

NGU Rapport 2009.040

Geofysiske målinger over  
tunneler ved Hanekleiv, Ravneheia  
og Vadfoss.



Rapport nr.: 2009.040		ISSN 0800-3416	Gradering: Åpen
Tittel: Geofysiske målinger over tunneler ved Hanekleiv, Ravneheia og Vadfoss.			
Forfatter: Jan S. Rønning, Einar Dalsegg, Bjørn Heincke Odleiv Olesen og Jan F. Tønnesen		Oppdragsgiver: NGU/Vegdirektoratet	
Fylke: Vestfold, Vest-Agder og Telemark		Kommune: Sand, Lista og Kragerø	
Kartblad (M=1:250.000) Oslo, Mandal og Arendal		Kartbladnr. og -navn (M=1:50.000) 1814 III Drammen, 1311 II Farsund, 1712 IV Kragerø	
Forekomstens navn og koordinater: Hanekleiv UTM 566600 - 6603500, sone 32V Ravneheia UTM 368800 - 6444400, sone 32V Vadfoss UTM 518700 - 6529000, sone 32V		Sidetall: 33 Pris: Kr 150,- Kartbilag:	
Feltarbeid utført: Oktober 2007 og 2008	Rapportdato: 12.12.2009	Prosjektnr.: 329500	Ansvarlig: <i>Eun V. Rønning</i>
<p><b>Sammendrag:</b></p> <p>Som et ledd i NGUs arbeid med å forbedre forundersøkelsene ved tunnelarbeider er det foretatt geofysiske målinger ved tre tunnelanlegg, hvor det har vært visse problemer knyttet til selve drifvingen eller ved uhell i ettertid. De valgte tunnelene er Hanekleivtunnelen ved Sande i Vestfold, Ravneheitunnelen ved Farsund på Lista og Vadfosstunnelen ved Kragerø. Hensikten med dette har vært å se om etablert tolkningsmodell fra undersøkelser ved Lunnertunnelen kunne overføres til andre geologiske miljø. Kartlagte svakhetssoner kunne påvises med resistivitetsmålinger på bakken, metoden kunne karakterisere sonene geometrisk (bredd, fall og dyptgående), og en kunne skille ustabile soner fra soner hvor vannlekkasjer var et større problem. Ved Hanekleivtunnelen er det utført VLF-målinger og refraksjonsseismikk som et supplement til resistivitetsmålinger, og her forelå også indikasjoner på dypforvitring fra tidligere regional kartlegging.</p> <p>Resistivitetsmålinger har gitt respons på alle de problematiske sonene som var kartlagt før og under tunneldrifvingen på de tre anleggene. Ved Hanekleivtunnelen indikeres flere soner langs begge de to målte profilene, og til sammen utgjør disse en mulig forklaring på at en her får respons på NGUs dypforvittringsanalyser. Ved Vadfosstunnelen er det indikasjoner på en femte sone som tidligere ikke var kjent. Ut i fra dette og andre studier konkluderer vi med at metoden kan påvise svakhetssoner.</p> <p>Tolking av sonens bredde har vist entydige resultater ved Hanekleivtunnelen, med bredden i dagen er åpenbart større enn i tunnelnivå. Avtagende bredde med dypet på de leirinfiltrerte sonene er for øvrig en indikasjon på at omvandlingen har utviklet seg ovenfra og nedover og indikerer mulig dypforvitring. Ved de to andre tunnelene har påvisning av sonenes bredde ikke vært entydig. Dette har sammenheng med en finner flere soner tett sammen og at disse ligger i et miljø med generelt lav resistivitet. Resistivitetsmålingene viser at en kvalitativt kan tolke sonenes fall, og metoden viser at svakhetssonene kan følges ned mot tunnelnivå.</p> <p>På grunnlag av undersøkelser ved Lunnertunnelen ble det foreslått en tolkningsmodell der resistivitet lavere enn 500 Ohmm representerte svakhetssoner med leire på sprekkene og hvor vannproblemene ikke var så store. Ved de tre rapporterte tunnelene var det påvist svelleleire på sprekkene, og resistivitetsmålingene viste verdier rundt 500 Ohmm eller lavere, noe som bekrefter tolkningsmodellen.</p>			
Emneord: Tunneler	Svakhetssoner	Geofysikk	
2D Resistivitet	Refraksjonsseismikk	VLF-EM	
		Fagrapport	



## INNHOOLD

1.	INNLEDNING .....	7
1.1	Resistivitetsmålinger .....	7
1.2	Refraksjonsseismisk modellering .....	7
1.3	Aktsomhetskart for tunnelplanlegging .....	8
1.4	Valg av tunneler for oppfølging .....	8
2.	MÅLEMETODER OG UTFØRELSE .....	9
2.1	Resistivitetsmålinger .....	9
2.2	Refraksjonsseismiske målinger .....	9
2.3	VLF-målinger .....	10
3.	RESULTATER .....	10
3.1	Hanekleivtunnelen .....	10
3.1.1	Bakgrunn .....	10
3.1.2	Dypforvittringsanalyse .....	11
3.1.3	VLF-målinger .....	12
3.1.4	Resistivitetsmålinger .....	14
3.1.5	Refraksjonsseismiske målinger .....	15
3.2	Ravneheitunnelen .....	18
3.2.1	Bakgrunn .....	18
3.2.2	Resistivitetsmålinger .....	18
3.3	Vadfosstunnelen ved Kragerø .....	20
3.3.1	Bakgrunn .....	20
3.3.2	Resistivitetsmålinger .....	20
4.	DISKUSJON .....	21
4.1	Lokalisering og geometrisk karakterisering .....	22
4.2	Mineralogisk karakterisering .....	23
4.3	Metodisk sammenligning .....	23
5.	KONKLUSJON .....	25
6.	REFERANSER .....	26

## TEKSTBILAG

Tekstbilag 1: Artikkel fra "Strait Crossings 2009" (Rønning et al. 2009).....	29
---	----

## DATABILAG

Databilag 1: Koordinater for måleprofilene ved Hanekleiv, Ravneheia og ved Vadfosstunnelen .....	36
--	----



## 1. INNLEDNING

NGU har siden 2000 arbeidet med å utvikle og forbedre geofysiske metoder for å forbedre forundersøkelser ved tunnelarbeid. I dette arbeidet har vi kartlagt mange tunneler, med spesiell interesse i problemsoner, for å utrede fordeler og svakheter ved de geofysiske metodene 2D resistivitet, refraksjonsseismikk og VLF. I senere tid har NGU også tatt i bruk AMAGER-metoden, som kan kartlegge potensielle problemsoner i regional skala med fly- og helikopter geofysiske målinger.

Som et ledd i dette arbeidet er det foretatt geofysiske målinger ved tre tunnelanlegg; Hanekleivtunnelen, Ravneheitunnelen og Vadfosstunnelen, hvor det har vært problemer knyttet til selve drivingen eller ved uhell i ettertid. I dette arbeidet har en på grunnlag av tidligere erfaringer valgt å fokusere på 2D resistivetsmålinger, men også refraksjonsseismikk og VLF-EM (Very Low Frequency ElectroMagnetic) ble benyttet. Hensikten med dette var å teste om en foreslått tolkingsmodell som sier at en med resistivetsmetoden kan påvise og karakterisere svakhetssoner geometrisk og mineralogisk. Er dette tilfelle vil resistivetsmetoden være et godt supplement til tradisjonelle refraksjonsseismiske målinger ved forundersøkelser for anlegg i fjell.

### 1.1 Resistivetsmålinger

Innenfor prosjektet "Miljø- og Samfunnstjenlige tunneler", som ble gjennomført i perioden 2001 til 2003, ble metoden 2D resistivitet introdusert som en interessant teknikk ved forundersøkelser for tunneler (Rønning 2003). På grunnlag av målinger ved Lunnertunnelen ble det foreslått en modell for karakterisering av svakhetssoner i fjell (Rønning m.fl. 2003). Under de rådende geologiske forhold, Oslofeltets intrusiver og sedimenter (syenitt og sandstein) indikerte resistivetsverdier høyere enn ca 3000 Ohmm stabilt godt drivbart fjell, soner med resistivitet i området 1000 til 3000 Ohmm store vannlekkasjer mens i soner hvor resistiviteten var lavere enn 500 Ohmm var det mindre vann, men her var fjellet mer ustabil. I ettertid har NGU utført modellberegninger som viser at resistivetsmetoden har muligheter for geometrisk karakterisering av svakhetssoner (Rønning et al. 2009, Reiser et al. 2009). Førstnevnte artikkel er vedlegg til denne rapporten (Tekstbilag 1). Disse modelleringene viser at metoden kan nyansere sonenes utstrekning mot dypet, sonenes bredde dagnært og i tillegg kan metoden indikere sonenes fall. Ut fra dette har en konkludert med at resistivetsmetoden har et potensiale for å lokalisere svakhetssoner i fjell og i tillegg foreta geometrisk karakterisering (sonenes bredde, fall og dyptgående). Det finnes også svakheter med denne metoden; lav resistivitet i ikke oppsprukket bergart gir lavere kontrast og tykt overdekke av godt ledende masser (leire) hindrer strømmen å nå ned i fjellet. Begge disse effektene reduserer mulighetene for kartlegging av svakhetssoner med resistivetsmetoden.

### 1.2 Refraksjonsseismisk modellering

Refraksjonsseismikk har lenge vært en standard metode ved forundersøkelser for tunneler. Som en del av "Miljø- og Samfunnstjenlige tunneler" ble det også foretatt modellering av svakheter ved tradisjonelle refraksjonsseismiske målinger (Westerdahl 2003). Syntetiske data ble beregnet fra en modell som besto av 4 m løsmasser ( $V_p = 1800$  m/s) over fjell ( $V_p = 5000$  m/s), og i modellen var det lagt inn en forsenkning i fjelloverflaten med bredde 15 m og

dybde 10 m fylt med løsmasser ( $V_p = 1800$  m/s). De syntetiske data ble overlappet støy for å simulere målte data, og datasettet ble overlatt Geomap as for tradisjonell tolkning. Tolkningen viste en mulig svakhetsone i fjellet som var åpen mot dypet, og hvor hastigheten i sonen var 2500 m/s. Et forsøk på å gjøre forsenkningen i fjelloverflaten åpnere (45 m i toppen, 15 m i bunn) ble også tolket som en svakhetsone i fjellet som ikke hadde noen vertikal begrensning (Westerdahl 2003). Modellering av disse tilfellene viste at forsenkningen i modellen var for trang til at energi ble refraktert fra bunnen av forsenkingen, noe som resulterte i en indikert svakhetsone i fjellet. Modelleringen viste også at kabelheng ved marine undersøkelser kunne føre til falske svakhetssoner i fjell.

### **1.3 Aktsomhetskart for tunnelplanlegging**

I de siste årene har NGU blåst liv i tidligere tanker om at det i Norge kan finnes rester av dypforvitring fra jura- og triastiden, da Norge lå i subtropisk klima (Olesen m. fl. 2007). Denne forvittringsprosessen førte til en kjemisk omvandling av silikater til leirminerale, og samtidig ble magnetitt i bergarten omvandlet til hydroksyder som er mindre magnetiske. Slik tropisk forvitringen antas å ha foregått på overflate generelt, mens i eksisterende svakhetsone kunne den trenge dypere. Etter flere istider med erosjon er det meste av forvitringen erodert bort, men i dypere soner antas det at rester av forvitringen er bevart. Forvitring er påvist (under sedimenter) på Andøya og i Norskehavet/ Nordsjøen og soner med dypforvitring er observert på Østlandet (Olesen m.fl. 2007). Morfologiske studier (Lidmar-Bergstrøm et al. 1999) viste at denne type dypforvitring kan finnes på store deler av Østlandet, langs Sørlandskysten og nordover til Jæren og i Trøndelag. NGU studerer nå om denne type forvitring også kan finnes i andre deler av Norge. NGU har utviklet en tolkningsmetode for påvisning av dypforvitrede soner (Olesen m.fl. 2007). Ved å samtolke svekket magnetfelt med forsenkninger i terrenget påvises soner med sannsynlig og mulig dypforvitring. Oppfølging på 3 tunneler viste at en kunne påvise 90% av de problematiske svakhetssonene med metoden. Metodens oppløsning er imidlertid begrenset da denne baserer seg på regionale magnetiske data målt fra fly eller helikopter. Tolkninger av sannsynlige og mulige dypforvittringssoner på Østlandet er sammenstilt i et "Aktsomhetskart for tunnelplanlegging, Østlandet" (Olesen 2006).

### **1.4 Valg av tunneler for oppfølging.**

I den senere tid har det skjedd noen uheldige hendelser som har resultert i store kostnadsøkninger og som fort kunne ha ført til tap av menneskeliv. Natt til første juledag gikk raset i Hanekleivtunnelen som gjorde at denne og andre tunneler langs E18 i Vestfold ble stengt i lengre tid for reparasjon/vedlikehold (Nilsen m.fl. 2007). I mars 2007 gikk det et ras på stoffen i Ravneheitunnelen ved Farsund. I alt 3.000 m<sup>3</sup> raste inn i tunnelen, og det ble ansett som sannsynlig at raset over tid kunne forplante seg mot overflaten, ca. 170 m over tunnelhengen (Moen 2007). I samtaler med Audun Langelid (Statens Vegvesen Region Sør) ble det også klart at en hadde store problemer med leirsoner på Vadfosstunnelen mellom Sannidal og Vadfoss ved Kragerø. NGU ønsket å teste sin tolkningsmodell på disse tre tunnelprosjektene og har derfor utført geofysiske målinger ved de tre tunnelene.



## 2. MÅLEMETODER OG UTFØRELSE

Ved de tre tunnelene ble det utført 2D resistivitetsmålinger. Ved Hanekleivtunnelen ble det i tillegg foretatt refraksjonsseismiske målinger og enkle VLF-EM-målinger (Very Low Frequency Elektro-Magnetic). Målemetoder er beskrevet på NGUs nettsider:

<http://www.ngu.no/no/hm/Norges-geologi/Geofysikk/Bakkegeofysikk/>

### 2.1 Resistivitetsmålinger

#### Datainnsamling

Måledata ble samlet inn med et kabelsystem utviklet ved den Tekniske Høgskolan i Lund (LUND-systemet, Dahlin 1993). Systemet består av fire multielektrodekabler og en relé boks (Electrode Selector ES 10-64). Måleprosessen styres av et ABEM Terrameter SAS 4000 (ABEM 1999). Ved de undersøkelser som her rapporteres, ble det benyttet gradient elektrodekonfigurasjon og elektrodeavstand 5 eller 10 meter. Med fire kabler gir dette utlegg på henholdsvis 400 eller 800 meter. Maksimal dybderekkevidden blir da tilsvarende ca. 60 og 120 meter. På de ytterste kablene benyttes bare annenhver elektrode. Oppløsningen blir derved størst sentralt i profilet, og i den øverste halvdel. Profilenes beliggenhet er innmålt med GPS (se databilag 1).

#### Strømstyrke og datakvalitet

Strømstyrken varierte fra 2 til 100 mA, med overvekt av målinger i området 5 til 20 mA. Datakvaliteten var meget god, og kun et fåtall måledata måtte fjernes før inversjon.

