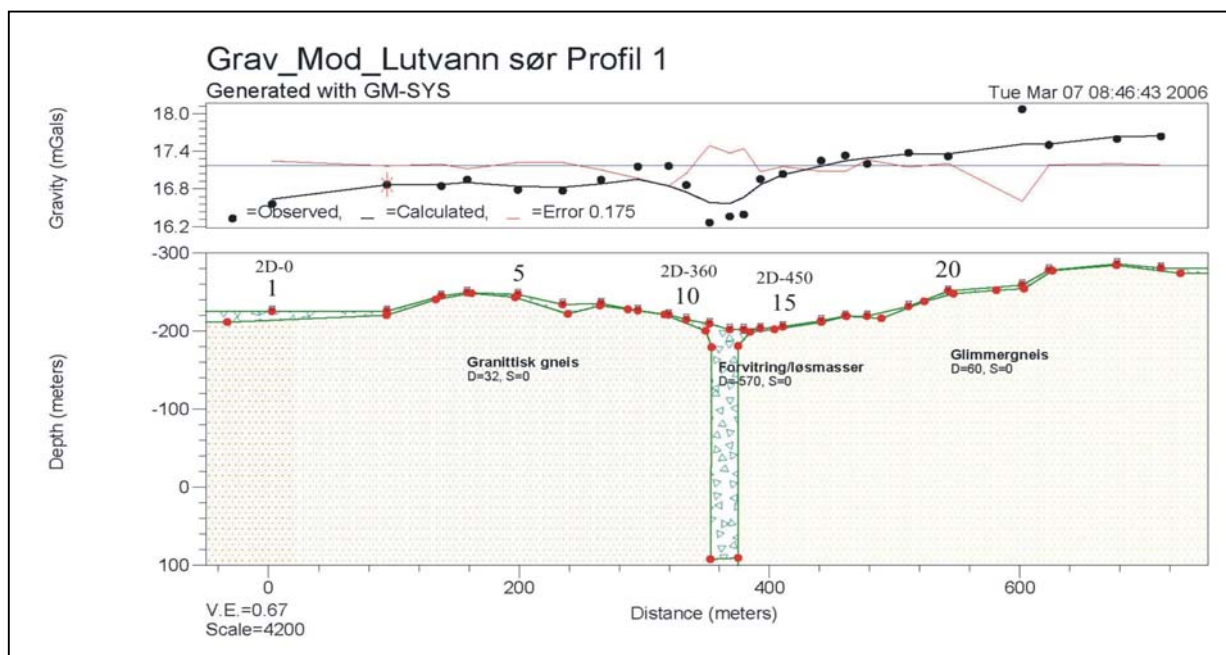
I det følgende blir resultatene fra oppfølgende undersøkelser ved de forskjellige lokaliteter beskrevet.

3.3.1 Lutvannssonen over Romeriksporten

Utsnitt av dypforvittringskart over Romeriksporten er vist i figur 3.1. Her er svakhetssoner kartlagt forut for tunneldrivingen markert med lilla farge (Bollingmo 1999). AMAGER-analysen viser at alle disse sonene indikeres som dypforvitring, men at dette ikke nødvendigvis er sammenhengende langs hele sonenes lengde. I sørlige del av Lutvann er det klare angivelser av sannsynlig dypforvitring, mens det i nordenden er mer uklart. For å undersøke dette nærmere ble det besluttet å gjøre oppfølgende undersøkelser med tyngde- og resistivitetsmålinger både sør og nord for Lutvann.



Figur 3.1: Tolket dypforvitring ved Romeriksporten. Svarte linjer angir profiler som er fulgt opp med tyngde- og resistivitetsmålinger sør og nord for Lutvann.



Figur 3.2: Modellert tyngdefelt langs profil sør for Lutvann.

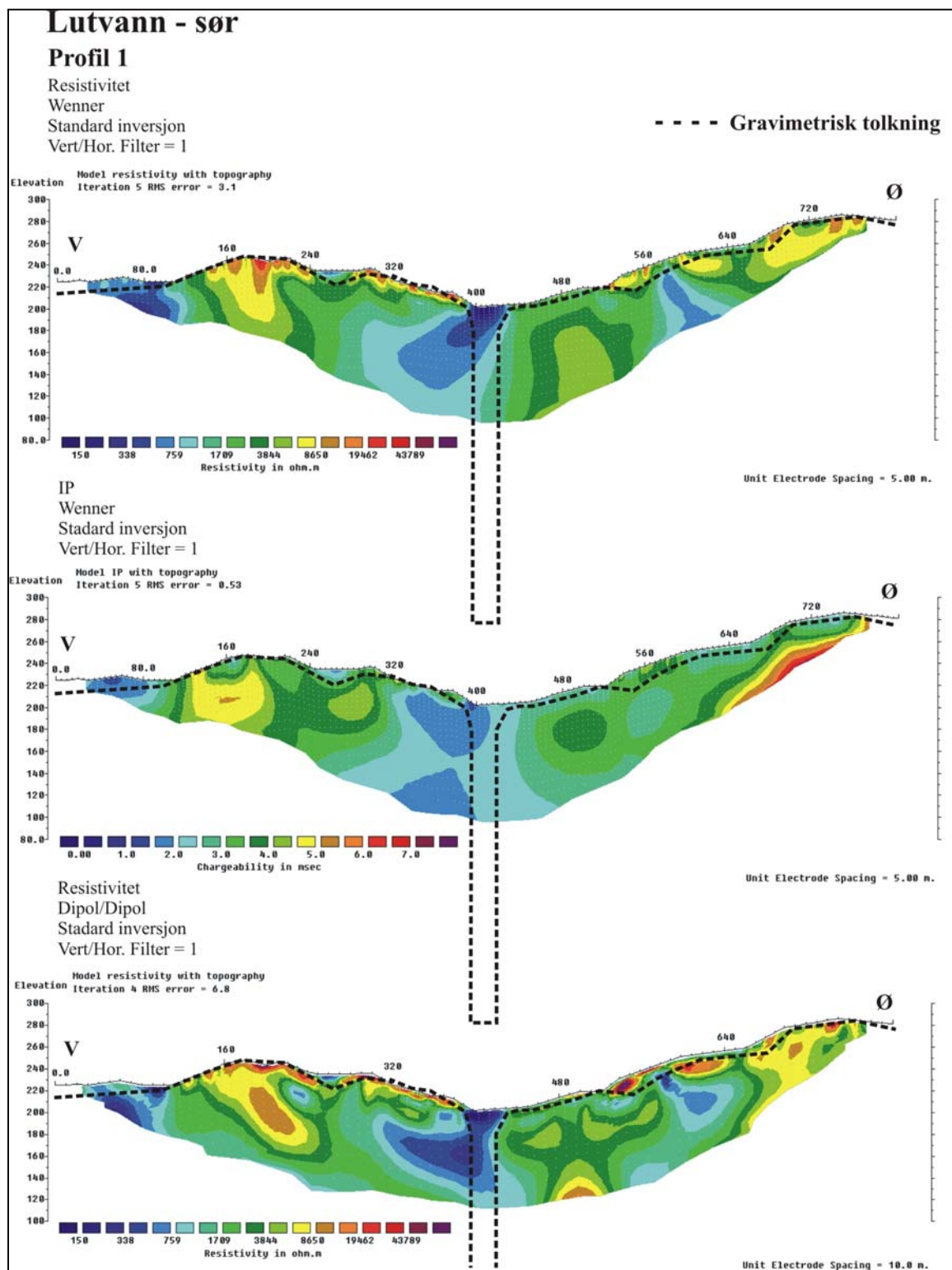
Tyngdemålingene **sør for Lutvann** (figur 3.2) viser en markert anomali på ca. 1 mGal som faller sammen med tolket dypforvitring. Anomalien er meget skarp, og det viste seg umulig å få en god tilpasning til målte data. Her er tettheten i uforstyrret bergart (glimmergneis) satt til 2700 kg/m^3 mens selve sonen er gitt en tetthet på 2100 kg/m^3 . Med denne kontrasten mellom frisk bergart og mulig dypforvitring indikeres en dybderekkevidde på ca. 300 meter. Tunnelen ligger her ca. 180 meter under dagen, og dersom modelleringen er riktig bør sonen kunne sees i tunnelen 1 km lengre mot nord.

Resistivitet (elektrisk motstand) er målt både med Wenner og Dipol-Dipol elektrodekonfigurasjon langs det samme profilet (figur 3.3). Indusert polarisasjon (IP) er målt med kun Wenner-konfigurasjon. Den tolkede tyngdemodell er stiplet inn for sammenligning.

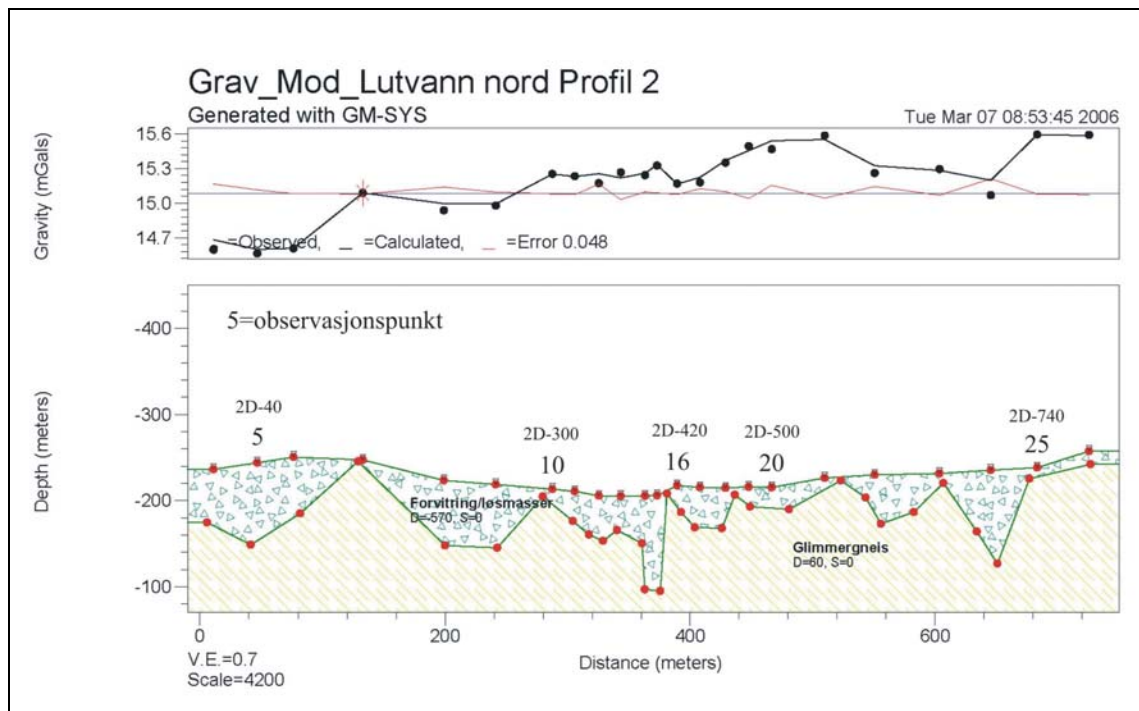
Begge de to elektodekonfigurasjonene viser klare bilder av bergart med spesielt lav resistivitet som i utgående faller sammen med tyngdeanomali og tolket dypforvitring. Dette indikerer at fjellet i denne sonen er sterkt oppsprukket, vannmettet og trolig med betydelig innslag av finstoff (leire). Sonen er indikert å ha utstrekning ut over dybderekkevidden for måleutlegget, med noe økende resistivitet mot dypet. Forløpet mot dypet er noe forskjellig ved de to konfigurasjonene, men begge viser en viss draging (fall) mot vest. Tidligere modelleringer har vist at fall kan indikeres ved 2D resistivitetsmålinger (Ganerød m. fl. 2006), og at sonene ofte blir bredere mot dypet. Dette kommer klart frem ved profilet sør for Lutvann.