#### Inversjon

Ved alle resistivitetsmålinger måles en tilsynelatende resistivitet. Denne representerer et veid middel av alle resistivitetsverdier som er innenfor målingens influensvolum. For å finne den spesifikke resistiviteten 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. Resistivitetsmålinger ble invertert ved bruk av dataprogrammet RES2DINV Versjon 3.56 (Loke 2007). Det ble gjort forsøk med forskjellige inversjonsparametre, dempningsfaktorer og forskjellige filtre. Dette ga ikke noen endringer i hovedtrekkene i de inverterte profilene, men mindre avvik i detaljer. Profilene vist i denne rapporten er invertert med favorisering av vertikale strukturer (vertikal-/horisontalfilter =2)

### 2.2 Refraksjonsseismiske målinger

Refraksjonsseismikk langs deler av resistivitetsprofil 1 ved Hanekleivtunnelen ble målt med et instrument av typen ABEM Terraloc MK 6 som har 24 geofontilkoblinger. I utgangspunktet var geofonavstanden 5 meter, men over selve sonen ble denne kortet ned til 2,5 meter for å øke oppløsningen. Det ble skutt i alt 5 dynamittladninger på fra 50 til 100 gram, ett skudd i hver ende av utlegget, og ett mellom geofonene 6 - 7, 12 - 13 og 18 - 19. Geofonene ble gravd ned i løsmassene der dette fantes eller boret ned i fjell. Datakvaliteten må betraktes som meget god.

De refraksjonsseismiske data ble tolket tradisjonelt ved bruk av Hagedoorns +/-metode (Reynolds 1997) og ved tomografisk inversjon (Heincke et al. 2006).

### 2.3 VLF-målinger.

VLF-målinger ble utført langs tre profiler over Hanekleivtunnelen. NGUs egenproduserte instrument ble benyttet. Her måles polarisasjonsellipsens dipvinkel i grader mens imaginærdelen, eller "Quadrature" som komponenten også kalles (forholdet mellom aksene i polarisasjonsellipsen), måles i %. Som energikilde ble en militær radiostasjon som lå tilnærmet i svakhetssonens strøkretning benyttet. Målebetingelsene ble karakterisert som akseptable. VLF-målinger kan lokalisere soner i bakken med forhøyet elektrisk ledningsevne, men i praksis kan ikke metoden si noe om fall, tykkelse eller dyptgående av svakhetssoner.

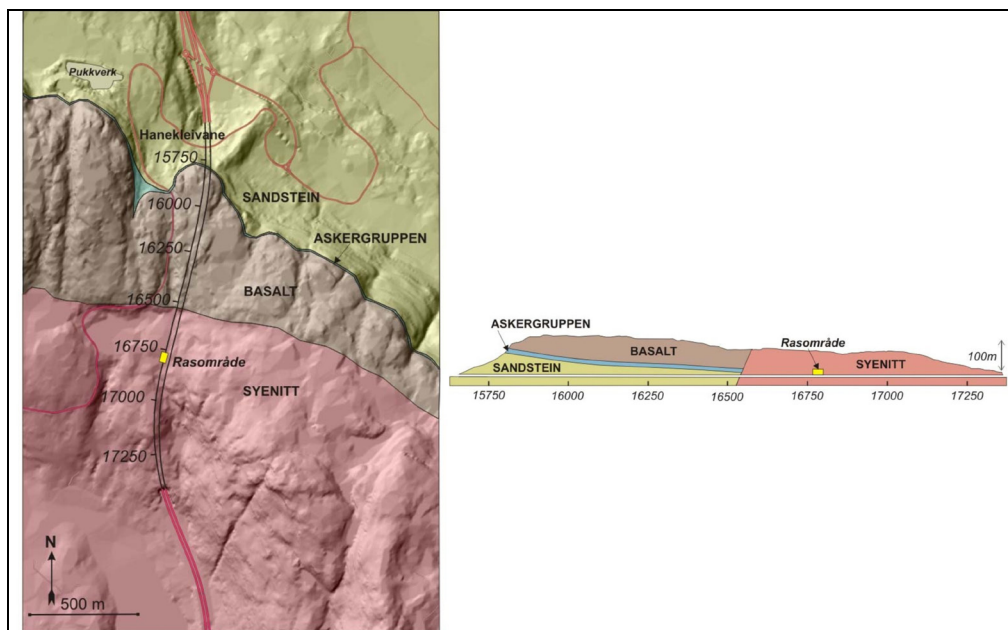
## 3. RESULTATER

I dette kapitlet presenteres resultatene fra de geofysiske undersøkelsene ved Hanekleivtunnelen, Ravneheitunnelen og Vadfosstunnelen.

### 3.1 Hanekleivtunnelen

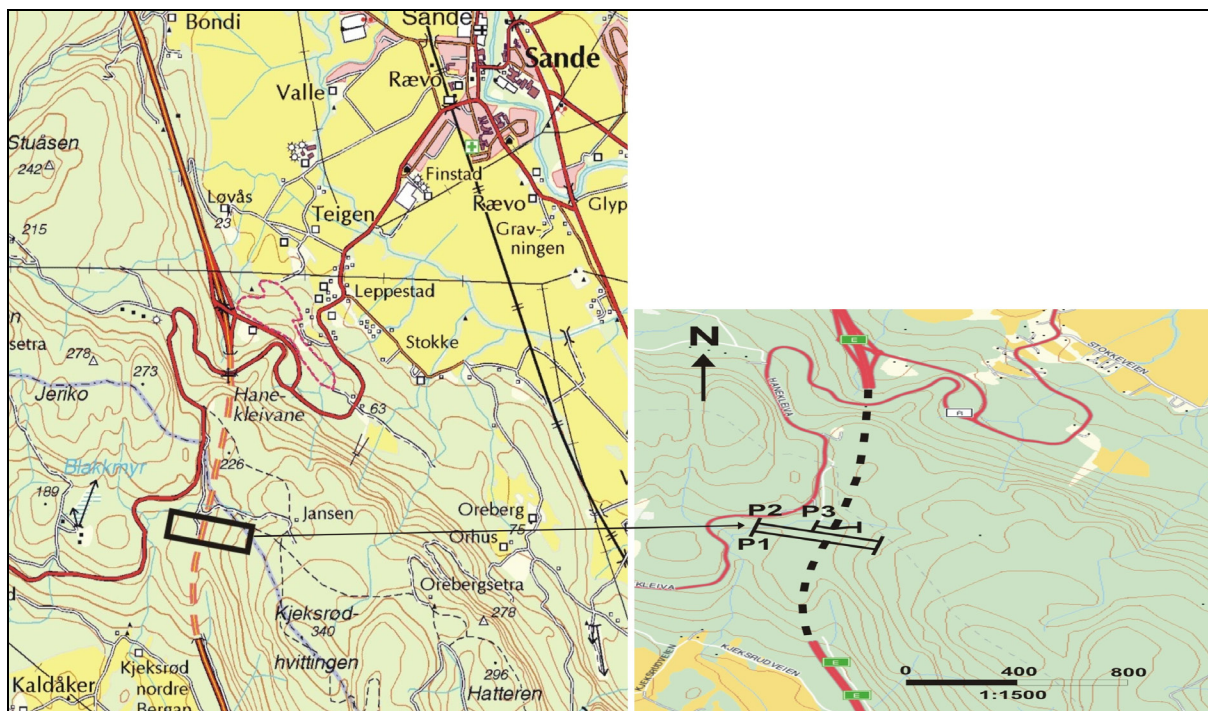
#### 3.1.1 Bakgrunn

Den 25. desember 2006 raste ca. 250 m<sup>3</sup> masse fra taket i sørgående løp av Hanekleivtunnelen på E18 i Vestfold. Dette skjedde på et tidspunkt det var svært liten trafikk, og ingen personer ble skadd ved denne hendelsen. Berggrunnen i rasområdet består av syenitt, en dyppergart som har skjært tvers gjennom lagningen i den nordenforliggende sandstein tilhørende Askergruppen (se figur 1). I måleområdet var det sparsomt med løsmasser, mye av målingen ble foretatt på bart fjell.



Figur 1: Topografisk høydemodell og bergartsfordeling ved Hanekleivtunnelen (Fra Nilsen m. fl. 2008)

Utrasningen skjedde fra tunneltaket langs en 25 meter lang sone avgrenset av parallelle forkastninger som er orientert 030 – 040 grader med steilt fall mot sørøst. I følge undersøkelsesgruppen som ble satt ned (Nilsen m.fl. 2007), forekommer forkastningsbergart i en bredde av 20 – 50 cm like nord for raset, som utvides mot sør til ca. 2,5 m. Langs forkastningsplanet finnes nedknust og omvandlet berg og på sprekkene er det påvist et 2 – 5 cm tykt leirbelegg bestående bl.a. av smektitt. NGUs "Aksomhetskart for tunnelplanlegging Østlandet" (Olesen 2006) viste indikasjoner på dypforvitring langs denne sonen. På eget initiativ foretok NGU geofysiske målinger over rasstedet.

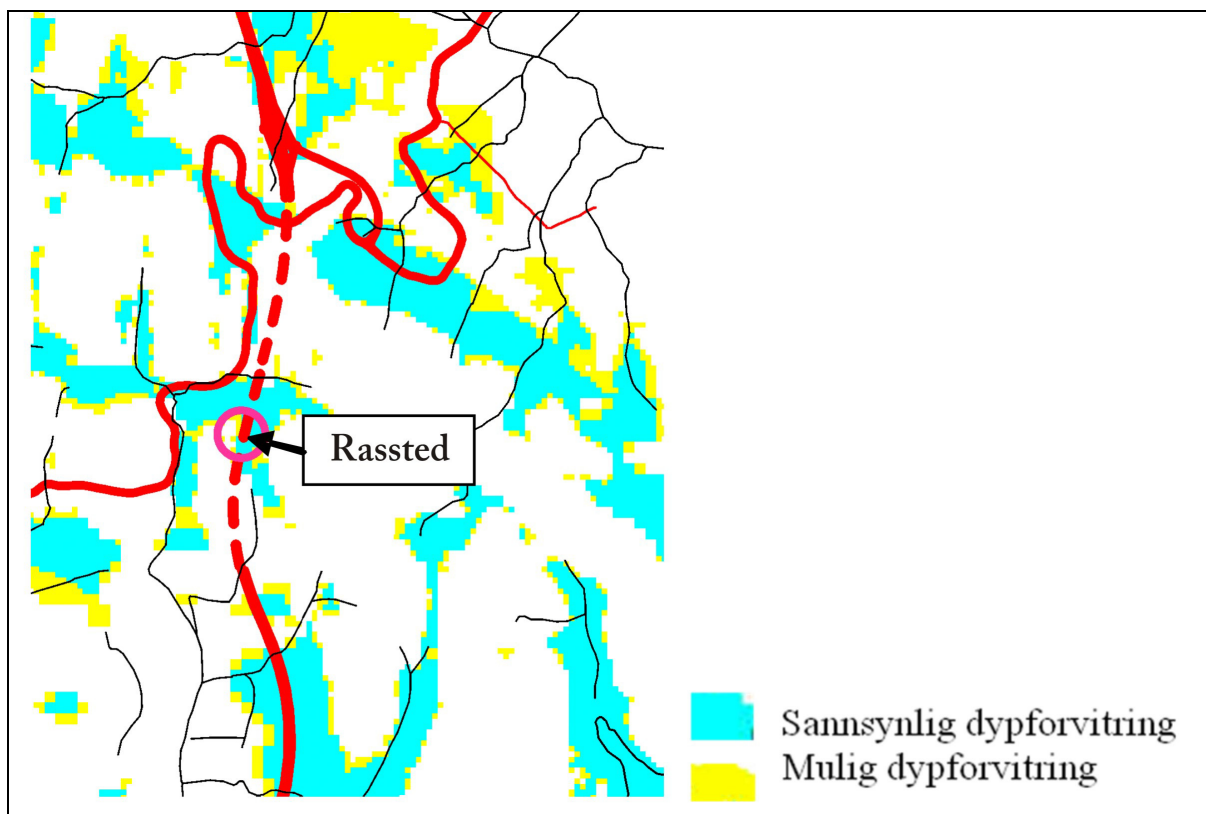


Figur 2: Oversiktskart og målte profiler over Hanekleiv-tunnelen. Profilene er målt fra vest mot øst.

Målte profiler ved Hanekleivtunnelen er vist i figur 2. Alle tre profiler ble målt med VLF, profil 1 og 2 med resistivitet mens det ble skutt seismikk bare langes profil 1.

### 3.1.2 Dypforvitningsanalyse

Figur 3 viser utsnitt over Hanekleivtunnelen fra "Aksomhetskart for tunnelplannlegging, Østlandet" (Olesen 2006). Det indikeres flere sannsynlige og mulige dypforvitringssoner i området, og spesielt legger en merke til mer eller mindre nord-sørgående sone langs tunneltrase som dekker stedet hvor raset fant sted.



Figur 3: Sannsynlig og mulig dypforvitring ved Hanekleivtunnelen. Veger er angitt med rød streker, tunnel med stiplet rød strek og rassted med rosa ring.

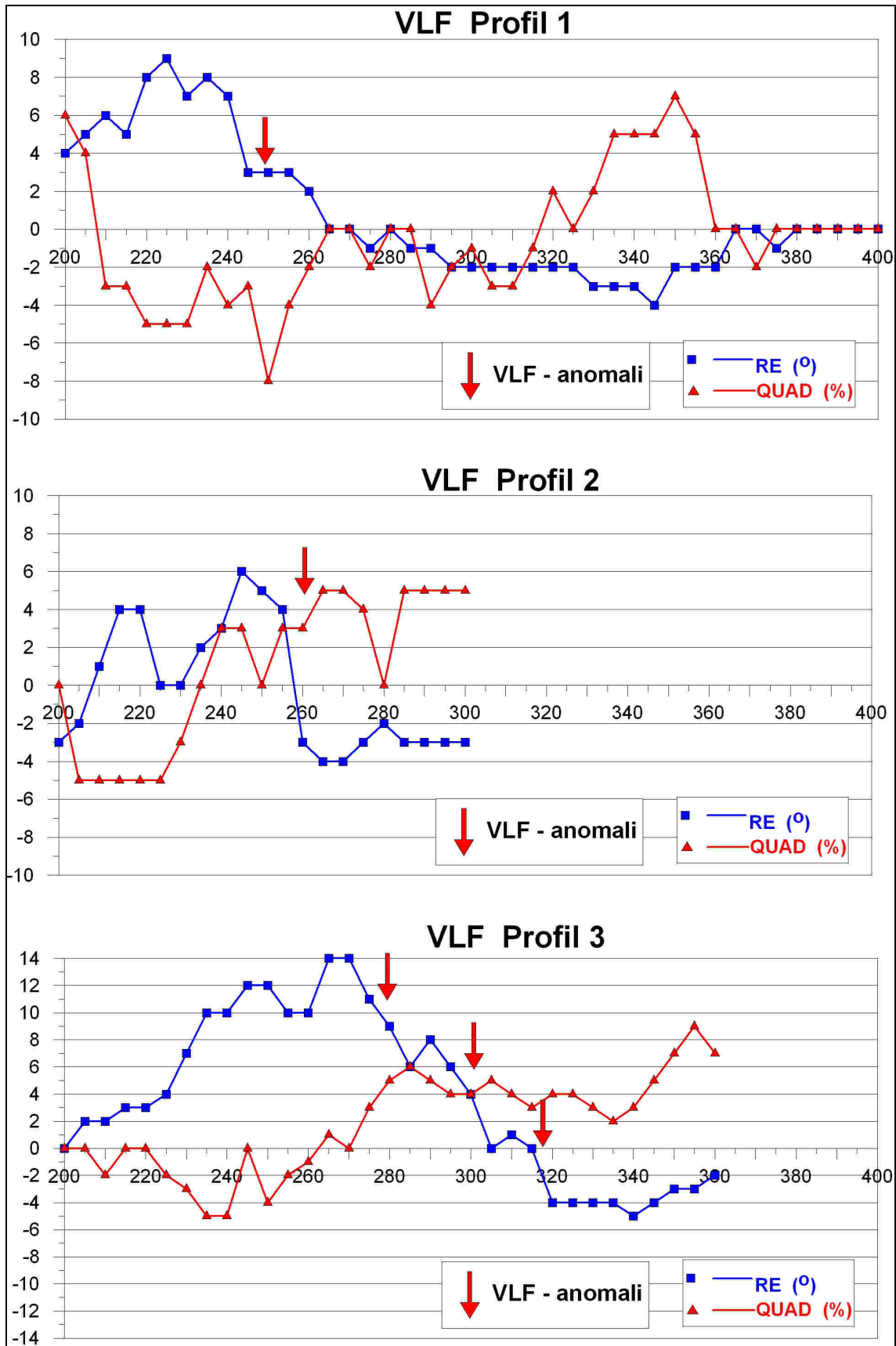
### 3.1.3 VLf-målinger

VLf-data langs de tre målte profilene ved Hanekleivtunnelen er vist i figur 4. Alle tre profilene viser klare responser på en ledende sone i bakken. Erfaring tilsier at en anomali på 5 grader fra topp til bunn er en signifikant anomali (Fraser 1969). Mulige svakhetssoner er markert med røde piler langs profilene i figur 3.

Profil 1 viser en markert anomali ved koordinat 250. Utflatingen i dipvinkelkurven her kan tolkes som bredden til en ledende sone, hvilket tilsier ca. 10 meter. Måledata viser også uregelmessigheter ved koordinat 340, men disse er for svake til å registreres som en anomali ( $<5^\circ$ ).

Langs profil 2 vises en markert anomali på en mulig svakhetsone ved koordinat 260 (dipvinkelendring på  $10^\circ$ ). Uregelmessighet ved koordinat 222 regnes ikke som anomali.

Langs profil 3 er det en meget tydelig anomali, og det kan her se ut som denne er bygd opp som responsen fra tre separate svakhetssoner over en distanse på 40 meter.

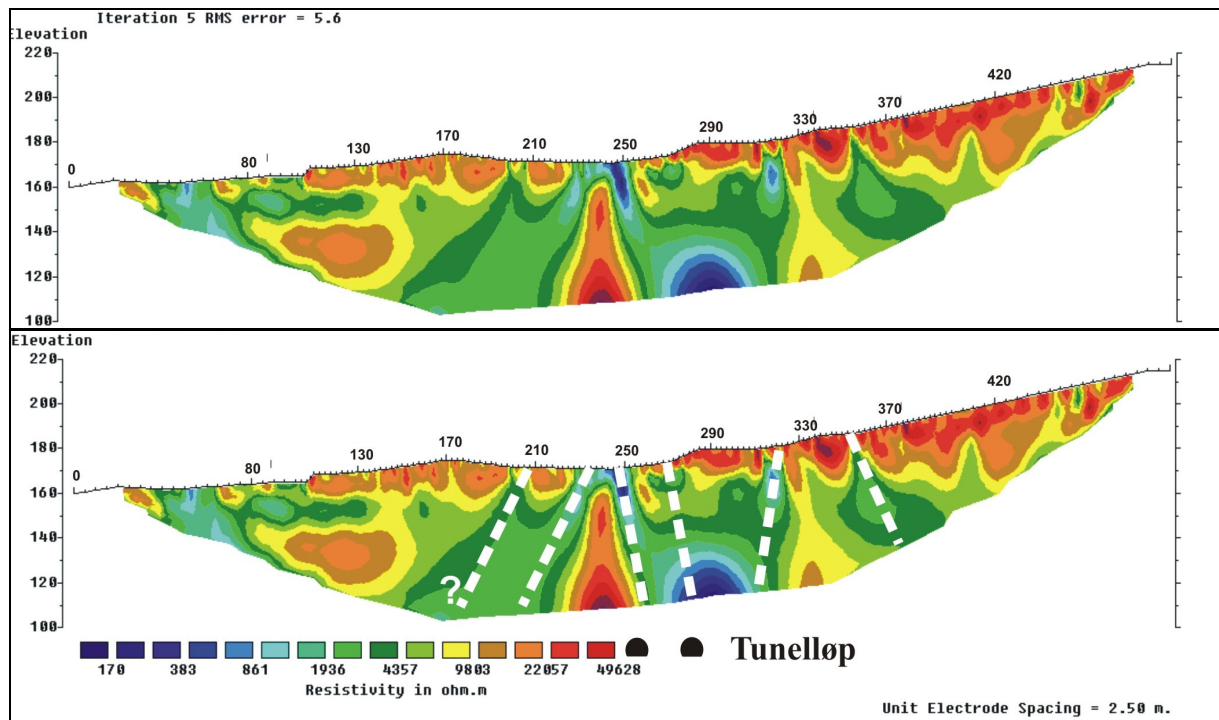


Figur 4: VLF-data målt langs tre profiler over Hanekleivtunnelen. Dataene er samlet inn fra vest mot øst, vinkelrett over tunnelen.

### 3.1.4 Resistivitetsmålinger

Resistivetsprofilene ble målt med gradient elektrodekonfigurasjon og elektrodeavstand 5 meter. Det er foretatt standard inversjon med programsystemet Res2DInv (Loke 2007) med favorisering av vertikale strukturer (vertikal-/horisontalfilter =2). Det ble også foretatt inversjon uten favorisering av vertikale strukturer. Denne viste de samme sonene, men med mindre avvik i detaljer.

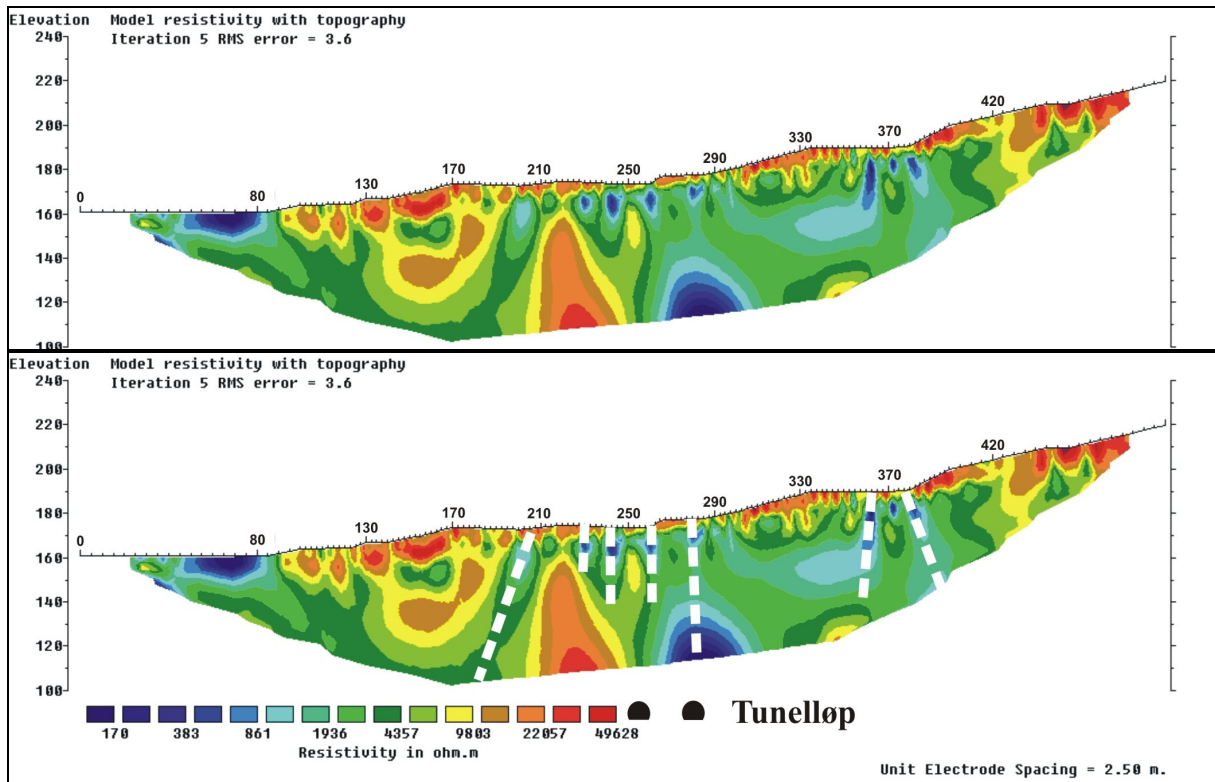
Resistivetsdata langs profil 1 er vist i figur 5 og er det sørligste av de to profilene (figur 1). Måledata for profil 1 viser at resistiviteten generelt er høyere enn ca. 3.000 Ohmm, men at den varierer og er stedvis meget høy (> 26000 Ohmm). Ved koordinat 245 indikeres en ca. ti meter bred svakhetssone som faller steilt (anslagsvis ca. 80°) mot øst, og som ser ut til å strekke seg i dypet mot vestlige tunnellop. Her er det en viss usikkerhet i profilers posisjonering i forhold til tunnelen, og avvik på noen meter må påregnes. Sonen blir bredere og avbøyer noe i retning mot dypet noe som kan tilskrives en kunstig effekt (Rønning et al. 2009) og usikre data i profilers dypere deler. En markert lav resistivitet i bunn av profilet skyldes trolig en kunstig effekt produsert i et samspill mellom den omtalte sonen og mulige soner ved koordinatene 270 og 315. Resistiviteten i sonen dagnært er stedvis mindre enn 400 Ohmm. Like vest for den interessante sonen indikeres to svake soner som faller mot vest. Lave resistivetsverdier dagnært ved koordinatene 40 til 65 skyldes trolig løsmasseavsetninger.



Figur 5: Resistivetsmålinger langs profil 1 over Hanekleivtunnelen uten og med tolkning av svakhetssoner (markert med hvite stiplede linjer). Profilet er målt fra vest mot øst.

Anomaliforløpet langs profil 2 (figur 6) er ikke så klart som ved profil 1, men også her ligger det generelle resistiviteten i området 2500 Ohmm og høyere. Ved koordinat 260 indikeres en steil sone som blir mer markert mot dypet. Det siste er trolig som ved profil 1 en kunstig effekt. Det er interessant å merke seg at rassonen i tunnelen smalner inn fra ca. 2,5 m på rasstedet til noen få desimeter i et tverrsnitt ca. 30 m nord for rasstedet, noe som er forenlig med en svakere resistivetsanomali ved profil 2. Det indikeres ellers flere soner utenfor

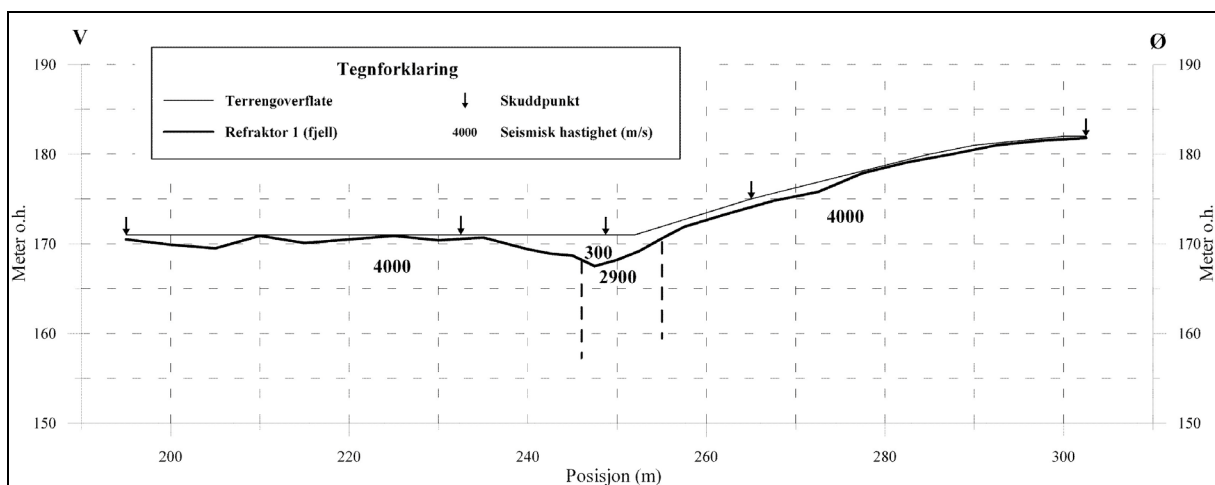
tunnelområdet som kan korreleres med tilsvarende soner langs profil 1. Lav resistivitet dagnært mellom koordinatene 50 og 85 skyldes høyst sannsynlig et myrområde.



Figur 6: Resistivitetsmålinger langs profil 2 over Hanekleivtunnelen uten og med tolkning av svakhetssoner (markert med hvite stiplede linjer). Profilet er målt fra vest mot øst.

### 3.1.5 Refraksjonsseismiske målinger

Tradisjonell tolkning av de refraksjonsseismiske målingene langs profil 1 er vist i figur 7.



Figur 7: Tradisjonell refraksjonsseismisk tolkning langs profil 1 over Hanekleivtunnelen.

Refraksjonsseismikk er samlet inn langs sentrale deler (koordinat 190 til 310) av resistivetsprofil 1. Profilet viser et meget tynt og lite sammenhengende lag med løsmasser. Sentralt er hastigheten i disse bestemt til 300 m/s, noe som i dette tilfellet representerer myr.

Hastigheten i fjell er generelt relativt lav, ca. 4.000 m/s. Ved koordinat 250 indikeres en ca. 9 m bred svakhetsone i fjell med hastighet 2.900 m/s. Det er ut fra data ikke mulig å angi noe fall, og en kan heller ikke si noe om dybderekkevidden til denne sonen.