Resistivetsprofilet viser i tillegg soner med lavere resistivitet i starten av profilet og ved koordinat 580. På flankene er dybderekkevidden sterkt redusert, og på grunn av dette kan en ikke si om denne sonen går mot dypet og representerer en ny dypforvitringssone. Den regionale tolkningen indikerer ikke noen dypforvitringssone i dette området. Resistiviteten i berggrunnen for øvrig varierer en del med forholdsvis høy resistivitet i de høyereliggende partiene på begge sider av dalen. I den sentrale delen og på begge sider av dypforvitringssonen ligger resistiviteten fra $2000\text{-}4000 \text{ } \Omega\text{m}$, noe som kan indikere en viss generell oppsprekning av gneisen.

Indusert polarisasjon (IP) viser lave verdier i området hvor også resistiviteten er lav, men det ser ikke ut til å være noen direkte sammenheng mellom disse datasettene. Lav IP-effekt utelukker sulfider som årsak til lav resistivitet.



Figur 3.3. Beregnet resistivitet og indusert polarisasjon langs profil sør for Lutvann. Stiplet linje viser tolkning av tyngdedata.



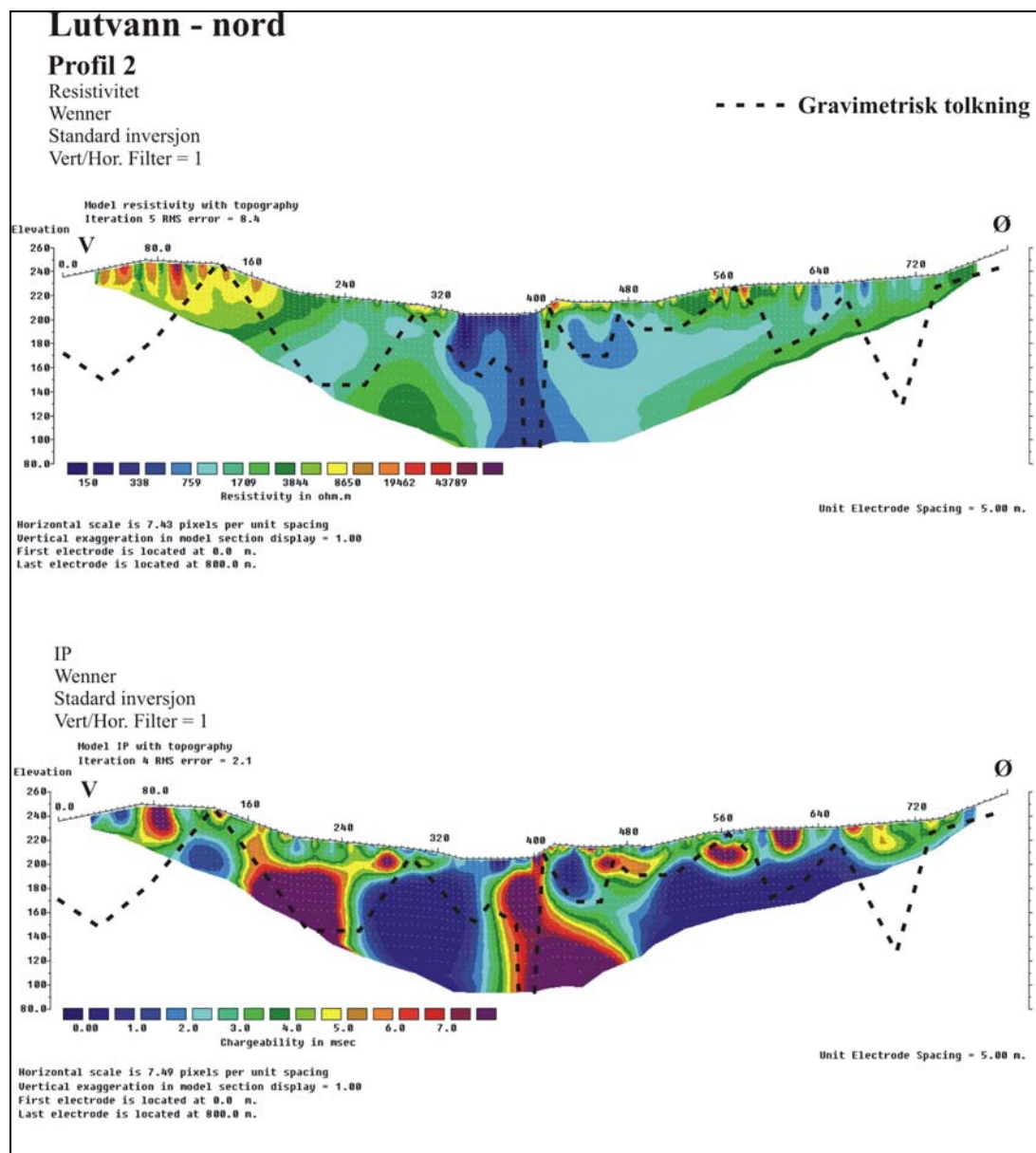
Figur 3.4. Modellert tyngdefelt langs profil nord for Lutvann.

Tyngdeprofilen **nord for Lutvann** (Figur 3.4) viser ingen klar negativ anomali over den tolkede dypforvittringssonen. Det er likevel foretatt en modellberegning der den upåvirkede bergarten (glimmergneis) er gitt en tetthet på 2730 kg/m^3 mens forvittringsmateriale er lagt inn med tetthet 2100 kg/m^3 . Det indikeres på denne modelleringen forvitret materiale som varierer fra 0 til en mektighet på i overkant av 100 meter. Dersom en studerer måledata i detalj, ser en at enkeltpunkter som kan være feil, bestemmer mye av disse tolkningene. Dette gjelder spesielt punktene 7 og 24, men også andre (12 og 15). Sett på bakgrunn av de usikkerheter som ligger i bestemmelsen av regionalfelt, og at enkeltpunkter er med å styre dette i sterk grad, tillegges modelleringen av tyngdedata langs dette profilet ikke særlig stor vekt. Årsaken til et noe uryddig forløp i tyngdedata finnes etter all sannsynlighet i den spesielle ujevne topografien med knauser og daler i området.

Invertert resistivitet og induert polarisasjon langs profilet nord for Lutvann er vist i figur 3.5. Til tross for at analysen av dypforvittring er noe diffus viser resistivitetsmålingene en meget klar anomali på en mulig svakhetssone. Sonen har relativt lav resistivitet (sentralt $< 500 \Omega\text{m}$) og kan følges så langt mot dypet som metoden har rekkevidde. Sonen synes å være steiltstående. I likhet med profil 1 sør for Lutvann er resistiviteten i den generelle berggrunnen høyere i de høyereliggende partier av profilet. Ellers ligger den som for profil 1 fra 2000 til $4000 \Omega\text{m}$. Framdriftsrapporten fra prosjektet (Tor Simon Pedersen, NVE, personlig meddelelse) viser at under Lutvann var gjennomsnittlig inndrift nede i 5 m/uke i tre perioder på til sammen 26 uker, mens fremdriften vest for dette var på 25 til 68 m/uke, og øst for sonen 13 til 30 m/uke. Det er åpenbart at sonen med den lave resistiviteten representerer dårlig bergkvalitet.

I motsetning til profilet sør for Lutvann viser dette profilet en positiv IP-effekt i nær tilknytning til sonen. Dette kunne vært en indikasjon på at lav resistivitet skyldes elektronisk ledende mineraler (sulfider, jernoksider eller grafitt). Av disse kan jernoksyder utelukkes da sonen faktisk gir lavere magnetfelt. Det er en systematisk forskyvning av de høye IP-verdiene, og det finnes en ny sone lengre mot vest mellom koordinatene 160 og 240 hvor IP-nivået er

det samme men hvor resistiviteten er høyere. Det kan ikke utelukkes at deler av sonen med lav resistivitet kan skyldes sulfidmineraliseringer, men samtidig er det klart at deler av sonen har lav ledningsevne som skyldes vannfylte sprekker med eventuell leiomvandling.



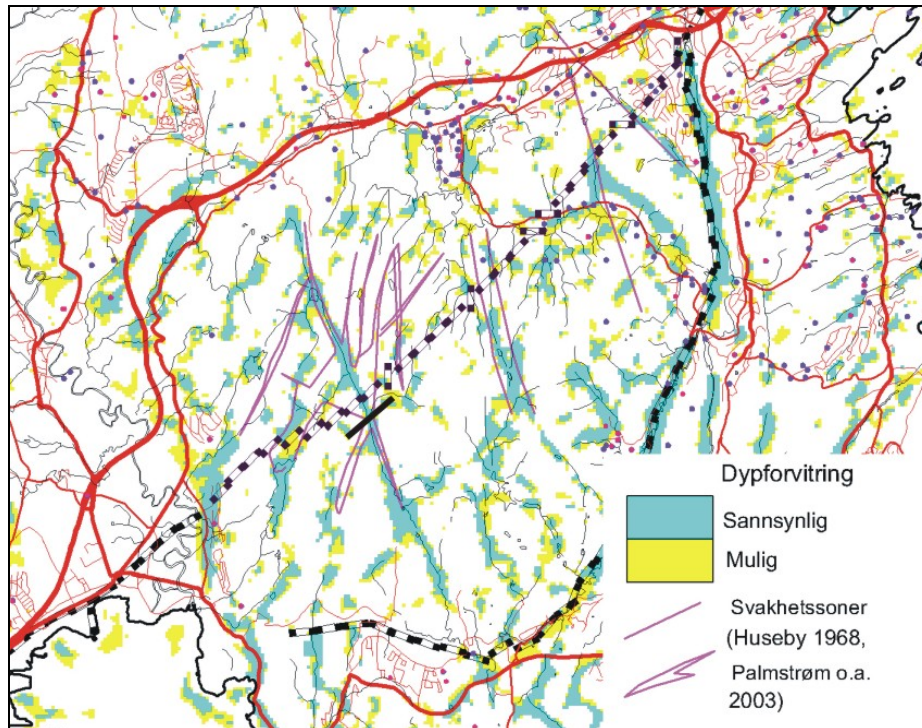
Figur 3.5. Resistivitet og IP-effekt langs profil nord for Lutvann. Stiplet linje angir tolket tyngdemodell.