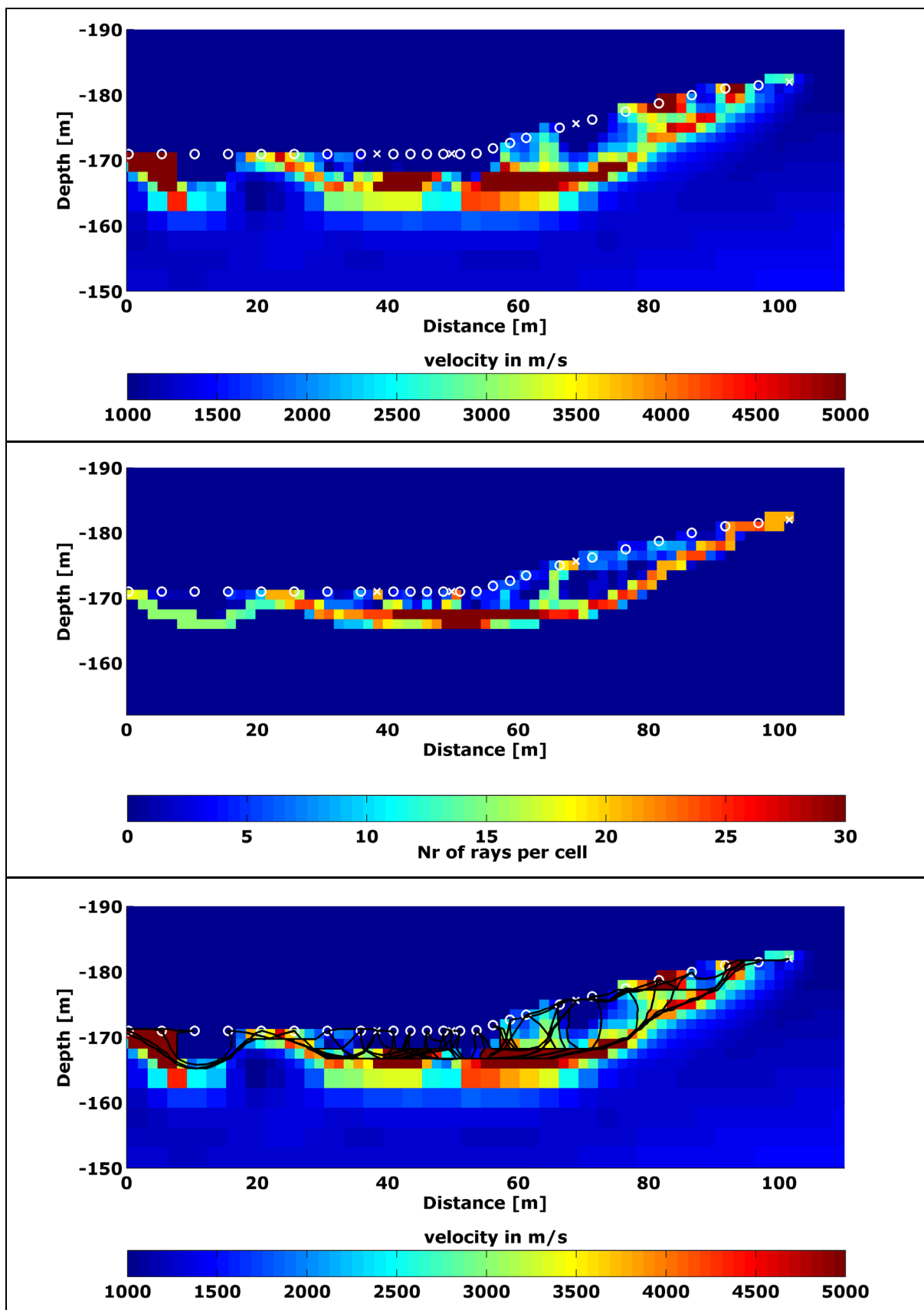
### Tomografisk inversjon

Det er også foretatt en tomografisk inversjon av det samme datasettet som er vist i figur 8. Her er det benyttet et program utviklet av Bjørn Heincke (Heincke et al. 2006). Det må her påpekes at antall skudd er bestemt ut fra at fjell var utgående langs store deler av profilet, og at det i utgangspunktet bare var snakk om en tradisjonell tolkning av datasettet. For å oppnå ideelle forhold for tomografisk inversjon, burde det vært lagt inn skuddpunkt ved annenhver geofon. Cellestørrelsen ved denne inversjonen er 1,5 x 1,5 m dagnært og det dobbelte på noe større dyp.

Som ved den tradisjonelle tolkningen er hastigheten i fjell generelt lav i deler av profilet (ca 3500 til 4000 m/s). Generelt kan en ellers si at det er en del avvik i detaljer mellom den tradisjonelle tolkningen og den tomografiske inversjonen. Dette gjelder spesielt dagnært ved posisjon 7 til 17 meter (koordinat 212 til 217) og posisjon 67 til 77 (koordinat 267 til 277) hvor det indikeres større løsmassemekktighet (lydhastighet 1000 m/s eller mindre) ved den tomografiske inversjonen (figur 8). Spesielt ved posisjon 67 til 77 synes dette mistenkelig da en her har blankskurt fjell i dagen. Mer interessant er det hva som skjer på ca 3 meters dyp mellom posisjonene 47 og 54 (koordinatene 247 og 254 ved de andre metodene). Her går hastigheten fra ca. 5000 m/s på hver side av en sone hvor hastigheten varierer fra ca. 3500 m/s til i underkant av 2000 m/s. Ut fra foreliggende data indikeres et fall mot vest, og ikke øst som resistiviteten viste og som samsvarer med det som ble funnet i tunnelen.

En stor styrke ved tomografisk inversjon av data er at metoden gir muligheter for å vurdere kvaliteten på inversjonen. Ved de fleste programsystemene er det mulig å konstruere strålebaner for de seismiske bølgene, og ved å plote disse, får en informasjon om hvor mange stråler som går gjennom hver celle. Ved å studere strålefordelingen, får en informasjon om hvor cellens hastighet er godt bestemt, og hvor en har tvilsomme data. I figur 8 (midten) ser vi at det er et stort antall strålebaner som går langs fjelloverflaten, og at hastigheten er relativt godt bestemt. I nederste del av figur 7 er strålebanene tegnet opp. Her ser en at ingen stråler går dypere enn 166 moh (vil det si på ca 5 meters dyp), og at hastighetsfordelingen dypere enn dette er høyst usikker. Dette betyr at en ut fra disse data ikke kan si noe om sonens fall.





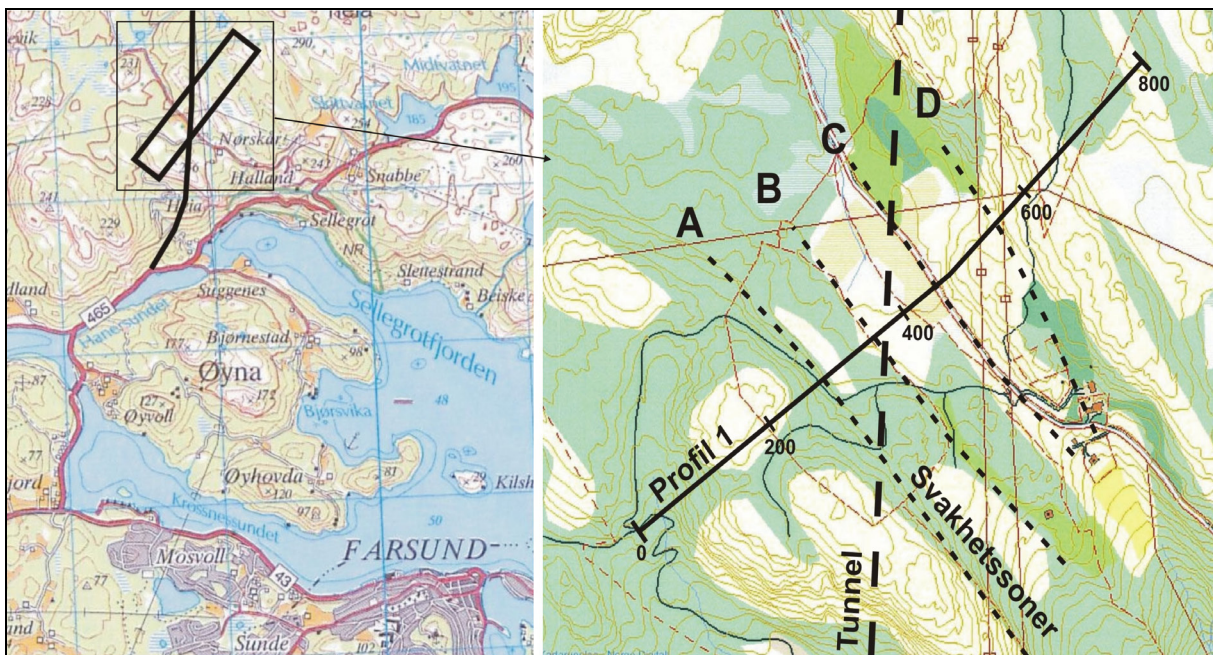
Figur 8: Tomografisk inversjon av de refraksjonsseismiske data. Hastighetsprofil mot dyppet (øverst), antall stråler som går gjennom hver enkelt celle (midten) og hastighetsprofil med strålebaner (nederst). Geofonplassering er angitt med hvite sirkler mens skuddpunkt er angitt med hvite kryss. Posisjon 0 i denne figuren tilsvarer koordinat 200 ved de andre metodene.

## 3.2 Ravneheitunnelen

### 3.2.1 Bakgrunn

Den 3,3 km lange Ravneheitunnelen er lokalisert på Lista, og utgjør en del av Riksveg 465 mellom Hanesund og Sande i Farsund kommune, Vest-Agder (figur 9). Den 20. mars 2007 gikk det et stort ras på stuffen ca. 900 meter fra nordlige påhugg (Moen 2007). Tunnelen kom i berøring med en 3 m mektig, steil knusningssone som krysset tunnelen med stor vinkel. Innen raset ble blokkert, hadde det kommet ca. 3000 m<sup>3</sup> rasmasse inn i tunnelen. Det ble ansett som sannsynlig at raset over tid kunne forplante seg opp mot overflaten, ca. 170 m over tunnelhengen (Moen 2007).

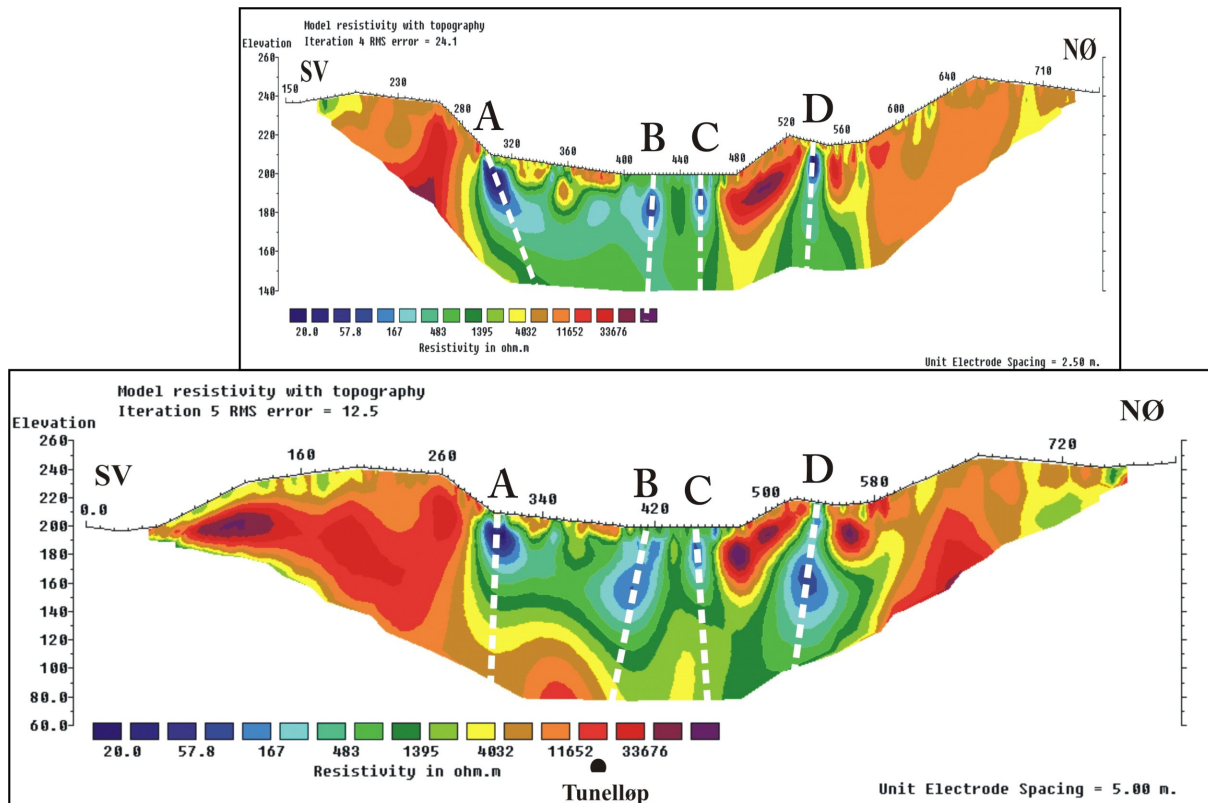
Tunnelen går i sin helhet gjennom bergarten charnockitt, en pyroksenførende feltspatirik granitt. Tunnelen krysser en rekke svakhetssoner som gjenkjennes i terrenget som markerte kløfter og dalsøkk (figur 9). Rassonen har et strøk i retning NV – SØ, og består av løse morene- lignende masser (steinblokker, nedknust steinmateriale samt leire, Moen 2007). Leirprøver fra rassonen og andre leirsoner viste innhold av meget aktiv svelleleire. Analyser på leirmateriale fra rassonen viste et svelletrykk på 0,4 MPa og frisvelling på 141% (Moen 2007).



Figur 9: Oversiktskart med kartlagte svakhetssoner (stiplet) og resistivitets-profil (heltrukken). Rassonen er nr. 2 fra venstre (sone B). Resistivitetsprofilen er målt fra sørvest mot nordøst og koordinater er angitt i meter. Tunneltraseen er angitt med svart stiplet linje med N-S retning.

### 3.2.2 Resistivetsmålinger

For å teste egen tolkingsmodell, utførte NGU resistivetsmålinger på tvers av svakhetssonene som var kartlagt ved rasstedet (se figur 9). Resistivetsprofilen ble målt med gradient elektrodekonfigurasjon og elektrodeavstand med både 5 og 10 meter.



Figur 10: Resistivetsprofil med gradient elektrodekonfigurasjon og elektrodeavstand 5 m (øverst) og 10 m (nederst) over Ravneheitunnelen. Indikerte soner markert med hvite stiplede linjer. Bokstavene indikerer sonene som er kartlagt på overflaten, som vist i figur 10.