Oppsummering Lutvann

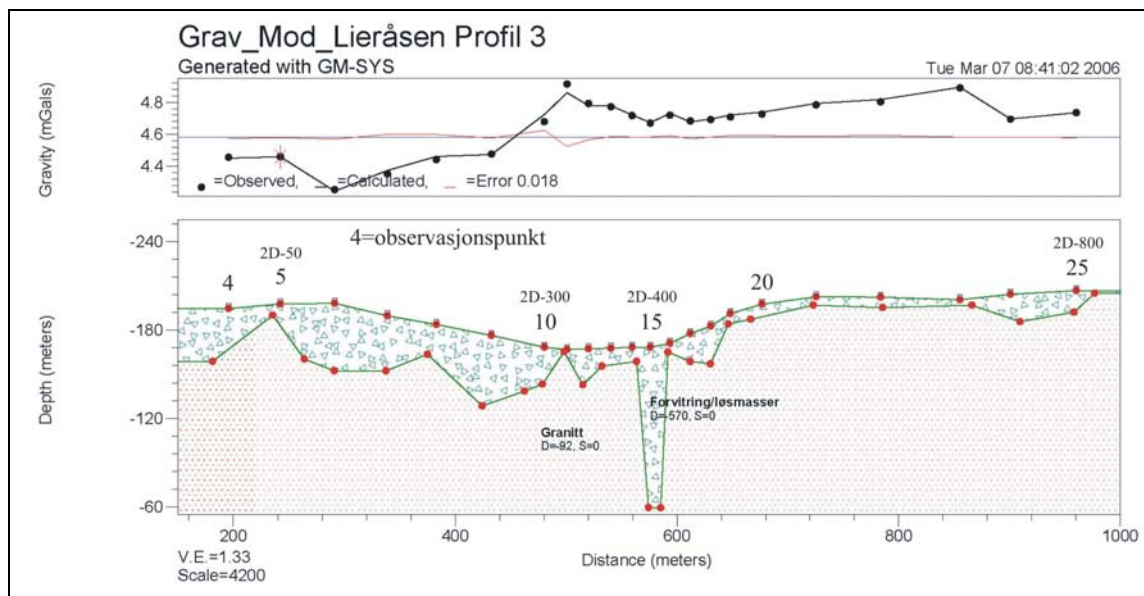
Bakkemålingene, både tyngde og resistivitet, bekrefter den regionale tolkede dypforvittrings-sonen som løper gjennom Lutvann. Sonen kan følges til maksimalt penetrasjonsdyp ved resistivitetmålingene (130 meter). Tyngdemålingene gir et mer diffust bilde av sonen, noe som trolig skyldes svakheter ved terrengkorreksjoner av data. Indusert polarisasjon ser heller ikke her ut til å gi bidrag til klassifiseringen av svakhetssonen. Påviste sone korrelerer meget godt med problemene under drifvingen av tunnelen.

3.3.2 Lieråsen jernbanetunnel

Tolket dypforvitring og plassering av oppfølgingsprofil ved Lieråsen jernbanetunnel er vist i figur 3.6. Her er det målt ett profil med både tyngde og resistivitet/indusert polarisasjon (Wenner-konfigurasjon). Profilet krysser den mest markerte dypforvitringssonen langs tunnelen.

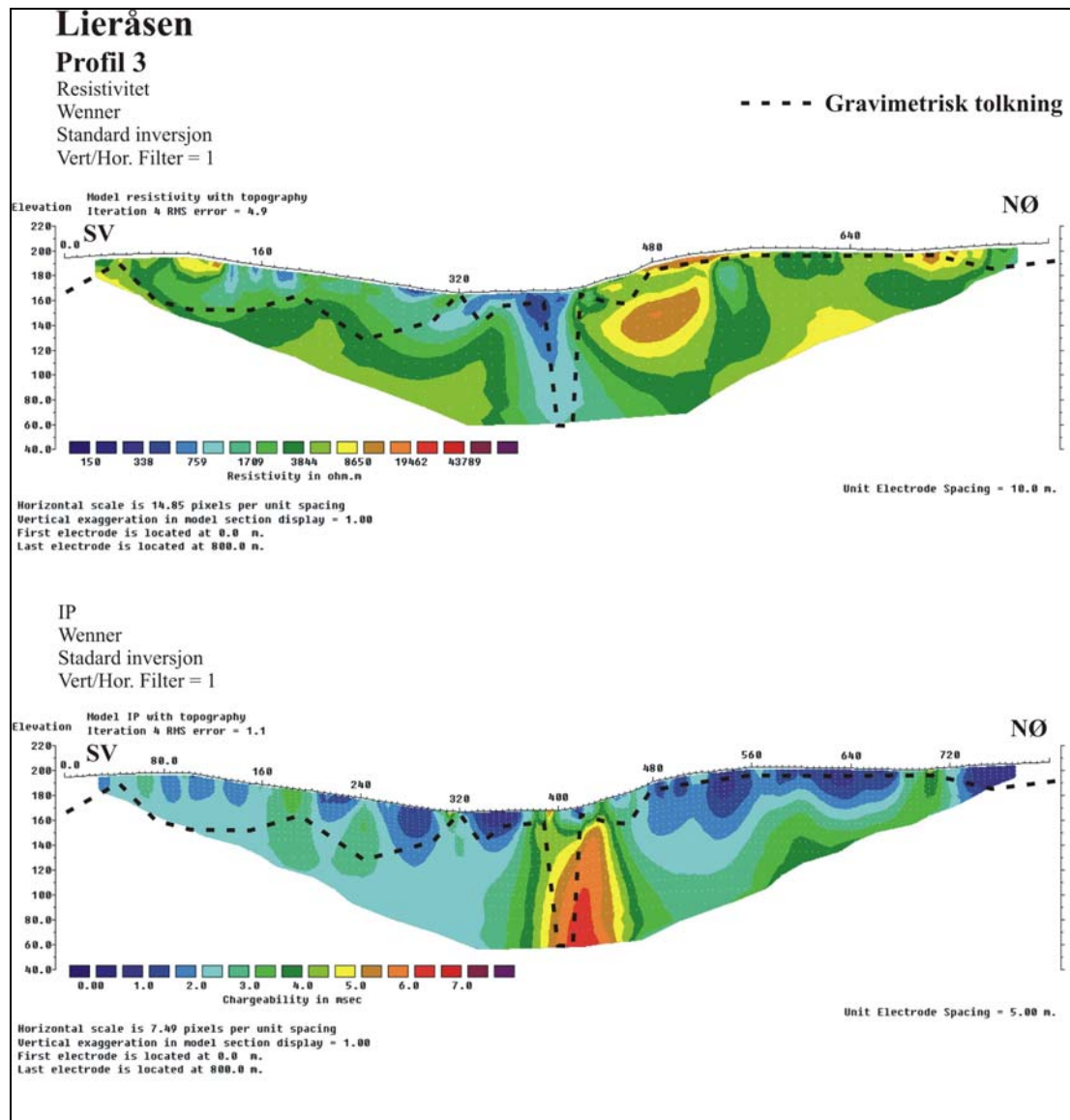


Figur 3.6: Tolket dypforvitring ved Lieråsen jernbanetunnel. Svart linje angir profiler som er fulgt opp med tyngde- og resistivitetmålinger



Figur 3.7. Modellert tyngdefelt langs profil ved Lieråsen jernbanetunnel.

Det målte profilet ved Lieråsen krysser Kjoselva 2-300 m sør for jernbanetunnelen gjennom Lieråsen. Tyngdefeltet (figur 3.7) viser ingen klar negativ anomali over den tolkede dypforvittringsønen. Det kan likevel legges inn en sone med mektighet 10 – 20 meter ned til ca. 120 meters dyp hvor tettheten er redusert med 570 kg/m^3 . Modelleringen viser videre at langt større masser med tilsvarende tetthet er nødvendig for å forklare lavere tyngdefelt mot vest. Indikerte anomali en på ca. 0,2 mGal, og dette er nok på grensen av hva som kan betraktes som signifikant anomali. Ufullstendig topografisk korreksjon kan også være årsak til anomalier i denne størrelsesorden.



Figur 3.8. Resistivitet og IP-effekt langs profil ved Lieråsen jernbanetunnel. Stiplet linje angir tolket tyngdemodell.

Resistivitetmålinger langs det samme profilet (figur 3.8) viser en markert lavresistivitetssone som trolig følger dalen. Resistiviteten er lavest i de grunnere partier, men er fortsatt under $1000 \Omega\text{m}$ ved maks dybderekkevidde på ca. 130 meter. Sonen kan se ut til å ha et svakt fall mot nordøst, uten at metoden gir grunnlag for å angi dette mer nøyaktig. Resistiviteten

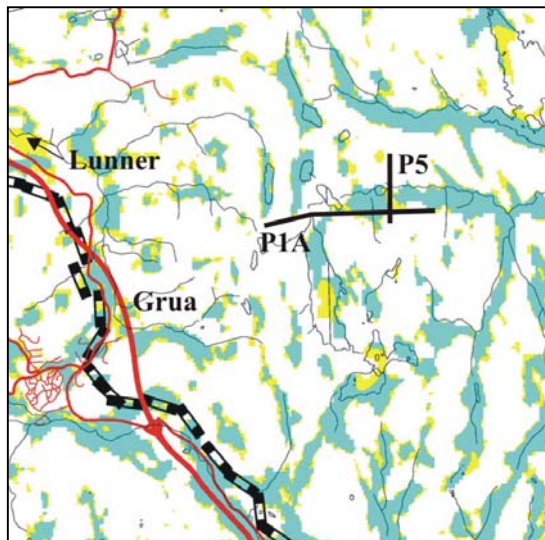
utenom selve sonen er høyest i nordøst. Vest for sonen skyldes trolig den forholdsvis lave resistiviteten ned til koordinat 150 løsmasser med en tykkelse på 10 til 20 m.

Data fra IP-målingene viser en markert vertikal sone med forhøyede verdier sentralt i profilet. Denne sonen ligger hovedsakelig til side for sonen med lav resistivitet, og det ser ikke ut til å være noen kobling mellom disse. Heller ikke her ser det ut til at IP kan bidra til karakterisering av svakhetssonen.

3.3.3 Lunnertunnelen

Lunnertunnelen var et av hovedoppslagene under prosjektet "Miljø- og Samfunnstjenlige tunneler". Her ble det påvist flere soner hvor det var problemer med stabiliteten (Rønning 2003), men også store vannproblemer. En videre oppfølging her ble valgt fordi en av sonene som gav stabilitetsproblem, ikke indikeres på dypforvitningsanalysen.

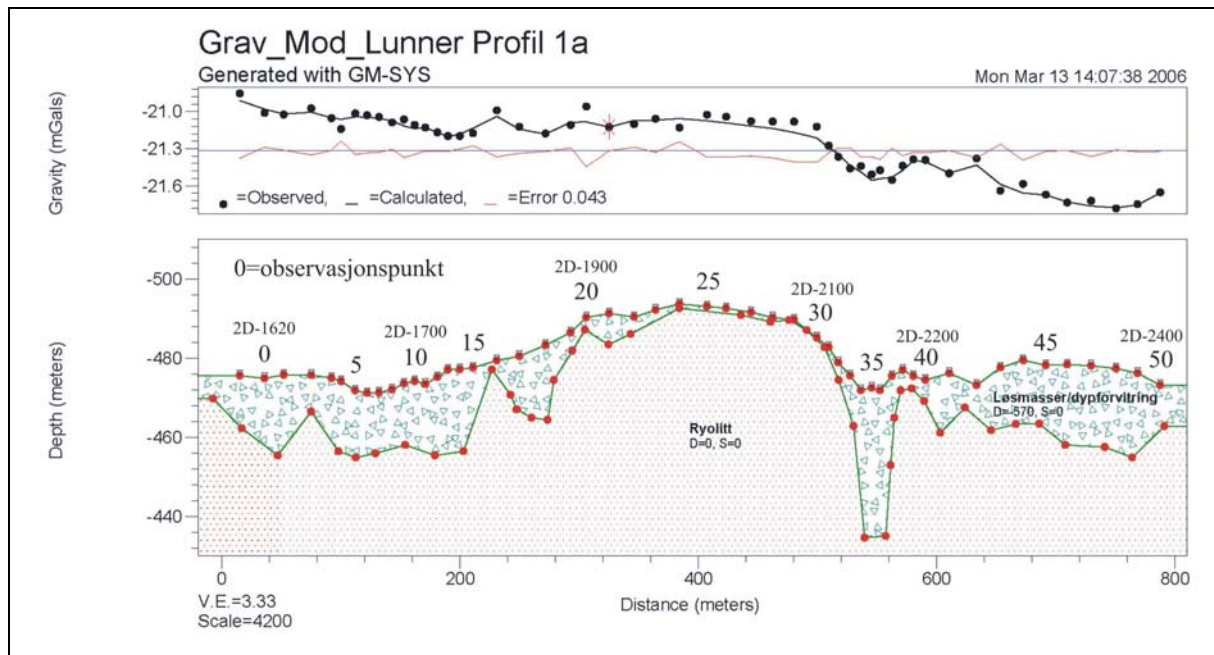
Tolket dypforvitring og lokalisering av oppfølgingsprofiler er vist i figur 3.9. Øst-vest-gående profil ble undersøkt med resistivitet og IP-effekt gjennom prosjektet "Miljø- og Samfunnstjenlige tunneler" (Rønning 2003). I dette prosjektet ble det målt tyngde langs deler av det samme profilet (P1a), og i tillegg ble det målt er profil i retning nord-sør som krysser en meget klar dypforvitringssone (P5).



Figur 3.9: Tolket dypforvitring ved Lunnertunnelen. Svart linje angir profiler som er fulgt opp med tyngde- og resistivitetsmålinger.

Tyngdedata langs profil 1A (øst-vest-profil) viser en markert negativ anomali på ca. 0,3 mGal (figur 3.10). For å forklare denne kan det legges inn en sone med bredde ca. 30 meter til en dybde av ca. 40 meter, hvor tettheten er redusert med 570 kg/m^3 . Under tunneldrivingen ble det her påvist en problematisk sone med betydelige stabilitetsproblemer (Rønning 2003). Lengre mot vest, ved posisjon 150 på tyngdeprofilen, viser terrenget en ny depresjon, men denne gir ingen markert tyngdeanomali. Boring mot denne sonen viste soner med åpne sprekker, men ingen klare indikasjoner på leirromvandling ble påvist (Rønning 2003).

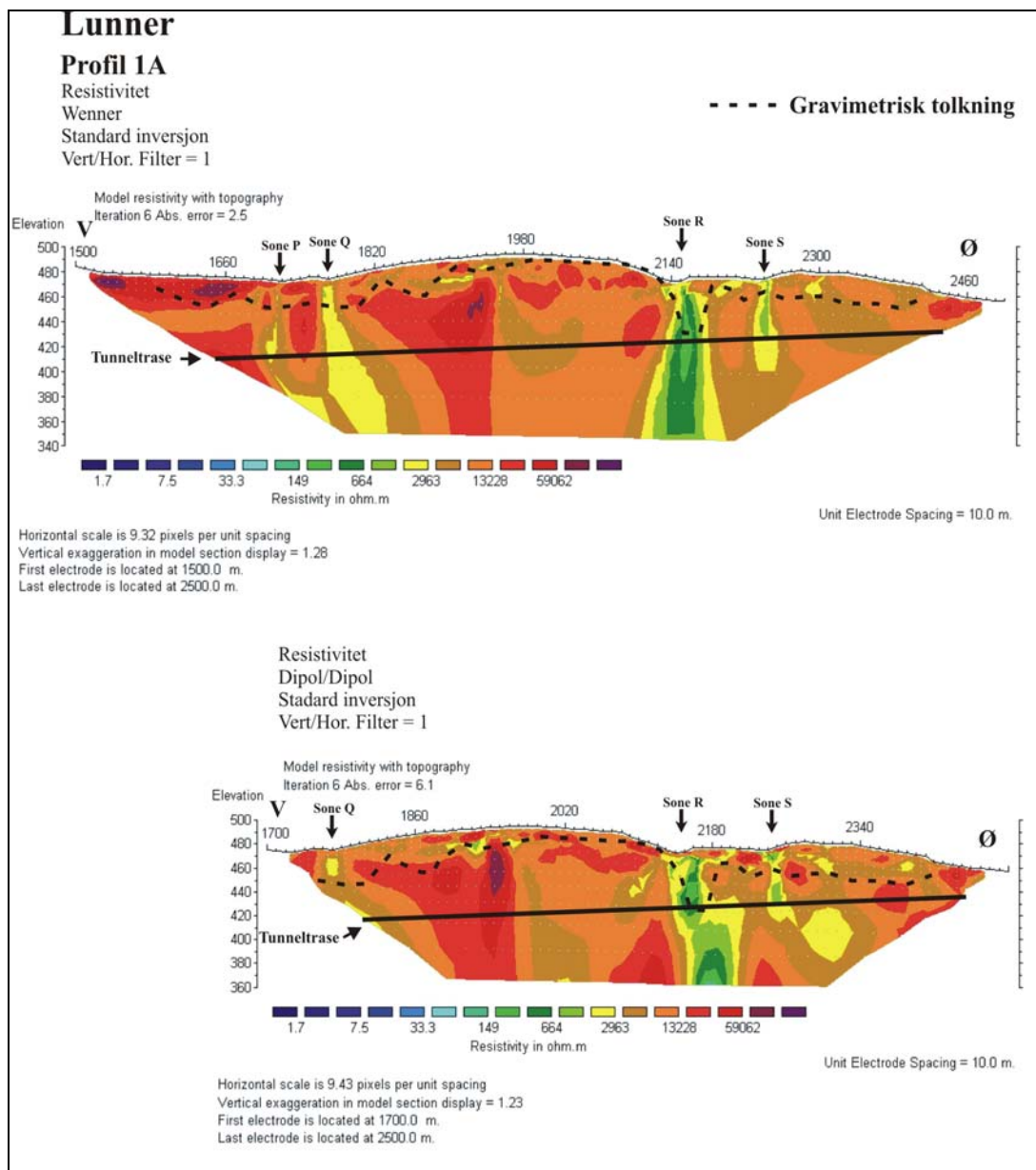
En merker seg her at den målte tyngdekurve på begge profilene ved Lunnertunnelen er mye glattere enn det vi har sett ved Romeriks-porten og Lieråstunnelen. Dette skyldes nok et klart flatere terreng, og derved en bedre terrengkorreksjon.



Figur 3.10. Modellert tyngdefelt langs profil 1a ved Lunnertunnelen.

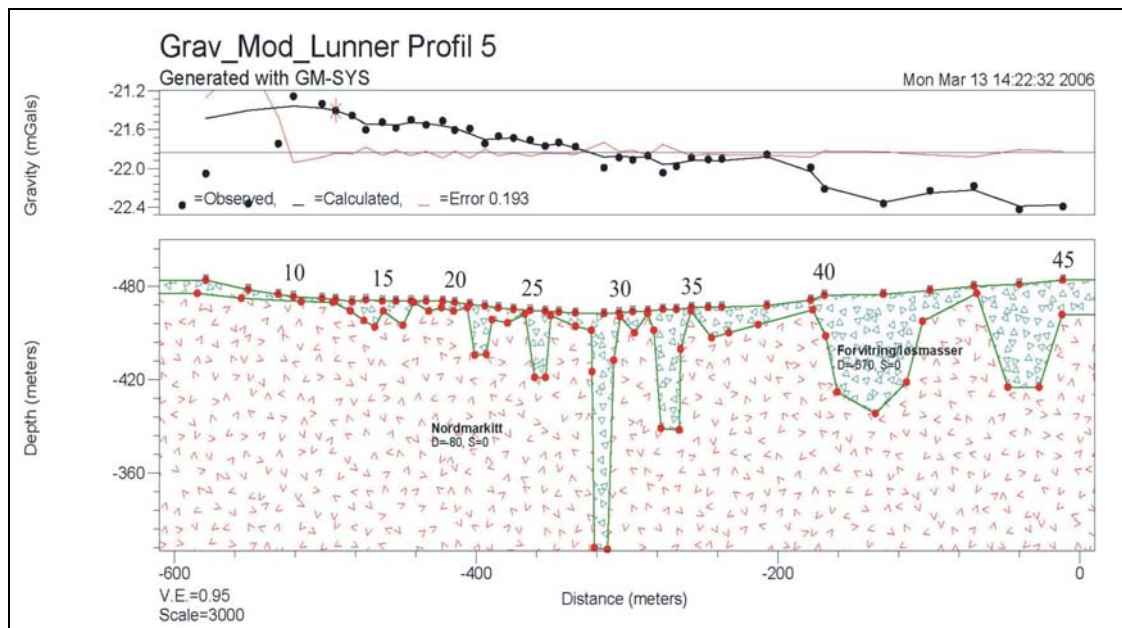
Resistivitet, både med Wenner- og Dipol/Dipol-konfigurasjon, langs profil 1a er vist i figur 3.11. Denne delen av profilet krysser i alt 4 svakhetssoner som var kartlagt av ingeniørgeolog på forhånd. Den mest markerte av disse, sone R, ga betydelige stabilitetsproblemer og derved forsinkelser under drivingen av tunnelen (Rønning 2003). Et borehull mot denne sonen kollapset før alle planlagte undersøkelser i hullet var gjennomført. En boring mot sone Q gav betydelige vannmengder, og inspeksjon med optisk televiewer viste at det i denne brønnen var skarpe overganger mellom friskt fjell og åpne vannførende sprekker. På grunnlag av de foretatte analyser på alle soner ved Lunnertunnelen kunne en konkludere med at soner med resistivitet lavere enn $400 \Omega\text{m}$ var ustabile, mens en kunne forvente betydelige vannproblemer i soner med resistivitetsverdier i størrelsesorden $1000 \Omega\text{m}$ (Rønning m. fl. 2003).

Det ble aldri foretatt analyser av mulig leire på sone R og de andre sonene med resistivitet lavere enn $400 \Omega\text{m}$, men stabiliteten og den lave resistiviteten tilsier at dette er soner med mye leire på sprekken. Ut fra dette skulle de være klare kandidater for mulig dypforvitring. Analysen av dypforvitring viser ingen respons knyttet til den nord-sørgående sone R, og dette viser at det kan være betydelige problemer knyttet til tunneldriving selv om dypforvittrings-analysen ikke gir noen respons. Med andre ord, AMAGER-metoden kan ikke friskmelde berggrunnen i et område.