Figur 9 viser at det på forhånd var kartlagt 4 svakhetssoner på overflaten i det aktuelle området. Resistivetsmålingene (figur 10), både med elektrodeavstand 5 m og 10 m, viser respons fra 4 soner, men at beliggenheten til disse synes å være noe forskjøvet i forhold til den geologiske kartleggingen. Dette gjelder spesielt sone B ved koordinat 420. Målinger med elektrode-avstand 5 meter (figur 10 øverst) viser lave resistivetsverdier (< ca 900 Ohmm) så dypt det er mulig å registrere (ca. 60 m) i et bredt belte fra koordinat 300 til 465, og i dette bildet er det tre soner hvor resistiviteten stedvis er lavere enn 200 Ohmm. I tillegg indikeres en separat sone ved koordinat 540. Måledata med elektrodeavstand 10 meter (figur 10 nederst) viser et tilsvarende bilde, men det ser ut til at dybderekkevidden av det generelle lave resistivetsnivået er begrenset til ca. 100 m. Sonene B og C gir respons så dypt en kan se med metoden (ca 120 meter), og antas å gå dypere. For sonene A og D antydes en noe mer begrenset dybderekkevidde, men her må en være klar over at metoden har begrenset oppløsning mot dypet. Det er viktig å merke seg at sone ved koordinat 415 indikeres med en retning mot tunnelløpet.

Tykkelsen av de fire påviste sonene er vanskelig å tolke. På grunn av generelt lave resistivetsverdier sentralt i profilet, er bildet relativt diffust. Bredden av rassonen (sone B) kan tolkes til ca 20 meter dagnært, men i raset var denne 3 meter (Moen 2007). Tykkelsen av de tre andre sonene ser ut til å være henholdsvis ca 20, 10 og 10 meter sett fra sørvest mot nordøst.

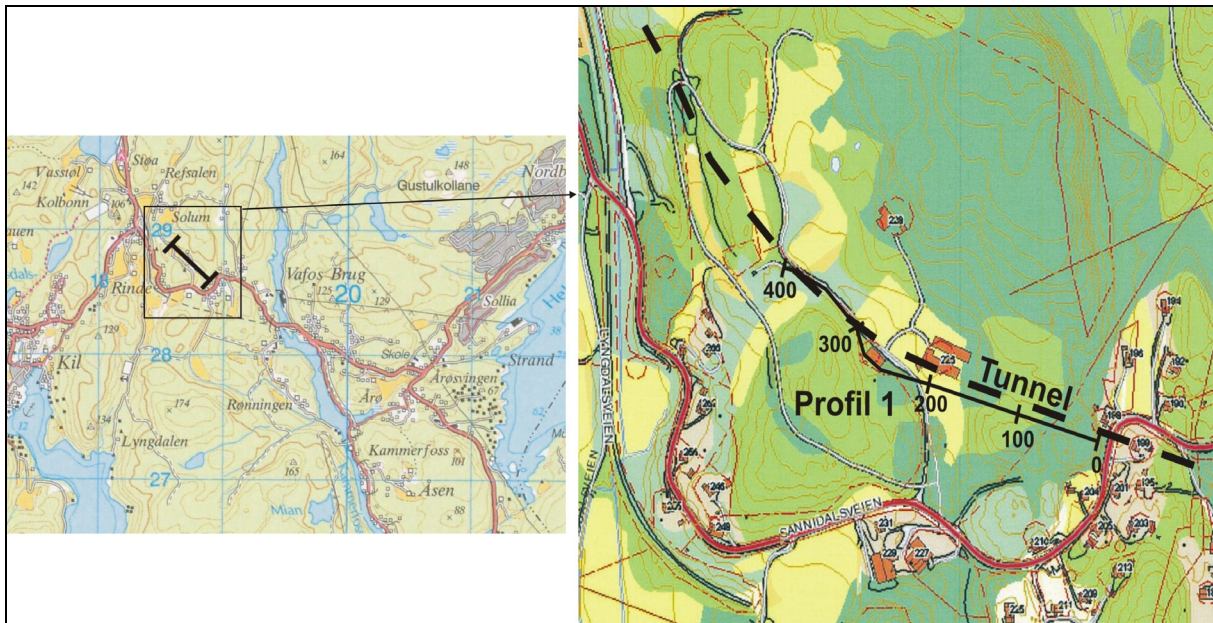
Den generelt lave resistiviteten mellom koordinatene 300 til 465 kan skyldes en annen type bergart, men i følge Moen (2007) drives tunnelen utelukkende i charnockitt. En annen forklaring er dypforvitring av samme type som er påvist på Østlandet (Olesen m.fl. 2007). En begrenset dybderekkevidde kan tale for dette. Medarbeidere ved Oljedirektoratet benytter området ved Lista som et ekskursjonsområde for å studere geologiske prosesser inklusive

dypforvitring, og det er observert indikasjoner på klassisk dypforvitring i området (Øverland 2008).

### 3.3 Vadfosstunnelen ved Kragerø

#### 3.3.1 Bakgrunn

Den 667 meter lange Vadfosstunnelen langs Riksveg 38 er lokalisert mellom Sannidal og Vadfoss i Kragerø kommune i Telemark (figur 11). Berggrunnen i området består av prekambrisk amfibolittisk og granittisk gneis. Bergmassen er gjennomført av flere forkastninger og knusningssoner og det opptrer stedvis forskifrede soner og leirinfisert berg (Langelid 2008). Ved drifingen av tunnelen ble flere soner som krevde omfattende sikring påtruffet. Stedvis ble det påvist meget aktiv svelleleire. NGU har målt ett resistivetsprofil langs tunnelen der de tyngste sikringsarbeidene forekom (se figur 11). Det er ikke utført annen type geofysikk ved denne tunnelen.



Figur 11: Oversiktskart med tunneltrasé (stiplet linje) og målt resistivetsprofil over Vadfosstunnelen i Kragerø kommune.

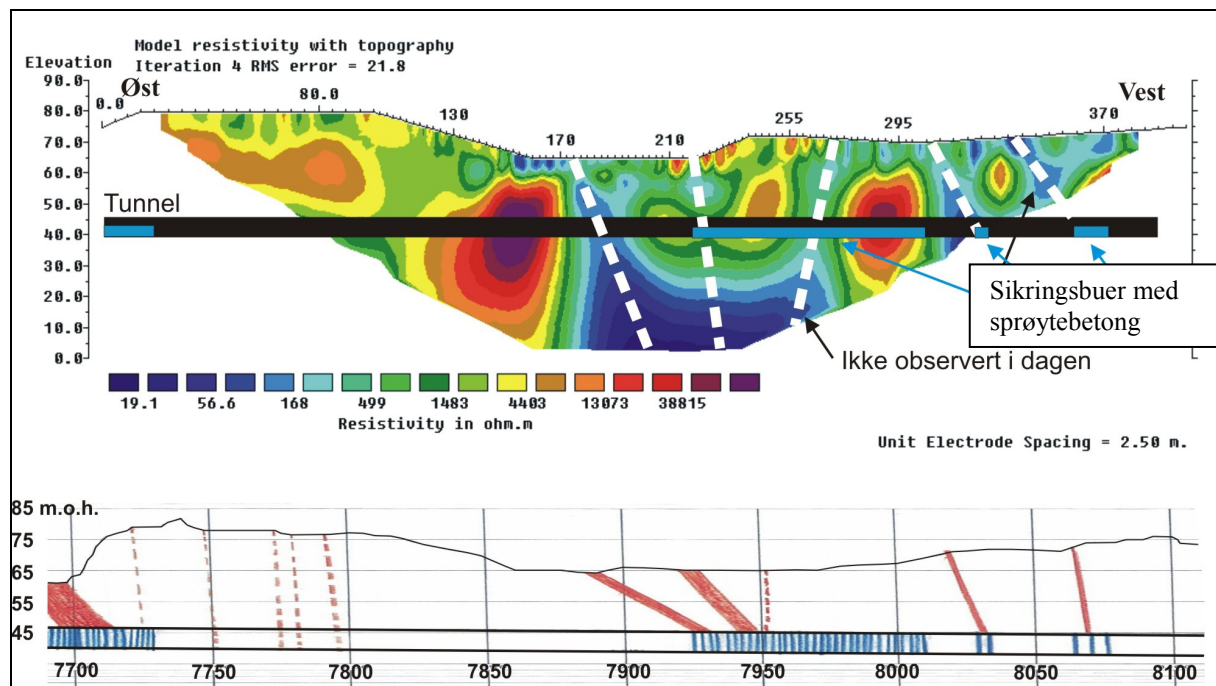
#### 3.3.2 Resistivetsmålinger

Resistivetsprofilet ble målt med gradient elektrodekonfigurasjon og elektrodeavstand 5 meter. Resistivetsnivået utenfor svakhetssoner ligger fra ca. 3000 Ohmm og oppover (figur 12 øverst). Langs det 400 meter lange profilet er det indikert 6 svakhetssoner, hvorav 5 var kjent på forhånd fra overflatekartlegging. Resistivetsnivået i disse er meget lavt, stedvis lavere enn 200 Ohmm. Den markerte sonen ved 175 m / ca pel nr 7890 har spesielt lav resistivitet i den dypeste delen av profilet. Dette tolkes til å være en kunstig effekt der responsen fra flere soner "smelter" sammen. Metoden har en begrenset oppløsning i dypet, noe som gjør det vanskelig å skille de enkelte sonene. Tilsvarende effekt ble påvist ved Hanekleivtunnelen.

Resistivetsmålingene langs dette profilet viser svært interessante data med hensyn på tolkning av fall. Alle de fire sonene kartlagt geologisk ved koordinatene 175, 215, 310 og 335

viser et fall mot vest (mot stigende koordinat) i resistivitetsprofilen, noe som stemmer meget bra med det som ble observert fra overflaten og i tunnelen (se figur 12). Sone ved koordinat 270, som ikke er kartlagt geologisk, viser fall mot øst i resistivitetsprofilen, og faller sammen med tung sikring i tunnelen.

Resultatene fra resistivitetsmålingene og observasjoner i tunnelen viser imidlertid avvik på detaljnivå. Den mest markerte sonen ved koordinat 175 ser ut til å treffe tunnelen ved ca. pelnummer 7895. I dette området er det kartlagt "godt fjell, tett oppsprukket, men med lite leire på sprekkene" (Langelid 2008). I et lite parti fra pel 7888 til pel 7893 er det ikke foretatt ingeniørgeologisk kartlegging i tunnelen, men det er lite trolig at en her har en markert sone. Uoverensstemmelsen kan forklares på flere måter. Den markerte sonen på resistivitetsmålingene kan skyldes andre forhold som ikke har noe med fjellkvaliteten å gjøre (sulfider, grafitt?). Dette kunne vært avdekt hvis en hadde utført måling av industert polarisasjon (IP) samtidig med resistivitetsmålingene. Resistivitetsprofilen følger ikke tunneltraseen nøyaktig og avvik på overflaten kan også gi avvik i dypet. En annen forklaring er at fallet som fremkommer på målingene indikeres steilere enn hva en finner i naturen.



Figur 12: Resistivitetsprofil med gradient elektrokonfigurasjon og elektrodeavstand 5 m (øverst) og svakhetssoner kartlagt på bakken og fra tunnelen (angitt i rødt nederst). Blå skravur representerer sikringsbuer med sprøytebetong (fra Langelid 2008).

#### 4. DISKUSJON

Utgangspunktet for de undersøkelser som her rapporteres var om en kunne overføre tolkingsmodell fra Lunnertunnelen til disse tre tunnelene hvor det har vært store problemer med leirsoner. Modellering har vist at det teoretisk er mulig å foreta lokalisering og geometrisk karakterisering (sonenes bredde, dyptgående og fall, Rønning et al. 2009) av svakhetssoner i fjell. Det er interessant å se om leire på sprekkene kan påvises med 2D resistivitetsmetoden, og det er interessant å se hvordan forskjellige geofysiske metoder kan bidra til å kartlegge problemer knyttet til tunneldriving.

#### 4.1 Lokalisering og geometrisk karakterisering

Flere studier og modellering har vist at det er mulig med resistivitetsmetoden å lokalisere og gjøre en geometrisk karakterisering av svakhetssoner i fjell (Rønning et al. 2009, Tekstbilag 1, Ganerød et al. 2006). Ved de undersøkelser som her rapporteres, er alle soner som har gitt problemer ved tunneldriften eller i ettertid, lokalisert. Ved Vadfosstunnelen ble det også påvist en sone som ikke var registrert på forhånd. Tidligere undersøkelser ved Romeriksporten og Lieråsen jernbanetunnel viste også godt samsvar mellom lav resistivitet og problemer ved tunneldrivingen (Rønning m.fl. 2007). Oppfølging av påviste resistivitetsanomalier inne i Viggjatunnelen på E39 mellom Øysand og Orkanger i Sør-Trøndelag, viste at alle soner påvist ved målingene var en respons på forkastninger og/eller mindre vannlekkasjer (Ganerød et al. 2006). Den ingeniørgeologiske oppfølgingen av disse viste at ikke alle de påviste sonene ga nevneverdige problemer under drivingen av tunnelen (Ødegaard 2006). Dette viser at resistivitetsmetoden er meget følsom, og at den er i stand til å påvise tildels tynne soner (< 10 m) som ved Hanekleiv-tunnelen. Utfordringen i fremtiden blir å avgjøre hvilke soner som vil gi problemer ved tunneldrivingen og eventuelt i ettertid.

Modellering har vist at det skal være mulig å tolke sonenes fall kvalitativt ut fra resistivetsdata, men at det også oppstår kunstige effekter mot dypet (Rønning et al. 2009, Tekstbilag 1). Undersøkelsene ved Hanekleiv og Vadfoss demonstrerer klart muligheten resistivitetsmetoden har for tolking av svakhetssoners fall. Den ene sonen ved Hanekleiv, som i tunnelen ble kartlagt med steilt fall mot sørøst (Nilsen m. fl. 2007), viser det samme fallet ved resistiviteten langs profil 1. Ved profil 2 er anomalien mer diffus og fallet ikke så klart, noe som kan skyldes at sonen smalner inn mot nord. Den tomografiske inversjonen av de refraksjonsseismiske data antydte et fall den andre vegen, men plott av strålebaner antydte at dette var tvilsomme tolkinger. Ved Vadfosstunnelen viste tre av tre soner i den "pålitelige delen av profilet" kvalitativt samme fall som ved kartlegging fra dagen og i tunnel. Kvantitative tolkinger av fall synes mer tvilsomt. I praksis vil det være vanskelig om ikke umulig å angi fallet i grader. Også ved Viggjatunnelen og Storsandtunnelen på E39 var det godt samsvar mellom påvist fall og fall indikert ved resistivetsdata (Ganerød et al. 2006, Ødegaard 2007).

Modellering av svakhetssoners bredde har vist at en kan forvente korrekt bredde dagnært, men at anomaliene har en tendens til å bli bredere mot dypet (Rønning et al. 2009, Tekstbilag 1). Dette ble demonstrert klart ved undersøkelsene på Lunnertunnelen (Rønning 2003, Rønning et al. 2009). Tolkingen av bredde er mer uklar ved undersøkelsene som her rapporteres. Ved Hanekleivtunnelen kunne bredden dagnært tolkes til ca. 10 m fra resistivitet og 9 m ved refraksjonsseismikk. I dette tilfellet antydte også VLF-målingene en bredde på ca. 10 m, men det er ikke vanlig at en kan gjøre denne type tolking ut fra VLF-data. Dette viser god overensstemmelse metodene imellom, men i tunnelen varierte sonens bredde fra ca. 2,5 m til noen få desimeter. Sonen synes å smalne inn mot dypet, noe som ikke er uvanlig på grunn av økende omslutningstrykk med dypet. Å avgrense sonens bredde kan være vanskelig, og det kommer an på om sonen defineres kun med området med knust fjell eller om en inkluderer omkringliggende oppsprukket fjell. Selv om metoden er følsom, er ikke oppløsning god nok for å identifisere enkeltsprekker, og flere tynne, parallelle soner vil fort registreres som en bred sone. Anomaliens bredde kan forstyrres av svakhetssoner som går mer eller mindre parallelt med målte profil, og metoden virker tredimensjonalt og de responser som kartlegges behøver nødvendigvis ikke å ligge i profilet. Dette så en klart ved målingene ved Viggjatunnelen på E39 (Ganerød et al. 2006). Ved dette arbeidet ble det også dokumentert hvor viktig det var å måle vinkelrett på de aktuelle svakhetssonene.