Figur 3.11. Resistivitet langs profil 1a ved Lunnertunnelen. Stiplet linje angir tolket tyngdemodell.

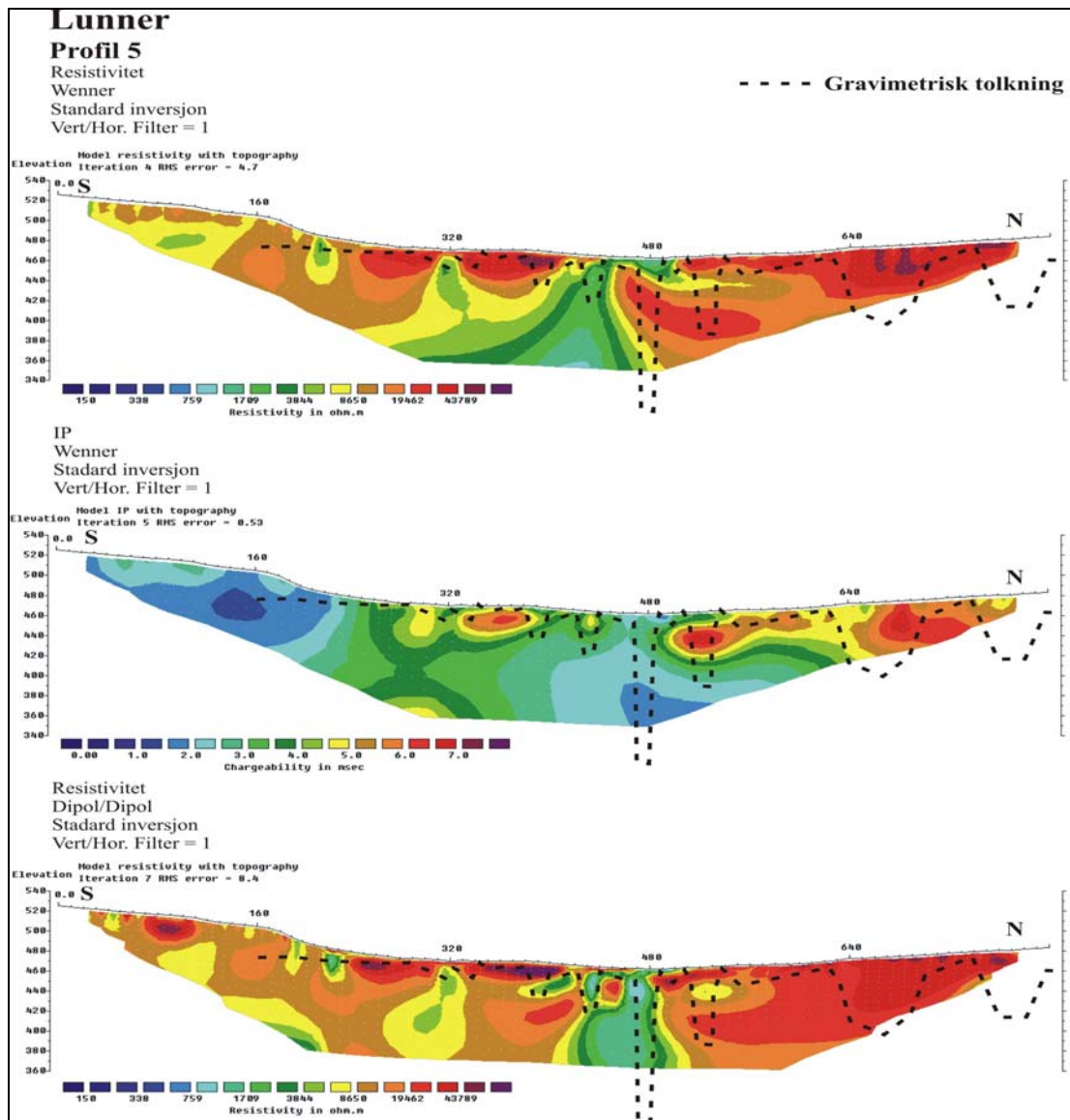
Tyngdedata langs det nord-sørgående profilet ved Lunnertunnelen (figur 3.12) viser en glatt kurve med negative anomalier på ca. 0,2 mGal over indikert dypforvittringssone. Modelleringen viser at det kan legges inn vertikale soner med tetthet på 2100 kg/m³ ned til ca. 150 meters dyp uten at en får tilfredsstillende kurvetilpasning. Som tidligere nevnt, er terrenget i området relativt flatt, og det burde ikke være vanskelig å få en tilfredsstillende topografisk korreksjon av data. En mulig årsak til de relativt svake negative utslagene, kan være myrområder med enda lavere tetthet enn det som er benyttet i modelleringen. Markerte negative anomalier lengst nord kan ikke kobles til noen dypforvitring. Feil valg av regionalfelt kan være en mulig forklaring til disse anomaliene.



Figur 3.12. Modellert tyngdefelt langs nord-sørgående profil ved Lunnertunnelen.

Resistivitetmålingene langs nord-sørgående profil ved Lunnertunnelen krysser en markert indikasjon på dypforvitring (figur 3.9). Sentralt i profilet fremstår en klar sone med lave resistivitetsverdier som strekker seg mot dypet så langt målingene kan se. Sonen er mer utflytende på Wennerdata, noe som skyldes at denne konfigurasjonen favoriserer horisontale strukturer. Sonen er ca. 60 meter bred (Dipol/Dipol-data). Den mest markerte tyngdeanomalien faller sammen med sonen med lav resistivitet, men ut over dette er det dårlig samsvar mellom lav resistivitet og tyngdeanomalier.

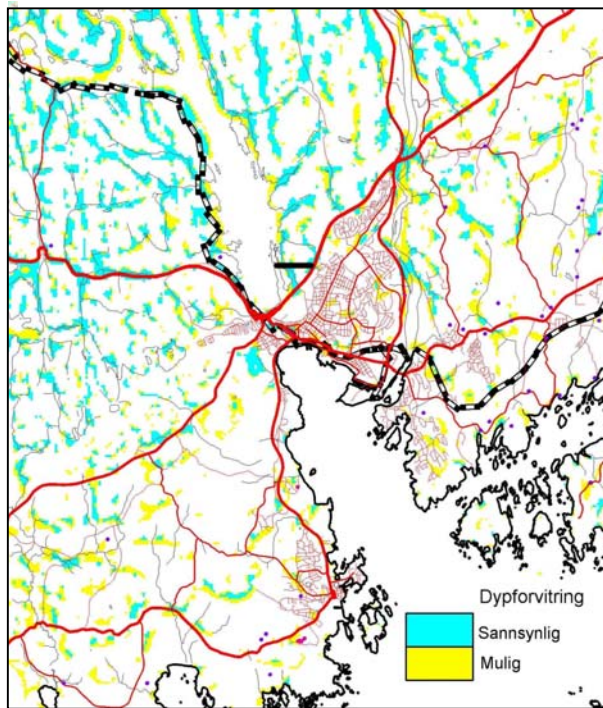
IP-målingene viser lave verdier i den sentrale delen, men dette ser ikke ut til å være koblet til sonen med lav resistivitet. En kan heller ikke her si at IP bidrar til karakteriseringen av den mulige svakhetssonen.



Figur 3.13. Resistivitet og IP-målinger langs nord-sørgående profil ved Lunnertunnelen. Stiplet linje angir tolket tyngdemodell.

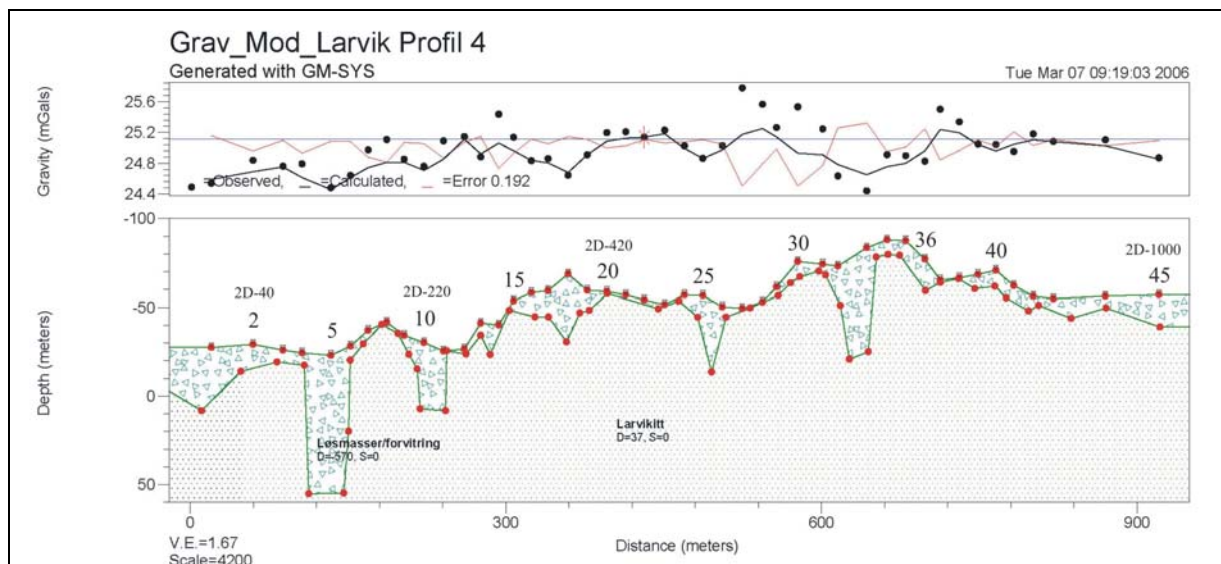
3.3.4 Farrisvatnet ved Larvik

Høsten 2005 da denne rapporterte undersøkelsen ble gjennomført, var Vegdirektoratet involvert i planer om en tunnel under Farris-vatnet ved Larvik. Parallelt med Farris-vatnet på østsiden fremstår flere markerte soner på dypforvittringsanalysen, og det ble derfor lagt ut ett profil hvor det ble målt både tyngde og resistivitet (se figur 3.14). Ideelt sett burde profilet vært lagt lengre mot vest, men Farris-vatnet satte begrensninger, og en ønsket utviding mot øst ble stoppet av E-18. Profilet krysser en dypforvittringssone, og i tillegg avsluttes profilet mot en sone i øst.

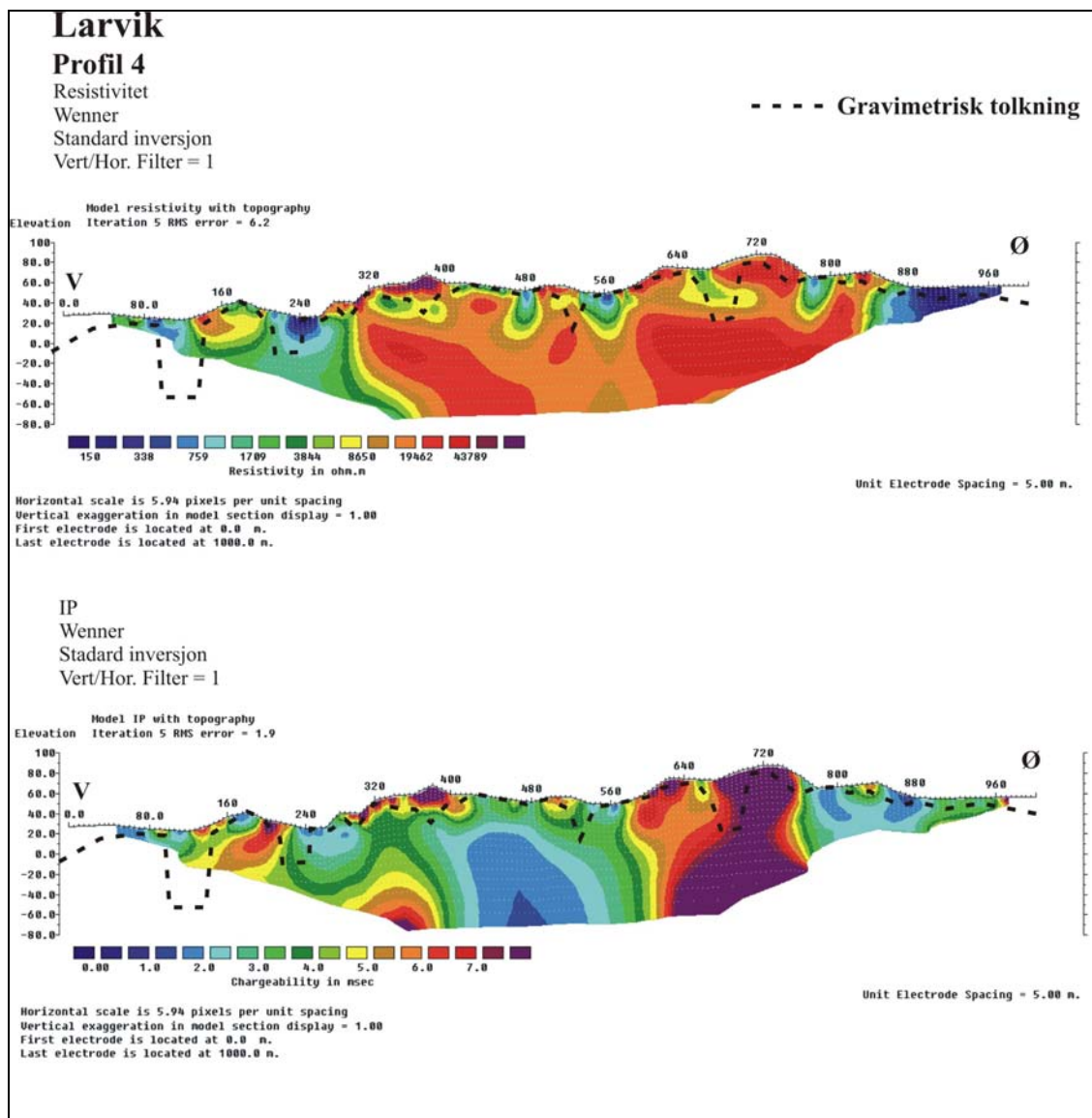


Figur 3.14. Tolket dyppforvitring ved Farrisvatnet. Svart linje angir profil som er fulgt opp med tyngde- og resistivitetsmålinger.

Tyngdeprofilen øst for Farrisvatnet viser meget ustabile verdier (figur 3.15), og årsaken til dette er trolig ufullstendig topografisk korreksjon. I dette området er terrenget preget av knauser med så bratte skreinter at det var vanskelig å ta seg frem, noe som er karakteristisk for dyppforvitningsområder. Det er gjort forsøk på modelltilpasning, men som det fremgår av figur 3.15, var denne ikke særlig vellykket.



Figur 3.15. Modellert tyngdefelt langs profil øst for Farrisvatnet.



Figur 3.16. Resistivitet og IP-målinger langs profil øst for Farris-vatnet. Stiplet linje angir tolket tyngdemodell.

I de sentrale delene av profilet (se figur 3.16) er resistiviteten i bergarten høy (10–30 k Ω m) og stort sett ensartet. Dette indikerer uproblematisk fjell. Det fremkommer kun noen mindre grunne soner med lav resistivitet som er knyttet til markerte søkk i terrenget, og disse representerer trolig løsmasser.

I begge ender av profilet indikeres materiale med lav resistivitet. Dybderekkeviddene er her sterkt begrenset og det er umulig å si om dette skyldes kun løsmasser eller om det finnes noen dypforvitring i fjellet. Anomaliene er forenlig med mulig dypforvitring. Ved koordinat 240 fremstår en ca. 60 m bred sone med resistivitet fra 300 til 3000 Ω m, og som strekker seg så langt målingene rekker. Anomalien ligger på flanken av profilet der dybderekkevidden avtar, men sonen indikeres relativt klart. Denne sonen er sammenfallende med indikert dypforvitring.

4. DISKUSJON

Tanken om at det skal finnes dypforvitring i Norge er ikke ny. Reusch (1878) beskrev hvordan terrenget rundt Oslofjorden var lite påvirket av istidene. Han hevdet videre at store deler av Østlandet hadde vært dekket av krittbergarter (Reusch 1902). Hyppig opptreden av tropisk dypforvitring ville være en direkte konsekvens av disse to observasjonene. Senere har flere andre forskere beskrevet produkter av dypforvitring (Låg 1963, Roaldset et al. 1982, 1993, Sturt et al. 1979, Lidmar-Bergström 1989, Riis 1996). Den svenske geografen Karma Lidmar-Bergström (1999) har beskrevet hvor en kan forvente å finne denne dypforvitringen i Skandinavia. NGU har fulgt opp og påvist rester av dypforvitring ved flere lokaliteter (Olesen 2004 a, b, 2007, Olesen et al. 2007). Det bør derfor ikke være noen tvil om at det finnes rester av mesosoisk dypforvitring fra da Norge lå på mer sørlige breddegrader.

Dypforvitring kjennetegnes ved at silikatmineraler omvandles til leirmineraler, og samtidig omdannes magnetitt til mindre magnetiske mineraler. Omvandlingen av magnetitt vil gi seg utslag i lavere magnetfelt over dypforvitringssoner. NGU har utviklet en prosesserings-teknikk der en ser på samvariasjon mellom lavt magnetfelt og depresjoner i terrenget, AMAGER-metoden (Aero-MAGnetiske og GEomorfologiske Relasjoner). Ut fra signalstyrke karakteriseres dypforvitringen som sannsynlig og mulig. Resultatene fra denne analysen er sammenholdt med beskrivelser av problemer under arbeidet med 4 tunneler på Østlandet (Romeriksporten, Lieråsen jernbanetunnel, Oslofjordtunnelen og Hvalertunnelen). Analysen viser at 90 % av de sonene som gav problemer ble påvist med metoden, noe som må karakteriseres som meget bra. I et samarbeid med Statens vegvesen, Vegdirektoratet, har NGU utarbeidet et aktsomhetskart for tunnelplanlegging hvor sannsynlig og mulig dypforvitring på Østlandet er fremstilt (Olesen 2006).

Metoden er beheftet med visse svakheter. I områder der bergarten i utgangspunktet inneholder lite magnetitt, svekkes den magnetiske signaturen, og i enkelte tilfeller kan denne forsvinne helt. Det er også andre geologiske strukturer som kan gi svekket magnetfelt (ganger og kontakter). I andre områder kan det topografiske relieff være maskert av løsmasser, og dette betyr også at det analyserte signalet blir svekket. På det produserte kartet over sannsynlig og mulig dypforvitring (Olesen 2006) kommer sonene klarest frem i de områder hvor bergarten er mest magnetisk, og hvor det finnes lite løsmasser. På grunn av disse svakhetene er det nødvendig at geolog og geofysiker vurderer resultatene før de anvendes direkte i planleggingen av fjellanlegg. Ved en fremtidig revisjon av dette aktsomhetskartet bør det gjøres korreksjoner i områder med lite magnetiske bergarter og stort løsmassedekke slik at alle områder får mest mulig lik signatur. Det bør kjøres separate prosesseringer for disse områdene med en modifisert AMAGER-metode.

Metoden slik den foreligger i dag, kan ikke gi informasjon om sonenes bredde og utstrekning mot dypet. Dette er forhold som bør studeres nærmere for å kunne si noe om hvor tynne omvandlingssoner må være for å bli oppdaget med metoden.

Fravær av indikasjon på dypforvitring kan på ingen måte friskmelde et område. Langs profil 1a ved Lunnertunnelen finnes ingen indikasjon på dypforvitring, men det var her betydelige problemer ved drifvingen av tunnelen. Også der Romeriksporten krysser Lutvannssonen er det ikke klare indikasjoner på dypforvitring, men det er markerte signaler noe lengre mot sør langs samme sone. Dette viser at en ikke utelukkende kan se etter signatur der en tunnel skal krysse en sone, men se tolkningskartet i en mer regional skala.

Selv om tropisk dypforvitring er påvist i et området, kan en ikke med sikkerhet forutsi hvilke problemer en kan møte ved drivingen av en tunnel (se figur 2.17). På toppen at et dypforvittringsprofil finner en grove masser med stor permeabilitet (Acworth 1987). Her vil en kunne få store problemer med vannlekkasjer. Lengre ned i profilet finnes leiromvandlinger som kan tette bergarten og samtidig gi opphav til ustabile masser. Går en enda dypere i profilet vil en finne mer oppsprukket fjell og her er det større muligheter for vannlekkasjer igjen. Det er vanskelig ut fra måleverdier å bestemme dybdeutstrekning på en forvittringssone, og derved få et bilde av i hvilket nivå en treffer. Denne teorien for dannelse av leirsonene betyr imidlertid at tunnelproblemene vil avta med dypet. Dette må dagens tunnelplanleggere ta hensyn til ved planlegging og kostnadsberegning av nye tunneler. En kan ut fra dette konkludere at AMAGER-metoden egner seg godt for påvisning av svakhetssoner, men mindre bra for karakterisering av sonene.

For NGU har det vært viktig å finne metoder som kan karakterisere svakhetssonene i tillegg til å påvise dem. Resistivitet i to dimensjoner ble benyttet i prosjektet "Miljø- og Samfunnstjenlige tunneler", og det ble konkludert med at metoden er godt egnet både for påvisning og delvis for karakterisering av svakhetssoner (Rønning 2003, Rønning et al. 2003). Ved de undersøkelsene som ble gjennomført i dette prosjektet, stemmer resultatene fra resistivitetmålingene meget godt med de problemer en hadde under tunneldrivingen (Lutvannssonen over Romeriksporten, Lieråsen jernbanetunnel og Lunnertunnelen). En vet fra før at metoden fungerer dårlig i kambro-siluriske skifere i Oslofeltet der resistiviteten i godt fjell kan være relativt lav (Rønning 2003).

De undersøkelser som her rapporteres viser at resistivitetmålinger med forskjellige elektrodekonfigurasjoner har gitt noe forskjellig resultat. Generelt favoriseres horisontal lagdeling ved Wenner-konfigurasjonen, mens vertikale strukturer og detaljer fanges opp bedre med Dipol/Dipol-konfigurasjon. NGU har gjort noen modelleringer som viser hvordan forskjellige konfigurasjoner fungerer på enkelte modeller. Dette er et arbeid som bør systematiseres, og sammenholdes med hva en vet om resistivitet på bergarter i Norge. Det bør også vurderes bruk av andre elektrodekonfigurasjoner ved kartlegging av svakhetssoner i fjell.