Modellering har også vist at soners dyptgående skal være mulig å estimere og dette har vist seg også i praksis ved Lunnertunnelen (Rønning et al. 2009, Tekstbilag 1). Ved de tre tunnelprosjektene som her rapporteres, har dette ikke vært like klart. Ved Hanekleivtunnelen indikeres en sone som kan følges så dypt som resistivitetsmetoden kan måle, men samtidig fremstår en kunstig effekt som er med å maskere sonen. Det samme kan en også si om resultatene ved Vadfosstunnelen. Dårligere oppløsning i dypet samt forstyrrelser fra andre soner kan fort generere kunstige effekter. NGU er derfor skeptiske til å tolke resistivitetsforløp i nederste tredjedel av profilene, og tolking av denne type informasjon må gjøres av erfarne personer.

## **4.2 Mineralogisk karakterisering**

Tolkingsmodellen som ble foreslått på grunnlag av resistivitetsdata fra Lunnertunnelen (Rønning et al. 2009, Tekstbilag 1), er langt på veg bekreftet ved de tunnelprosjekter som her rapporteres. Ved alle tre prosjektene er det rapportert svelleleire på sprekkene i de mest problemfylte soner. Den kartlagte resistiviteten dagnært i sonene er stedvis under 500 Ohmm, noe som bekrefter modellen. Modellering viser at resistiviteten vil endre seg mot dypet, selv om den er konstant i modellen (Rønning et al. 2009, Tekstbilag 1). Metoden har best oppløsning av dataene på grunne dyp og som en konsekvens av dette må sonenes resistivitet leses ut av resistivitetsdata dagnært. Det er ikke indikert soner med moderat resistivitet (området 1000 til 3000 Ohmm), og det er følgelig ikke mulig å si noe om rene vannførende soner, slik en kunne påvise ved Lunnertunnelen.

Et kompliserende forhold ved resistivitetsmålinger og kartlegging av svakhetssoner i fjell er tilstedeværelse av elektronisk ledende mineraler (sulfider, oksider og grafitt) i berggrunnen. Disse kan opptre i slike mengder at de kan gi tilsvarende anomalier som sprekkesoner med eller uten leire. Slike mineraliseringer kan avdekkes ved måling av Indusert Polarisasjon (IP). Ved de undersøkelser som her rapporteres ble dette ikke gjort, men ved å utvide måletiden noe, kan denne type data samles inn. Ved fremtidige undersøkelser må dette være standard.

Etter raset i Hanekleivtunnelen ble det utløst en diskusjon om rassonen var et resultat av dypforvitring fra Trias/Jura-tiden, eller en eldre hydrotermal omvandling. Flusspat på sonen (Nilsen m. fl. 2007) ble tatt til inntekt for det siste, og det ble derfor reist tvil ved metoden for påvisning av dypforvitring. AMAGER-metoden (Olesen et al. 2007) bygger på samvariasjon av lavt magnetfelt som følge av oksydering av magnetitt og forsenkninger i terrenget. Både dypforvitring og hydrotermal omvandling kan være årsak til at magnetitten omvandles, og i praksis er det et underordnet problem hvordan silikatene i berggrunnen ble omvandlet til leirmineraler. Også utgraving av svakhetssoner og senere gjenfylling med ikke magnetiske løsmasser, vil ha samme effekt på magnetfeltet. Dette er trolig tilfellet med problemsonen på Oslofjordtunnelen (Olesen et al 2007, Palmstrøm og Nilsen 2003). I praksis betyr dette at en bør være kritisk til soner der magnetfeltet er svekket.

## **4.3 Metodisk sammenligning**

AMAGER-metoden, samtolkning av lavt magnetfelt og fordypning i terrenget, kan grovt lokalisere svakhetssoner, og det kan forventes leire på sprekkene. Regionale magnetiske målinger fra fly og helikopter vil vanligvis ikke være detaljerte nok til å bestemme sonenes bredde. Sonenes dyptgående kan i noen sammenhenger modelleres (Olesen et el. 2007), men generelt gir dette ikke pålitelige data. Der det finnes tilgjengelige data (høyoppløselig

magnetiske og topografiske data), kan denne analysen utføres raskt, og på Østlandet finnes tolkninger allerede (Olesen 2006).

VLF-målinger er en meget rask metode som kan lokalisere soner med forhøyet elektrisk ledningsevne i bakken. Målingene ved Hanekleivtunnelen ga svake, men markerte anomalier som faller sammen med responser ved resistivitet og refraksjonsseismikk. Ved målinger langs profil 1 kunne en indikere sonenes bredde, men dette er vanligvis ikke mulig. Under forutsetning av sterke anomalier, kan sonenes fall bestemmes (Karous & Hjelt 1983). I tilfeller der en kartlegger svakhetssoner i fjell, er responsene vanligvis så svake at dette ikke er mulig. Metoden kan vanligvis ikke nyansere mellom soner med og uten leire.

Refraksjonsseismikk lokaliserer og bestemmer sonenes bredde i fjelloverflaten. Vanligvis får en ikke energi dypt nok ned i fjellet til at sonens fall og dyptgående kan bestemmes, noe som ble vist ved inversjonen av de seismiske data over Hanekleivtunnelen. Unntaket her kan være tilfeller der en sone ligger i et forvitret materiale der hastigheten økes gradvis mot dypet. Modellering har vist at metoden kan gi feiltolkninger der fjelltopografien er sterkt undulerende (Westerdahl 2003). Refraksjonsseismikk er den mest ressurskrevende av de metoder som her vurderes. Metoden er imidlertid den sikreste ved angivelse av dyp til fjell.

Resistivitetsmålinger kan lokalisere svakhetssoner. Bredde dagnært og sonens fall kan i utgangspunktet bestemmes. Ved Hanekleivtunnelen fikk en sammenfallende resultat ved de tre anvendte metodene. Resistivitetsmetoden kan angi utstrekning av sonene mot dypet, men oppløsningen og kvaliteten på data dypere enn ca. 80 meter er høyest usikker, og kunstige effekter må tas hensyn til ved tolkingen (Rønning et al. 2009, Tekstbilag 1). Ved undersøkelsene som her rapporteres, ble responsen mot dypet diffus og det oppsto kunstige effekter. Dette må studeres videre.

Erfaringen NGU har **til nå** på lokalisering og karakterisering av svakhetssoner i fjell, kan oppsummeres som vist i tabell 1. Påvising av leire med AMAGER-metoden forutsetter at det er dypforvitring eller hydrotermal omvandling som er årsak til redusert magnetfelt. Disse prosessene vil omvandle magnetitt til mindre magnetiske hydroksyder og silikatmineraler til leire. Tykke marine avsetninger vil kamuflere responsen ved AMAGER-metoden. Erfaring tilsier at spesielt lave seismiske hastigheter ofte er soner med leire på sprekkene. Resistivitetsmetoden har positivt utfall på alle punkter unntatt ved "lokalisering under marin leire". Tykke leirlag vil hindre strømmen å gå ned i berggrunnen og responsen vil svekkes/forsvinne (Rønning et al. 2009).

Metode	Lokalisering generelt	Lokalisering under marin leire	Sonens bredde	Sonens fall	Sonens dyptgående	Påvising av leire	Ressursbruk
AMAGER	+	+/-	-	-	-	+	+++
VLF-EM	+	-	-	-	-	-	++
Refr.Seism.	+	+	+	-	-	+	-
Resistivitet	+	-	+	+	+	+	+

Tabell 1: Styrke og svakheter ved metoder som benyttes ved forundersøkelser for anlegg i fjell.

Resistivetsmodellering har også vist at det selvsagt trengs en viss kontrast i resistivitet, og enkelte bergarter kan i utgangspunktet ha så lav resistivitet, at metoden kan feile (Rønning 2003). For å avgjøre når metoden fungerer, og i tillegg skaffe mer erfaring, er det viktig at arbeidet med uttesting av resistivitetsmetoden videreføres. Erfaring med tomografisk



inversjon av refraksjonsseismiske data er fremdeles beskjeden og det må arbeides videre med denne teknikken.

## 5. KONKLUSJON

Det er utført geofysiske målinger ved tre tunnelanlegg der det har vært problemer med stabilitet enten under drivingen av tunnelen (Ravneheitunnelen og Vadfosstunnelen) eller etter at tunnelen er tatt i bruk (Hanekleivtunnelen). Hensikten med dette har vært å se om etablert tolkningsmodell for resistivitet fra undersøkelser ved Lunnertunnelen kunne overføres til andre geologiske miljø. Svakhetssoner kartlagt geologisk på overflaten kunne her påvises med resistivitetsmålinger på bakken, metoden kunne karakterisere sonene geometrisk (bredd, fall og dyptgående), og en kunne skille ustabile soner fra soner hvor vannlekkasjer var et større problem. Ved Hanekleivtunnelen er det utført VLF-målinger og refraksjonsseismikk som et supplement til resistivitetsmålinger, og her forelå også indikasjoner på dypforvitring.

Resistivitetsmålinger har gitt respons på alle de problematiske sonene som var kartlagt før og under tunneldrivingen på de tre anleggene. Ved Hanekleivtunnelen indikeres flere soner langs begge de to målte profilene, og til sammen utgjør disse en mulig forklaring på at en her får respons på NGUs dypforvittringsanalyser. Ved Vadfosstunnelen er det indikasjoner på en femte sone som tidligere ikke var kjent, men som krevde tyngre sikring i tunnelen. Metoden kan påvise svakhetssoner.

Tolking av sonens bredde har vist entydige resultater ved Hanekleivtunnelen, med bredden i dagen er åpenbart større enn i tunnelnivå. Avtagende bredde med dypet på de leirinfiserte sonene er et kjent fenomen ved sprekker og sprekkesoner, etter som omslutningstrykket avtar mot overflaten og spenningsforholdene endres. Ved de to andre tunnelene har det ikke vært like lett å tolke sonenes bredde. Dette kan ha sammenheng med at en finner flere soner tett sammen og at disse ligger i et miljø med generelt lav resistivitet. Resistivitetsmålingene viser at en kvalitativt kan tolke sonenes fall, og metoden viser at svakhetssonene kan følges ned mot tunnelnivå.

På grunnlag av undersøkelser ved Lunnertunnelen ble det foreslått en tolkningsmodell der resistivitet lavere enn 500 Ohmm representerte svakhetssoner med leire på sprekke og hvor vannproblemene ikke var så store. Ved de tre rapporterte tunnelene var det påvist svelleleire på sprekke, og resistivitetsmålingene viste verdier rundt 500 Ohmm eller lavere, noe som bekrefter tolkningsmodellen.

Samtolkning av magnetiske og topografiske data (AMAGER-metoden) er, der data finnes, en rask metode for lokalisering av mulige svakhetssoner i fjell. VLF-EM er også en rask metode for lokalisering av svakhetssoner. Refraksjonsseismikk kan lokalisere og angi sonenes bredde, men vanligvis kan ikke metoden si noe om sonenes forløp mot dypet. Refraksjonsseismikk er fremdeles den beste metoden til å angi dyp til fjell, og løsmassetykkelse. Resistivitetsmålinger kan lokalisere svakhetssoner og foreta en geometrisk karakterisering av sonene. Det ser også ut til at metoden kan påvise leirromvandling på sprekkesonene, som bredde, fall og utstrekning/dybde, men marin leire kan hindre kartlegging i dypet.

## 6. REFERANSER

ABEM 1999: ABEM Terrameter SAS 4000/SAS 1000. Instruction Manual. ABEM Printed Matter 93101. ABEM, Sverige.

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.

Fraser, D.C. 1969: Contouring of VLF-EM data. *Geophysics* 34, No. 6.

Ganerød, G. V., Rønning, J.S., Dalsegg, E., Elvebakk, H., Holmøy, K., Nilsen, B. & 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)

Heincke, B, Maurer, H., Green, A.G., Willenberg, H., Spillmann, T. & Bulini, L. 2006: Characterizing an unstable mountain slope using shallow 2- and 3D seismic tomography. *Geophysics* 71. B241, B256.

Karous, M & Hjelt, S.E. 1983: Linear filtering of VLF dip-angle measurements. *Geophysical Prospecting* 31, Vol. 5, p. 782 – 794.

Langelid, A. 2008: Geologisk sluttrapport for Rv 38 Vadfosstunnelen. Statens Vegvesen Region Sør, Ressursavdelingen, Rapport nr. 2007017487-091.

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. 2007: RES2INV ver. 3.56. Geoelectrical Imaging 2D & 3D. Instruction manual. [www.geoelectrical.com](http://www.geoelectrical.com).

Moen, K. 2007: Ras på stoff i Ravneheiatunnelen, Farsund. Fjellspregnings-, Bergmekanikk- og Geoteknikkdagen 2007, s. 5.1 – 5.19.

Nilsen, B., Bollingmo, P. & Nordgulen, Ø. 2007: Raset i Hanekleivtunnelen 25. desember 2006. Rapport fra undersøkelsesgruppen til Samferdselsdepartementet.

Olesen, O. 2006: Aktsomhetskart for tunnelplanlegging, sentrale Østland, geofysisk tolking av tropisk dypforvitring, Målestokk 1: 100.000. Norges geologiske undersøkelse, Trondheim.

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, pp. 253 - 287.

Palmstrøm A. & Nilsen B. 2003: Miljø- og Samfunnstjenlige tunneler. Riktig omfang av undersøkelser for berganlegg. Statens vegvesen, Publikasjon 101.

- Reiser, F., Dalsegg, E., Dahlin, T., Ganerød, G.V. og Rønning, J.S. 2009: Resistivity Modelling of Fracture Zones and Horizontal Layers in Bedrock. NGU Report 2009.071.
- Reynolds 1997: An Introduction to Engineering and Environmental Geophysics. Wiley & Sons, UK.
- Rønning, J.S. 2003: Miljø- og samfunnstjenlige tunneler. Sluttrapport delprosjekt A, Forundersøkelser. Statens vegvesen, Publikasjon 102.
- Rønning, J.S., Dalsegg, E., Elvebakk, H. & Storrø, G. 2003: Characterization of fracture zones in bedrock using 2D resistivity. 9th EEGS European Meeting, Prague, August 31 – September 4 2003. Extended Abstract: Proceedings P005.
- Rønning, J.S., Olesen, O., Dalsegg, E., Elvebakk, H. & Gellein, J. 2007: Dypforvitring i Oslo-regionen. Påvising og oppfølgende undersøkelser. NGU Rapport 2007.034.
- Rønning, J.S., Dalsegg, E., Elvebakk, H., Ganerød, G.V. & Heincke, B.H. 2009: Characterization of fracture zones in bedrock using 2D resistivity. Proceedings from 5th Seminar on Strait Crossings, Trondheim, June 21 – 24 2009, p. 439 - 444 (SINTEF/NTNU)
- Westerdahl, H. 2003: Seismisk modellering. Modellering av seismiske data over løsmassefylte depresjoner, svakhetssoner og ved kabelheng. Miljø- og samfunnstjenlige tunneler, Rapport 32. Statens vegvesen.
- Ødegaard, H. 2006: Evaluering av 2D resistivitet og digitale terrengmodeller for planlegging av undergrunnsprosjekt. Masteroppgave i geologi, Institutt for Geologi og Bergteknikk, NTNU, mai 2006.
- Øverland, J.A. 2008: Dypforvitring på Lista - noen glimt. Presentasjon på møte mellom NGU og OD, 3. juni 2008.

Tekstbilag 1: Artikel fra "Strait Crossings 2009" (Rønning et al. 2009).

## Characterization of fracture zones in bedrock using 2D resistivity.

Jan S. Rønning<sup>1,2)</sup>, Einar Dalsegg<sup>1)</sup>, Harald Elvebakk<sup>1)</sup>, Guri V. Ganerød<sup>1)</sup> & Heincke, B.H.<sup>3)</sup>

<sup>1)</sup> Geological Survey of Norway (NGU), Norway

<sup>2)</sup> Norwegian University of Science and Technology (NTNU), Trondheim, Norway

<sup>3)</sup> IFM-Geomar, Kiel, Germany

**ABSTRACT:** Traditionally, refraction seismic is used to help locate and characterize faults and fracture zones in the bedrock in Norway. However, in most cases, it is difficult to obtain good response from the deeper parts of the subsurface. This limitation severely hampers assessment of the dip and vertical extent of the fracture zones.

At the Geological Survey of Norway, we have tested 2D resistivity as an alternative method for fracture zone characterization. Responses from synthetic models show that the resistivity method is able not only to locate, but also to constrain the vertical extent and, to a certain degree, the dip of fracture zones. The method fails in areas with a highly conductive soil overburden, and where the bedrock resistivity is generally low. Field tests indicate that the resistivity method is commonly more sensitive than refraction seismic, and in many cases providing a good alternative.

At the Lunner tunnel, Central Norway, the resistivity method proved to be more successful than traditional refraction seismic. The resistivity measurements detected more of the previously geologically mapped faults and fracture zones, and gave more precise information regarding the dip and vertical extent of the zones. The ground investigations were followed up using borehole optical televiewer inspection and resistivity measurements. These methods and active water pumping in the boreholes revealed information with regard to zones having high water yield as well as the presence of unstable zones with less water. Based on the available data, we have proposed an interpretational model that will be tested in other tunnel projects.

## 1 INTRODUCTION

Each year, more than 30 km of road and railroad tunnels in bedrock are constructed in Norway. Normally, this is done without impact on the surrounding environment. However, over the years a number of tunneling projects have encountered significant problems including zones with major water leakage and substantial volumes of unstable, fractured and/or altered rocks resulting in extensive delays and considerable over-spending.

Traditionally, refraction seismic has been the standard method used to obtain information about faults and fracture zones in bedrock in Norway. Unfortunately, the method has obvious limitations in the sense that the dip and vertical extent of the zones are not well constrained. The method can also yield misleading information since local depressions in bedrock may be wrongly identified as a fracture zone (Westerdahl 2003).

To overcome some of these problems, the 2D resistivity method or Earth Resistivity Traversing (ERT) has been tested. In addition, geophysical well logging and water pumping tests were undertaken in order to confirm the interpretation of the resistivity data. The main purpose for this project is to better predict problems that may be encountered during tunnel excavations, and in so doing arrive at better overall budget estimates for tunnel projects.

To learn about possibilities and limitations connected to the resistivity method, we have carried out some model experiments, and we have also tested the method in the field.

## 2 RESISTIVITY MODELLING

During our modelling experiments, we first defined geological models of fracture zones, from which synthetic data were created. In order to simulate natural conditions, 5 % ambient noise was added to the data. During the following step, the data were inverted as if

they were real data obtained from the field, providing a test the possibilities and limitations of the method. Synthetic data is calculated using the program Res2DMod (Loke 2002) and the inversion of these data are performed both for Wenner and Dipol/Dipol electrode configurations using the software Res2DInv (Loke 2007). For simplicity, only the Wenner data is shown.

### 2.1 Modelling the vertical extent of fracture zones

The effect of changing the vertical extent of fracture zones is shown in figure 1. From the resistivity data it is possible to confidently estimate how deep a fracture zone is reaching, and the near surface resistivity is the same as in the model. However, some artificial effects are also apparent. For the deeper parts, the inverted data show a downward decrease in resistivity, while the width of fracture zone appears to be increasing.

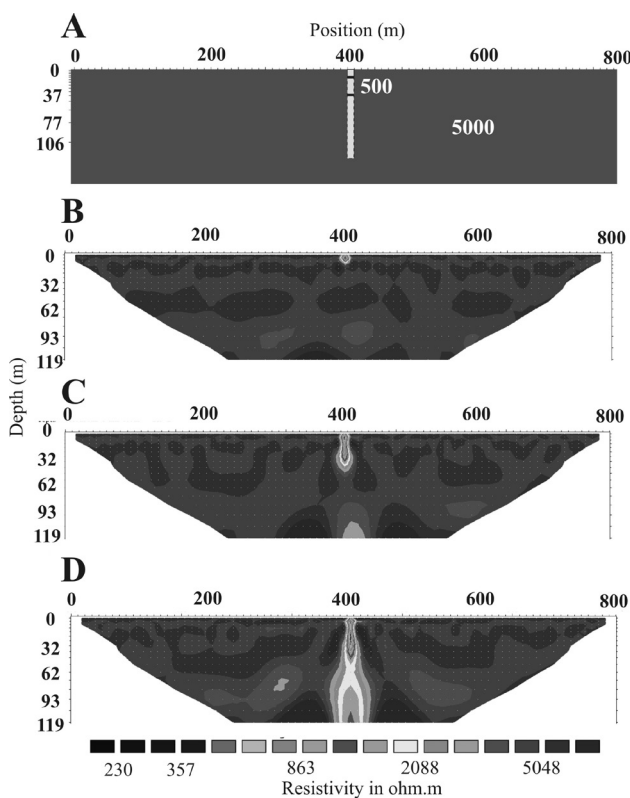


Figure 1: Modelling of the vertical extent of fracture zones. The model is a 10m wide fracture zone with a resistivity of 500 ohmm within a 5000 ohmm environment (A). The vertical extent is 10 m (B), 37 m (C) and 140 m (D).

### 2.2 Modelling of the width of fracture zones

The effect of changing the width of fracture zones is shown in figure 2. The near surface width agrees quite well with the model width. The artificial effects (decreasing resistivity and increasing width) seems to be less pronounced when the zone width is increasing.

### 2.3 Modelling of the dip of fracture zones

The effect of changing the dip of fracture zones is shown in figure 3. A fracture zone with a dip of  $75^\circ$  will appear as a steep zone with some deviation from vertical close to the surface. At deeper parts, the Wenner data exhibit a very clear deviation. Dips of  $45^\circ$  and  $30^\circ$  show a clear response, but some artificial effects with deviation both in shape and resistivity are also apparent. For the thin fracture zones modelled here (10 m), the resolution is not sufficient to indicate the fractured zone at depth.

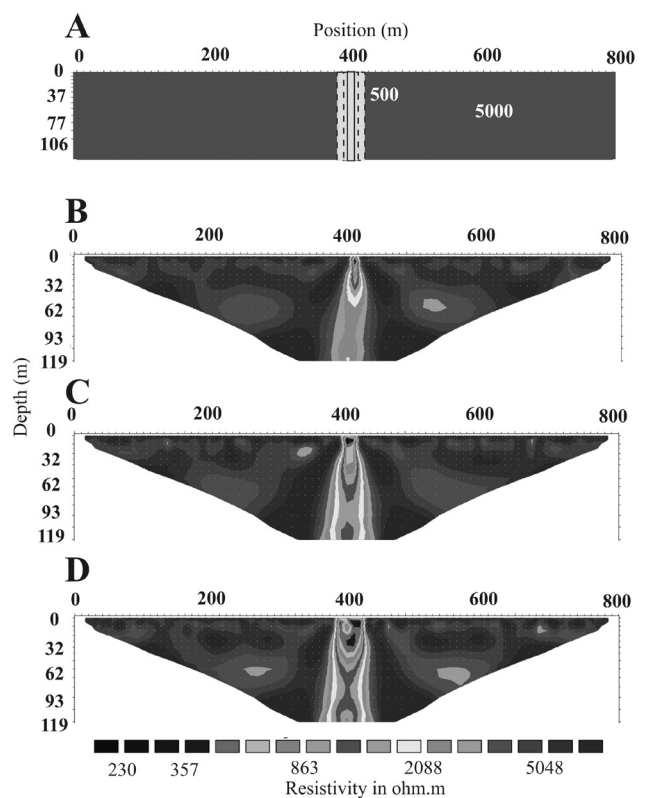


Figure 2: Modelling of the width of fracture zones. The model is a 140m deep fracture zone with a resistivity of 500 ohmm within a 5000 ohmm environment (A). The width is 10 m (B), 20 m (C) and 40 m (D).

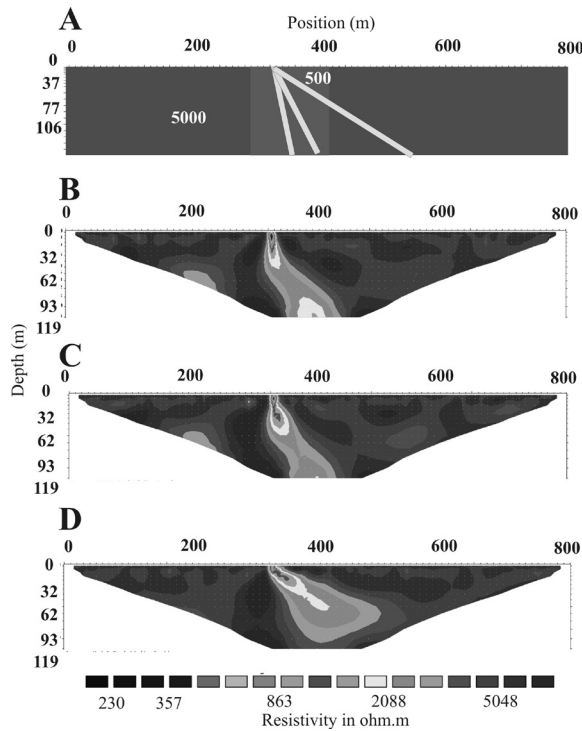


Figure 3: Modelling of dip of fracture zones. The model is a 10m wide fracture zone with a resistivity of 500 ohmm within a 5000 ohmm environment (A). The dip is 75° (B), 45° (C) and 30° (D).

## 2.4 Modelling of resistivity contrast

The effect of changing the resistivity contrast between the fracture zones and the host rock is shown in figure 4. As long as the resistivity contrast is in the order of 1/10 or better, the response is clear. For resistivity contrasts in the order of 4/10 the response is hardly seen. In this modelling, the fracture resistivity is increased. The same effect will appear if the resistivity of the host rock is reduced.

## 2.5 Modelling of overburden resistivity

The effect of changing the resistivity in the soil cover is shown in figure 5. A 10 m thick overburden with resistivity 1000 ohmm (dry sand) do not seem to significantly influence the data (see figure 2 for comparison). With 500 ohmm in the soil cover (water saturated sand) it is still possible to observe the fracture, but artificial effects, e.g. low resistivity adjacent to the fracture. A resistivity of 100 ohmm (marine or silt) in the soil cover, deforms the response dramatically. We have also modelled a 10 m thick cover with resistivity of 10 ohmm (marine clay). In this case there is no response at all from the fracture with the Wenner electrode configuration.

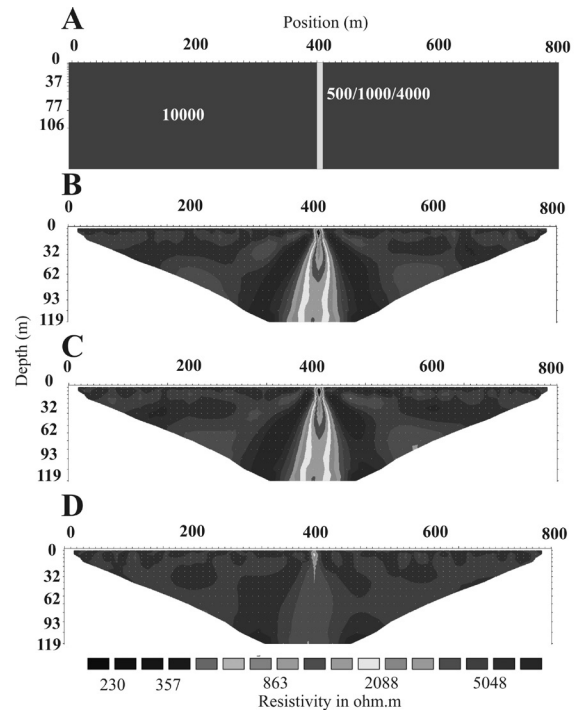


Figure 4: Modelling of the resistivity contrast between a fracture zones and the hostrock. The model is a 10 m wide, 140 m deep fracture zone in an environment with a resistivity of 10000 ohmm (A). The resistivity of the fracture is 500 ohmm (B), 1000 ohm m (C) and 4000 ohm m (D).

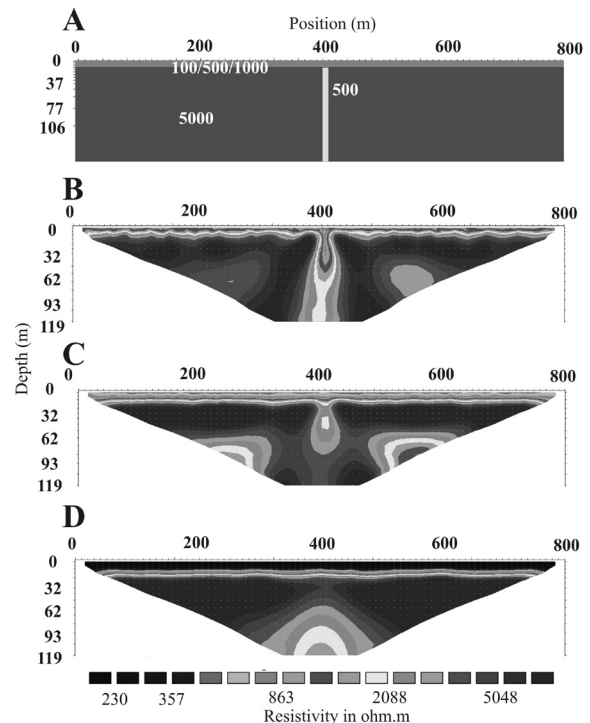


Figure 5: Modelling of the soil cover resistivity. The model is a 140 m deep, 10 m wide fracture zone with a resistivity of 500 ohmm in a 5000 ohmm environment with a 10 m thick soil cover (A). The resistivity of the soil is 1000 ohmm (dry sand, B), 500 ohmm (moraine, C) and 100 ohmm (marine clay, D).