I de sonene en har påvist dypforvitring ligger resistiviteten i sonen i området 300 til i overkant av 1000 Ωm . Dette stemmer bra med erfaringene fra Lunnertunnelen der resistivitet lavere enn ca. 400 Ωm viste ustabil fjell. Det bør studeres nærmere om resistivitetmetoden kan benyttes til å se om der er mulig å bestemme i hvilket nivå i en dypforvittringssone en tunnel vil krysse sonen, og derved vurdere om en sone er typisk vannsone eller om en også kan ha stabilitetsproblemer.

Hittil har en i Norge hovedsakelig benyttet tradisjonell refraksjonsseismikk for påvisning av svakhetssoner i fjell. Tidvis har en også gjort forsøk på å karakterisere sonene ut fra seismisk hastighet (Barton 2006). Dette er en metode med visse svakheter. Modellering har vist at forsenkninger i fjelltopografien blir tolket som svakhetssoner, og ved undersjøiske undersøkelser kan kabelheng føre til at svakhetssoner feilaktig blir tolket (Westerdahl 2003). I tillegg vet en at refraksjonsseismiske målinger ikke kan kartlegge forløpet av sonene mot dypet. Det finnes i dag teknologi som også kan kartlegge hastighetsvariasjoner mot dypet, refraksjonsseismisk tomografi. Ved å skyte tettere enn hva som gjøres ved tradisjonelle undersøkelser og prosessere data på en spesiell måte, kan hastighetsfordelingen mot dypet bestemmes (Heincke et al. 2005). Dette er en teknologi som burde vært forsøkt ved tunnelundersøkelser i Norge.

Vi har i dette prosjektet gjort forsøk med tyngdemålinger (gravimetri) for å kartlegge forløpet av svakhetssoner mot dypet. Dette må sies å være mindre vellykket. I enkelte områder har det kommet frem relativt klare negative anomalier som indikerer lettere masser i en sone, men i andre områder har soner med påviste problemer ved tunneldriving ikke gitt noe markert utslag (Lutvann nord). Største svakheter ved metoden er å bestemme det regionale feltet, tettheten i selve sonen og å få til en god nok topografisk korreksjon. Ved bestemmelse av regionalfelt må en velge et forløp for dette (for eksempel lineært eller krummet). Undersøkelsene langs profil 5 ved Lunnertunnelen viser hvordan regionalfeltet kunne vært valgt annerledes. Her ligger alle punktene mer eller mindre langs en linje, og dersom en hadde valgt denne som uttrykk for et regionalfelt, ville modelltilpasningen blitt helt annerledes. Metoden måler ikke tettheten i fjell og svakhetszone direkte, noe som betyr at også denne må velges. I områder med spesiell ujevn topografi, kan korreksjoner for denne være et stort problem, noe undersøkelsene ved Farrisvatnet og Lutvannssonen er eksempler på. I tillegg er metoden betydelig mer arbeidskrevende enn f. eks. resistivitetsmålinger. Tyngdemålinger er ikke følsom nok til at en kan karakterisere svakhetssoners forløp mot dypet og metoden anbefales ikke benyttet ved fremtidige undersøkelser.

Siden induert polarisasjon (IP) kan måles samtidig med resistiviteten, er metoden også tatt med i denne undersøkelsen. Konklusjonen ved tidligere undersøkelser var at metoden ikke kunne bidra til karakterisering av svakhetssoner. Resultatene fra dette dypforvitningsprosjektet endrer ikke på denne konklusjonen. Metoden kan imidlertid gi informasjon om sulfidholdige soner.

5. KONKLUSJON

Denne undersøkelsen har vist at dypforvitring finnes i Norge, og at denne kan skape store problemer ved tunneldriving. Studier foretatt av den svenske geografen Lidmar-Bergström viser at denne dypforvitringen finnes på Østlandet, langs Sørlandskysten opp til Jæren og i deler av Trøndelag. Parallelt med at silikatmineraler omvandles til leire vil magnetitt omdannes til mindre magnetiske mineraler, noe som gir seg utslag i svekket magnetfelt over sonene. NGU har utviklet en spesiell teknikk for regional påvisning av denne dypforvitringen. Områder hvor svekket magnetfelt faller sammen med depresjoner i terrenget tolkes som sannsynlig og mulig dypforvitring, avhengig av signalstyrke. Metoden er blitt kalt AMAGER (Aero-Magnetiske og GEomorfologiske Relasjoner). På grunnlag av denne analysen er det utarbeidet et aktsomhetskart for tunnelplanlegging over det sentrale østlandsområdet (se www.ngu.no).

Oppfølging på 4 kjente tunnelprosjekter viser at 90 % av problemsonene kunne påvises. Metoden er imidlertid beheftet med visse svakheter. Bergarter med lite magnetittinnhold vil gi redusert eller fraværende respons, og i områder med store løsmassemektheter vil også responsen bli svekket. Ganger og geologiske kontakter kan gi svekket magnetfelt som kan mistolkes som dypforvitringssone. Fravær av indikasjon på dypforvitring kan ikke friskmelde en bergart. På grunn av disse forbeholdene er det nødvendig at geolog og geofysiker vurderer resultatene før de anvendes direkte i planleggingen av fjellanlegg. Metoden egner seg godt for påvisning av leirholdige svakhetssoner, men mindre bra for detaljert karakterisering av sonene. NGU anbefaler en videreutvikling av AMAGER-metoden der magnetiske anomalier vektlegges mer i områder med tykke løsmasser, og hvor terrenget tillegges mer vekt i områder med lavt magnetfelt. Det bør også avklares ved modellering hvor tynne soner som kan påvises med metoden.

For NGU er det viktig å kunne karakterisere svakhetssonene i tillegg til å påvise de. Med karakterisering menes her både geometri (dybderekkevidde, bredde og fall), men også om det finnes leire på sprekke som kan gi mindre vanngjennomstrømning og eventuelt ustabil fjell. Oppfølgende undersøkelser ved Romeriksporten, Lieråsen jernbanetunnel og Lunnertunnelen viser at 2D resistivitet kan følge sonenes utvikling mot dypet. Tidligere analyser ved Lunnertunnelen viser at metoden også kan, under visse geologiske betingelser, si noe om hvilke problemer en kan møte ved tunneldrivingen. Dette arbeidet bør videreføres, spesielt med hensyn på om metoden kan si noe om hvor i et dypforvittringsprofil en tunnel vil kryss. Arbeid med modellberegninger som viser muligheter og begrensninger med metoden bør systematiseres og sammenholdes med kunnskap om resistiviteter i massiv ikke oppsprukket berggrunn.

Tyngdemålinger (gravimetri) ble benyttet i dette prosjektet for å vurdere om metoden kunne gi informasjon om hvor dypt de forskjellige sonene strekker seg mot dypet. Metoden har ikke gitt klar informasjon om dette, og videre bruk anbefales ikke.

Metoden Indusert Polarisasjon (IP) har heller ikke ved denne undersøkelsen bidratt til karakterisering av svakhetssoner, men kan gi verdifull informasjon ved påvisning av sulfider i berggrunnen.

Det store antall problemer og tilhørende merkostnader med tunnelbygging på Østlandet viser at det er samfunnsøkonomisk lønnsomt både å gjennomføre en detaljert kartlegging av dypforvittringssoner og utvikle nye geofysiske metoder for å karakterisere de.

6. REFERANSER

- ABEM 1999: ABEM Terrameter SAS 4000/SAS 1000. Instruction Manual, ABEM Printed Matter 93101. ABEM, Sverige.
- Acworth, R.I. 1987: The development of crystalline basement aquifers in a tropical environment. *Quarterly Journal of Engineering Geology* 20, 265-272.
- Banks, D., Solbjørg, M.L. & Rohr-Torp, E. 1992a: Permeability of fracture zones in a Permian granite. *Quarterly Journal of Engineering Geology* 25, 377-388.
- Banks, D., Rohr-Torp & Skarphagen, H. 1992b: An integrated study of a Precambrian granite aquifer, Hvaler, Southeastern Norway. *Norges geologiske undersøkelse Bulletin* 422, 47-66.
- Banks, D., Rohr-Torp & Skarphagen, H. 1994: Groundwater resources in hard rock; experiences from the Hvaler study, South-eastern Norway. *Applied Hydrogeology* 2/94, 33-42.
- Barton, N. 2006: Rock quality, seismic velocity, attenuation and anisotropy. Taylor & Francis, London ISBN 0-415-39441-4.
- Beard, L.P. 1998: Data acquisition and processing - helicopter geophysical survey, Oppkuven and Gran, 1997. *NGU Report* 98.079, 20 pp.
- Beard, L.P. 1999: Data acquisition and processing - helicopter geophysical survey, Larvik, 1998. *NGU Report* 99.026, 13 pp.
- Beard, L.P. og Rønning, S. 1997: Data acquisition and processing report - helicopter geophysical survey, Krokskogen. *NGU Report* 97.134, 9 pp.

- Beard, L.P. & Lutro, O. 2000: Airborne geophysics and infrastructure planning – A case study. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics* 5, 1-10.
- Beard, L.P. & Mogaard, J.O. 2001: Data acquisition and processing - helicopter geophysical survey, Hurdal, 2000. *NGU Report 2001.018*, 16 pp.
- Bollingmo, P. 1999: "Romeriksporten". Kursdagene ved NTNU, Konferanse om trafikk tunneler, Trondheim.
- Clark, D. A. 1997: Magnetic petrophysics and magnetic petrology: aids to geological interpretation of magnetic surveys. *AGSO Journal of Geology & Geophysics* 17, 83-103.
- Cocks, L.R.M & Torsvik, T.H. 2005: Baltica from the late Precambrian to mid-Palaeozoic times: The gain and loss of a terrain's identity. *Earth Science Reviews* 72 (2005) 39-66.
- Dahlin, T. 1993: On the Automation of 2D Resistivity Surveying for Engineering and Environmental Applications. Dr. Thesis, Department of Engineering Geology, Lund Institute of Technology, Lund University. ISBN 91-628-1032-4.
- Fugro Airborne Surveys 2003: Logistics report, fixed wing borne magnetic, radiometric and VLF-EM survey in the Oslo region, southern Norway. *Report FCR 2241*, 124 pp.
- Follestad, B.A. 1986: LIER, kvartærgeologisk kart 1814 IV - M 1:50 000, Norges geologiske undersøkelse.
- Ganerød, G. V., Rønning, J.S., Dalsegg, E., Elvebakk, H., Holmøy, K., Nilsen, B. and Braathen, A. 2006: Comparison of geophysical methods for sub-surface mapping of faults and fracture zones in a section of the Viggja road tunnel, Norway. *Bull Eng Geol Env* (2006) 65: 231 – 243. ISSN: 1435-9529 (Paper) 1435-9537 (Online)
- Geosoft 2004: OASIS Montaj v. 6.0 Mapping and processing system, The core software platform for working with large volume spatial data. Quick start tutorials. *Geosoft Incorporated*, 258 pp.
- Geosoft 2005a: Montaj GridKnit, Grid extension for OASIS Montaj v6.1, Tutorial and user guide, *Geosoft Incorporated*, 27 pp.
- Geosoft 2005b: Montaj MAGMAP filtering, 2-D frequency domain processing of potential field data, Extension for Oasis Montaj v6.1. *Geosoft Incorporated*, 66 pp.
- Grant, F.S. 1984: Aeromagnetism, geology and ore environments, I. Magnetite in igneous, sedimentary and metamorphic rocks: an overview. *Geoexploration*, v. 23, p. 303-333.
- Heincke B., Maurer, H., Green, A.G., Willenberg, H., Spillmann, T. & Burlini, L 2005: Characterizing an unstable mountain slope using shallow 2- and 3-D seismic tomography. Submitted for publication in *Geophysics*.
- Henkel, H. & Guzmán, M. 1977: Magnetic features of fracture zones. *Geoexploration* 15, 173-181.
- Huseby, F.C.A. 1966: Lieråsen tunnel, strukturgeologiske og ingeniørgeologiske undersøkelser. Tekniske meddelelser – NSB, tekniske tidsskrift for Norges Statsbaner, Nr. 3. NSB, Oslo 1966, 9 s.
- Huseby, F.C.A. 1968: Lieråsen tunnel. Del II: Geofysiske og videre geologiske undersøkelser. Tekniske meddelelser – NSB, tekniske tidsskrift for Norges Statsbaner, Nr. 3. NSB, Oslo 1968, 11 s.
- Håbrekke, H. 1982: Magnetiske-, elektromagnetiske-, VLF- og radiometriske målinger fra helikopter over et område vest for Tønsberg, Vestfold og Telemark fylker. *NGU Report 1835*, 13 pp.
- Janbu, N. 1970: Grunnlag i geoteknikk. Tapir forlag.
- Kirkemo, K. 2000: Tunneldrift for 88 år siden. *GEO* 5, 40-41
- Lidmar-Bergström, K. 1989: Exhumed Cretaceous landforms in south Sweden. *Zeitschrift für Geomorphologi, N.F. Suppl.* 72, 21-40.

- Lidmar-Bergström, K., Olsson, C.D. & Roaldset, E. 1999: Relief features and palaeoweathering remnants in formerly glaciated Scandinavian basement areas. In: Thiry, M. & Simon-Coinçon, R. (eds.), Palaeoweathering, palaeosurfaces and Related Continental Deposits. *International Association of Sedimentologists, Special Publications 27*, 275-301.
- Loke, M.H. 2001: RES2DINV ver. 3.4. Geoelectrical Imaging 2D & 3D. Instruction manual, www.geoelectrical.com.
- Lundin, E., Olesen, O., Kihle, O. & Skilbrei, J.R. 2005: Interpretation of the magnetic anomaly pattern in the Oslo region. *NGU Report 2005.044*. 43 pp.
- Lutro, O. & Nordgulen, Ø. 2004: Oslofeltet, berggrunnskart M 1: 250 000. Fargetrykt kart. *Norges geologiske undersøkelse*.
- Låg, J. 1945: Weathering of syenite in Kjøse, Vestfold. *Norsk Geologisk Tidsskrift 25*, 216-224.
- Låg, J. 1963: Notes on geological features of importance for the productivity of the soils of Norway. *Soil Science 95*, 1-8.
- Mathisen, O. 1976: A method for Bouguer Reduction with Rapid Calculation of Terrain Corrections. *Norges geografiske oppmåling, Geodetiske arbeider 18*.
- Mogaard, J.O. 1998: Geofysiske målinger fra helikopter ved Larvik, Vestfold. NGU Report 98.021, 11 pp.
- Mogaard, J.O. 2001: Geofysiske målinger fra helikopter ved Sandefjord, Vestfold 2000. NGU Report 2001.003, 12 pp.
- NGA (Northwest Geophysical Associates, Inc.) OR 97333 USA. GM-SYS Gravity/Magnetic Modeling Software. Users' Guide Version 4.9.
- Nordahl-Olsen, T. 1993: OSLO 1914 IV. Kvartærgeologisk kart M 1:50 000 med beskrivelse.
- Olesen, O., Reitan, M. og Sæther, P. O. 1993: Petrofysisk database, PETBASE 3.0, Brukerbeskrivelse. *NGU Rapport 93.023*.
- Olesen, O. 2004a: Problemene skyldes dypforvitring. *GEO 7, No. 7*, 18-20.
- Olesen, O. 2004b: Ny metode for kartlegging av dypforvitring. *GEO 7, No. 7*, p. 20.
- Olesen, O. 2006: Aktsomhetskart for tunnelplanlegging, sentrale Østland, geofysisk tolking av tropisk dypforvitring, Målestokk 1: 100.000. Norges geologiske undersøkelse, Trondheim.
- Olesen, O. 2007: Tunnelproblemer, olje og dinosaurer – hva er sammenhengen? *GEO 10, No.1*, p. 20.
- Olesen, O., Dehls, J.F., Ebbing, Henriksen, H., Kihle, O. & Lundin, E. 2007: Aeromagnetic mapping of deep-weathered fracture zones in the Oslo Region – a new tool for improved planning of tunnels. *Norwegian Journal of Geology 87*, xx-yy.
- Olsen, K.S. og Løwe, A. 1984: SANDEFJORD 1813 III, kvartærgeologisk kart M 1:50 000. Norges geologiske undersøkelse.
- Palmstrøm, A., Nilsen, B., Borge Pedersen, K. & Grundt, L. 2003: Miljø- og samfunnstjenlige tunneler. Riktig omfang av undersøkelser for berganlegg. Vegdirektoratet, Teknologiavdelingen Publikasjon nr. 101, 132 s.
- Ramberg, I.B., Bryhni, I. & Nødtvedt, A. (red.) 2006: Landet blir til, Norges geologi. Norsk geologisk forening, Trondheim, 608 s.
- Reusch, H. 1878: Iakttagelser over isskuret Fjeld og forvitret Fjeld. Forf. Vid.-Selsk. Forh.
- Reusch, H. 1902: Vore dale og fjelde. Hvordan formen af Norges overflade er dannet. *Naturen 26*, 29-142.
- Reusch, H. 1903: Norske kaolinforekomster. *Naturen 27*, 129-132.
- Riis, F., 1996: Quantification of Cenozoic vertical movements of Scandinavia by correlation of morphological surfaces with offshore data. *Global and Planetary Change 12*, 331-357.

- Roaldseth, E., Pettersen, E., Longva, O. & Mangerud, J. 1982: Remnants of preglacial weathering in western Norway. *Nor. Geol. Tidsskr.* 62, 169-178.
- Roaldseth, E., Riis, F., & Johnsen, S.O. 1993: Weathered basement rocks below Mesozoic sediments, Norwegian North Sea. In: Third International Geomorphology Conference, 23-28 August, Hamilton, Ontario, Canada, Programme with Abstracts (Eds.: D. Ford, B. McCann & S. Vajoczki), p. 229.
- Rønning, J.S. 2003: Miljø- og samfunnstjenlige tunneler. Sluttrapport delprosjekt A, Forundersøkelser. Statens vegvesen, Publikasjon nr. 102.
- Rønning, J.S., Dalsegg, E., Elvebakk, H. & Storrø, G. 2003: Characterization of fracture zones in bedrock using 2D resistivity. Proceedings 9th EEGS Meeting in Prague, P005.
- Schmidt, S. & Götze, H.-J. 1998: Interactive visualization and modification of 3D models using GIS functions. *Physics and Chemistry of the Earth* 23, 289-296.
- Statens vegvesen 2004: Revisjon av Oslofjordtunnelen. Revisjonsrapport utarbeidet av Internrevisjonen i Vegdirektoratet, 03.11.2004.
- Sturt, B., Dalland, A. & Mitchell, J. 1979: The age of the Sub-Mid-Jurassic tropical weathering profile of Andøya, northern Norway, and the implications for the Late Palaeozoic palaeogeography in the North Atlantic region. *Geol. Rundsch.* 68, 523-542.
- Sæther, E. 1964: Clay veins in rocks in Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift* 44, 385-429.
- Sørensen, R. 1988: In-situ rock weathering in Vestfold, southeastern Norway. *Geografiska annaler* 70, 299-308.
- Thoresen, M.K og Sørensen, E. 2005: 1915 IV HURDAL, Kvartærgeologisk kart M 1:50 000. Norges geologiske undersøkelse.
- Tønnesen, J. F. 1978: Geofysiske undersøkelser av kvartære sedimenter i Numedal. *Hovedoppgave i geofysikk/kvartærgeologi, Inst. For Geologi, Universitetet i Oslo*
- Westerdahl, H. 2003: Seismisk modellering. Modellering av seismiske data over løsmassefylte depresjoner, svakhetssoner og ved kabelheng. Miljø- og samfunnstjenlige tunneler, Rapport nr 32. Statens vegvesen.

Innmålte profiler 2D resistivitet og gravimetri (WGS-84)

Profil	Koordinat	UTM nord	UTM øst	NGO-48 nord	NGO-48 øst
P1 Lutvann sør	0	604595	6642008	211805	8493
	100	604677	6641967	211762	8574
	216	604786	6641959	211751	8683
	300	604859	6641948	211738	8756
	400	605046	6641945	211730	8943
	500	605048	6641951	211736	8945
	600	605125	6641956	211739	9022
	700	605212	6641929	211710	9108
	800	605294	6641892	211671	9189
P2 Lutvann nord	0	604661	6644054	213849	8613
	100	604737	6644083	213876	8689
	200	604853	6644029	213819	8804
	300	604947	6644006	213794	8897
	400	605046	6643986	213771	8996
	500	605130	6643990	213773	9080
	590	605215	6643990	213771	9165
	700	605312	6643976	213754	9262
	800	605402	6643958	213734	9351
P3 Lieråsen	0	574886	6626917	197487	-21606
	100	574946	6626996	197564	-21544
	200	575009	6627068	197635	-21479
	300	575055	6627154	197720	-21431
	400	575075	6627250	197815	-21408
	500	575093	6627350	197915	-21388
	600	575168	6627405	197968	-21311
	700	575246	6627487	198048	-21231
	800	575275	6627581	198141	-21200
P4 Larvik	0	558155	6548112	119114	-40378
	120	558271	6548113	119112	-40262
	200	558339	6548098	119095	-40194
	300	558428	6548085	119080	-40106
	400	558512	6548076	119068	-40022
	500	558598	6548034	119024	-39937
	600	558686	6548028	119016	-39849
	700	558765	6547985	118971	-39771
	800	558852	6547971	118955	-39684
	900	558944	6547976	118957	-39592
1000	559040	6547944	118923	-39497	

Profil	Koordinat	UTM nord	UTM øst	NGO-48 nord	NGO-48 øst
P5 Lunner	0	593615	6618820	188904	-3088
	100	593695	6618904	188986	-3006
	200	593772	6618931	189011	-2928
	300	593857	6618975	189052	-2842
	400	593938	6619008	189083	-2760
	400	593953	6619011	189086	-2745
	500	594023	6619045	189118	-2674
	600	594131	6619120	189190	-2564
	700	594212	6619159	189227	-2482
	800	594298	6619197	189263	-2395