### 3 FIELD EXAMPLE: THE LUNNER TUNNEL

#### 3.1 Geological setting

One of our test areas, Lunner, is situated 100 km north of Oslo, west of the Gardermoen Airport. A 3.8 km long tunnel traverses under the lake Langvatn through Camro-Silurian meta-sedimentary rocks and Permian intrusive and extrusive rocks of the Oslo igneous province (Nordgulen 1999). The resistivity in the sediments is normally around 3-5 ohmm while the resistivity in the unfractured igneous rocks is in the order 10 – 20 ohmm. Both rock types have very low porosity, and free water will only occur in fractures. Due to the relatively high resistivities, this area is ideal for geoelectric measurements, although the rough topography and the presence of the lake hampers the positioning of the geophysical profiles over the tunnel. Prior to our investigations, a number of structures (faults and fractures) which could potentially cause excavation problems were mapped (Kirkeby & Iversen 1996).

#### 3.2 Field measurements

A 1000 m long 2D resistivity profile was measured at the eastern part of the Lunner tunnel using the LUND system (Dahlin 1993) and Wenner electrode configuration. Electrode spacing was 10 m for the near surface part and 20 m for the deeper. With a maximum cable length of 800 m, the penetration depth reached approximately 120 m. Based on results from resistivity measurements, two boreholes were drilled, both of them intersecting resistivity lows at tunnel level around 50 m below the surface. The drilling was followed up using optical televiewer inspection (Siddans 2002) and geophysical logging of e.g. formation resistivity (Long Normal, electrode spacing 1.6 m). The borehole logging was performed using Robertson Geologging equipment ([www.geologging.com](http://www.geologging.com)).

#### 3.3 Results

Results of robust **resistivity** inversion using the software Res2DInv (Loke 2007) are shown in Figure 6. The vertical to horizontal flatness filter was set to 1 and 4 nodes per electrode spacing were used. Resistivities in unfractured

bedrock are in the order 10 – 20 kΩm in the 2D resistivity profile. Previously mapped fracture zones (zone P, Q, R and S) do all appear in the section as resistivity lows. The two most pronounced zones were drilled as indicated in Figure 6. Borehole 6 is 120 m deep, while Borehole 7 was drilled to a depth of 80 m.

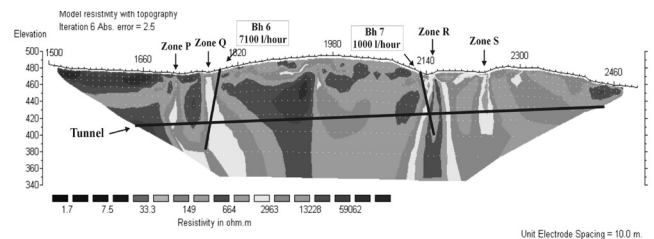


Figure 6: Wenner 2D resistivity data along the eastern part of the Lunner Tunnel.

Based on the results from resistivity profiling, two short **refraction seismic** lines were measured (Geomap 2003). In Figure 7, the interpretation of a line covering Zone P and Zone Q is shown. Zone P shows up with a near surface velocity of 3800 m/s, but "seems to disappear towards the depth". Zone Q does not give any response at all.

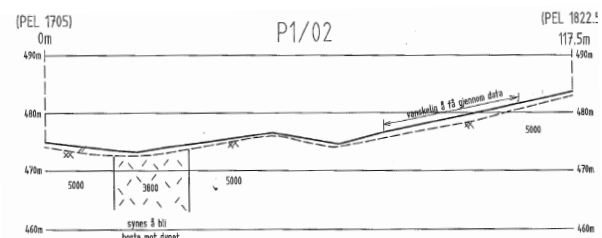


Figure 7. Refraction seismic results from line P1/02, covering zone P and Q (see figure 6).

Refraction seismic covering Zone R (Figure 8) show a fracture zone which is 40 m wide and with a seismic velocity varying from 3000 to 3700 m/s. This is in good agreement with the resistivity data from the same area.

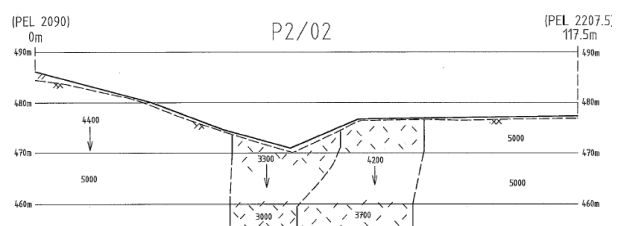


Figure 8. Refraction seismic results from line P2/02, covering zone R (see figure 6).



**Fracture analysis** (Siddans 2002) and **resistivity logs** for boreholes 6 and 7 are shown in Figure 9 and 10. Prior to this presentation, poles of all fractures are plotted in a stereogram and fracture populations are identified.

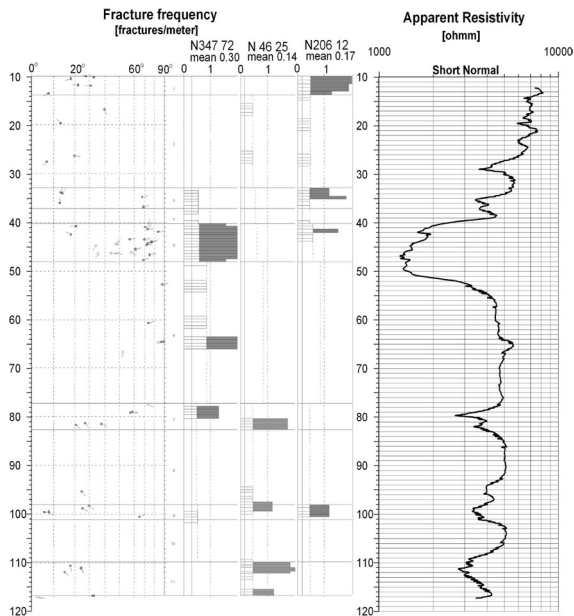


Figure 9: Fracture analysis and resistivity log in borehole 6, eastern part of the Lunner tunnel. Fracture dips are shown as arrow plots. The frequency of different fracture populations with depth are shown as histograms.

The average strike and dip for fracture populations in borehole 6 are: N374 72, N046 25 and N206 12 (Figure 9). The total number of fractures is 61, with a concentration at depths between 40 and 50 m and around 80, 100 and 112 m borehole depth. These fracture zones coincide with decreased formation resistivity, and the resistivity level between 40 and 50 m in the borehole fits well with the surface measured values. Most of the fractures seem to be open (Rønning 2003) which explains the high water yield. In two other zones along the Lunner tunnel, resistivity in the order of 2000 ohmm gave high water leakage during excavation. Unfractured rock shows resistivities between 4 and 20 kΩm.

The average strikes and dips for identified fracture populations in borehole 7 are: N310 19, N194 82 and N134 64 (Figure 10). The total number of fractures is 122, and unlike borehole 6, these are evenly distributed. Resistivities are between 5 kΩm and 0.3 kΩm, and fit very well with the resistivity values measured from the surface. At 65 m depth,

where the resistivity was less than 500 ohmm, borehole 7 collapsed due to unstable rock masses. The same happened in two other boreholes where the resistivity was less than 500 ohmm.

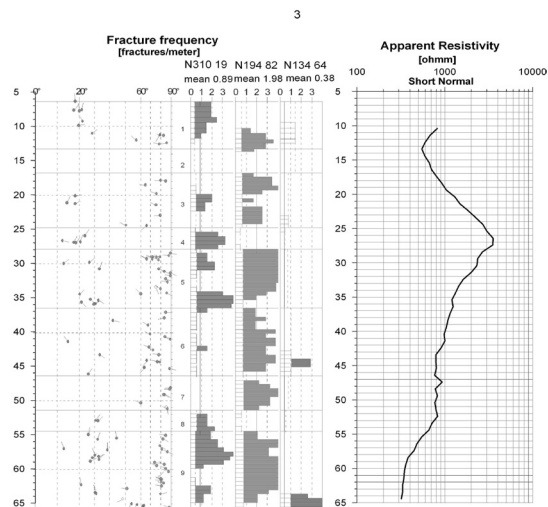


Figure 10: Fracture analysis and resistivity log in borehole 7, eastern part of the Lunner tunnel. Fracture dips are shown as arrow plots. The frequency of different fracture populations with depth are shown as histograms.

In both boreholes we performed water pumping tests. Borehole 7 gave a total yield of 1000 l/h. In borehole 6, the total yield overran the capacity of the pump (7100 l/h), but was estimated to be approximately 15000 l/h.

#### 4 DISCUSSION

Refraction seismic modelling has shown that using the standard technique, it is not possible to obtain information regarding the vertical extent and dip of fracture zones (Westerdahl 2003). The same study indicated that a depression in the bedrock surface might be falsely interpreted as a fracture zone. Resistivity modelling was undertaken to investigate whether or not the resistivity method may overcome these problems.

The modelling has shown that the 2D resistivity method is able to constrain the vertical extent of fracture zones. The method also images the width and resistivity of the fracture zone close to the surface, but at deeper levels, the zones will appear to be wider and with higher resistivity. The dip of fracture zone may also be estimated, although artificial effects are common. So far, the test shows that

the resistivity method seems to work better in fracture zone characterization than refraction seismic.

The resistivity method has strong limitations with regard to resistivity contrasts, and the method will fail if the resistivity in the undisturbed bedrock is too low. Therefore, it is essential to have *a priori* information on bedrock resistivity. We have also observed that soil cover with a low resistivity will prevent the electric current from penetrating towards depth, and in such cases, no information from fracture zones can be achieved.

In the modelling, we have used simple geological models. In nature, the situation is considerably more complicated, and the results we have achieved so far, should be considered as guidelines for future studies. It will always be necessary to interpret the resistivity results based on experience.

The resistivity profile along the eastern part of the Lunner tunnel showed response to all of the previously mapped four fracture zones. Only one of these (zone R) gave a clear response to refraction seismics. This shows that the resistivity method is more sensitive than the refraction seismic method. The question is if the method is too sensitive. Two zones (P and S) gave a weak resistivity response, and were hardly recognized during tunnel excavation.

Zone Q, not seen on the refraction seismic, show up as an eastward steeply dipping structure with resistivity in the order of 2000 ohmm. The dip of the zone was confirmed by observation during tunnel excavation (Rønning 2003), and by optical televiewer analysis (Figure 9, first fracture population (N 374 72), average dip of 72° in ENE direction).

Zone R showed up with resistivities as low as 300 ohmm in the central part and a seismic p-wave velocity of 3000 – 3700 m/s. The resistivity method is able to follow the zone below the tunnel at 60 m below the surface (Figure 6), while the seismic data indicate a low velocity zone down to 20 m (Figure 8). Both methods indicate a width of 40 meters at the tunnel depth, which fits quite well with the problems experienced during excavation (Rønning 2003).

Based on the results from the Lunner tunnel, we have proposed the following interpretation model for resistivity data crossing fracture zones:

- Resistivity < 500 ohmm, unstable rock, fractures partly closed by clay alteration, less water problems
- Resistivity between 500 and 4000 ohmm, open fractures, great water problems, stable rock
- Resistivities >4000, stable rock with minor water problems.

## 5 CONCLUSIONS AND OUTLOOK

Resistivity modelling shows that the method is able to locate fracture zones, and indicate the width, dip and vertical extent of fracture zones in bedrock. Resistivity profiling along the Lunner tunnel gave response from four previously mapped fracture zones, and we were able to geometrically characterize the zones towards depth. Based on the combined interpretation of resistivity, optical televiewer inspection, pumping tests and observations in three boreholes, a model for the interpretation of water and stability problems is proposed.

In the future, the interpretation model should be tested through investigations in other tunnel projects. An overview of resistivity levels in different rock types should be compiled in order to be able to assess the resistivity contrast would be adequate for successful measurements. So far, we have used the Wenner and Dipol/Dipol electrode configuration. In the future we plan to test the "Gradient" configuration which is able to yield a more detailed image of the subsurface resistivity.

Acknowledgements:

The project had numerous sponsors, among them the Road Authorities, the Railroad Authorities and the Norwegian Research Council (NFR). Øystein Nordgulen improved the English text. Thanks to all!

## 6 REFERENCES

**Dahlin T.** (1993). On the Automation of 2D Resistivity Surveying for Engineering and Environmental Applications. Dr. Thesis, Lund Institute of Technology. ISBN 91-628-1032-4

- Geomap** (2003). Refraksjonsseismiske målinger over Lunnertunnelen, Gualia. Geomap Rapport no. 221424.01 (5pp) In Norwegian.
- Kirkeby, T. & Iversen, E.** (1996). Road 35 Gualia – Slettmoen, tunnel through Tveitmark-toppen. Geological investigations. (In Norwegian). Report from "Veglaboratoriet".
- Loke, M.H.** (2007). RES2DINV. Version 3.4, User's manual. ([www.geoelectrical.com](http://www.geoelectrical.com)).
- Loke, M.H.** (2002). Res2DMod. Version 3.01.51. ([www.geoelectrical.com](http://www.geoelectrical.com)).
- Nordgulen, Ø.** (1999) Bedrock map Hamar, Scale 1: 250 000. Geological Survey of Norway.
- Rønning, J.S.** (2003). Miljø- og Samfunnstjenlige tunneler. Sluttrapport delprosjekt A, Forundersøkelser. Statens Vegvesen Publik. No. 102, (66 pp.) In Norwegian.
- Siddans, A.W.B.** (2002). Structural geology using borehole wall imagery: case study of an OPTV log in flagstones, North Scotland. First Break vol. 20, October 2002.
- Westerdahl, H.** (2003). Seismisk modellering. Modellering av seismiske data over løsmassefylte depresjoner, svakhetssoner og ved kabelheng. Statens vegvesen Intern rapport 2328. In Norwegian.

Databilag 1: Koordinater for måleprofilene ved Hanekleiv, Ravneheia og ved Vadfosstunnelen.

Sted	Profil	Koordinat	UTM- øst	UTM- nord
Hanekleiv	P1	0	566311	6603303
		100	566389	6603273
		200	566494	6603231
		300	566585	6603192
		400	566667	6603188
		500	566761	6603156
	P2	0	566327	6603364
		100	566416	6603322
		200	566509	6603290
		300	566605	6603250
		400	566688	6603238
	P3	0	566535	6603340
		50	566586	6603327
		100	566617	6603352
		160	566676	6603364
Vadfoss	P1	0	518920	6528617
		100	518852	6528651
		200	518744	6528663
		300	518686	6528707
		400	518611	6528762
Ravneheia	P1	0	368528	6444210
		200	368694	6444298
		300	368741	6444366
		400	368829	6444425
		500	368896	6444487
		600	368965	6444552
		700	369034	6444615
		800	369109	6444704