


NGU Rapport 2006.002

Geofysiske målinger Åknes og Tafjord,
Stranda og Nordal kommuner,
Møre og Romsdal

Rapport nr.: 2006.002		ISSN 0800-3416	Gradering: Åpen	
Tittel: Geofysiske målinger Åknes og Tafjord, Stranda og Nordal kommuner, Møre og Romsdal.				
Forfatter: Jan S. Rønning, Einar Dalsegg, Harald Elvebakk, Guri Ganerød, og Jan Fredrik Tønnesen		Oppdragsgiver: Åknes-Tafjord-prosjektet		
Fylke: Møre og Romsdal		Kommune: Stranda og Stordal		
Kartblad (M=1:250.000) Ålesund		Kartbladnr. og -navn (M=1:50.000) 1219 II Geiranger 1319 IV Valldal		
Forekomstens navn og koordinater: Åknes 32V 395800 6895800 Tafjord 32V 415750 6907700		Sidetall: 66 Kartbilag: 5	Pris: kr 360.-	
Feltarbeid utført: 2004 og 2005	Rapportdato: 01.08.2006	Prosjektnr.: 300601	Ansvarlig: 	
Sammendrag:				
<p>I forbindelse med Åknes/Tafjord-prosjektet, har NGU utført geofysiske målinger ved Åknes i Stranda kommune og Hegguraksla i Tafjord i 2004 og 2005. Denne rapporten dokumenterer de geofysiske data, gir fortløpige tolkninger av geofysikken, diskuterer metodiske forhold og gir anbefalinger om nye geofysiske undersøkelser. En fullstendig geologisk tolkning blir foretatt på et senere tidspunkt når en får resultater fra ny geologisk kartlegging og når bevegelser i feltet er bedre kartlagt.</p> <p>Målinger med seismikk, elektriske metode og georadar ved Åknes har gitt mye informasjon om mulig tykkelse og utbredelse av det ustabile fjellpartiet ved Åknes. Resultatene er langt på veg bekreftet ved boringer, kjerneanalyser og borehullslogging. Tolkning av resistivitets-målinger langs bakken indikerer at mektigheten av det ustabile fjellpartiet kan være fra 40 til 60 meter, og at utbredelsen kan være så mye som ca 500 meter x 1200 meter. Dette gir et volum på ca 30 mill m³. Geologisk kartlegging, analyse av borekjerner og borehullslogging indikerer at tykkelsen av det ustabile fjellpartiet kan være stedvis over 100 meter, og utbredelsen større enn tolket fra resistivitetsmålingene. Det ustabile fjellpartiet kan derfor være opp mot 70 – 80 mill. m³.</p> <p>De geofysiske målingene som her rapporteres, gir ikke et fullstendig bilde av det ustabile fjellpartiets geometri og dynamikk. Det anbefales derfor nye geofysiske målinger for å kartlegge enkelte detaljer, og det må etableres nye borehull for kartlegging (og overvåking) av bevegelser. De nye borehullene må logges med de samme teknikkene som ble benyttet i 2005 men også med nye teknikker. For å studere hydrogeologien anbefales strømningsmålinger i naturlig tilstand og i kombinasjon med utpumping av vann.</p> <p>Resistivitetsmålinger på Hegguraksla i Tafjord viser en klar indikasjon på en sprekk som forventet. Bak denne fremkom resistivitetsverdier som de en finner ved Åknes, og en må være oppmerksom på at det <u>kan</u> være ustabile masser bak den markerte sprekken.</p>				
Emneord: Geofysikk	Elektrisk måling	Refraksjonsseismikk		
Georadar	Borehullslogging	Temperatur		
Naturlig radioaktivitet	Lydhastighet	Fagrapport		

INNHold

1.	INNLEDNING	5
2.	VALG AV MÅLEMETODER	5
3.	MÅLEMETODER OG UTFØRELSE	7
3.1	2D Resistivitet	7
3.1.1	Datainnsamling	7
3.1.2	Strømstyrke og datakvalitet	7
3.1.3	Inversjon	8
3.2	Refraksjonsseismikk	8
3.3	Georadar	9
3.4	Borehullslogging	9
3.4.1	Temperatur, vannets elektriske ledningsevne og naturlig gammastråling	9
3.4.2	Berggrunnens resistivitet	10
3.4.3	Lydhastighet	10
3.4.4	Georadar i borehull	10
4.	RESULTATER OG VURDERINGER	11
4.1	2D Resistivitet	11
4.1.1	Åknes	11
4.1.2	Tafjord	13
4.2	Refraksjonsseismikk	22
4.3	Georadar	25
4.4	Borehullslogging	31
4.4.1	Bh1B	31
4.4.2	Bh3	33
4.4.3	Bh2	36
4.5	Borehullsgeoradar	38
5.	DISKUSJON OG ANBEFALINGER	39
5.1	Bakkemålinger	39
5.1.1	Seismikk	39
5.1.2	Georadar	39
5.1.3	Resistivitet	40
5.2	Borehullslogging	42
5.2.1	Anvendte teknikker	42
5.2.2	Nye loggeteknikker	43
5.3	Samtolking bakke- og borehullsmåling	44
6.	KONKLUSJON	45
7.	REFERANSER	46

FIGURER

<i>Figur 1. Foreslått geologisk modell for Åknes.</i>	6
<i>Figur 2. Åknes Profil 1. Beregnet resistivitet, Wenner og Dipol/Dipol.</i>	14
<i>Figur 3. Åknes Profil 2. Beregnet resistivitet, Wenner og Dipol/Dipol.</i>	15
<i>Figur 4. Åknes Profil 3. Beregnet resistivitet, Wenner og Dipol/Dipol.</i>	16
<i>Figur 5. Åknes Profil 4. Beregnet resistivitet, Wenner og Dipol/Dipol.</i>	17
<i>Figur 6. Åknes Profil 5. Beregnet resistivitet, Wenner og Dipol/Dipol.</i>	18
<i>Figur 7. Åknes Profil 6. Beregnet resistivitet, Wenner og Dipol/Dipol.</i>	19
<i>Figur 8. Åknes Profil 7. Beregnet resistivitet, Wenner og Dipol/Dipol.</i>	20
<i>Figur 9. Tafjord Profil 1. Beregnet resistivite, Wenner og Dipol/Dipol.</i>	21
<i>Figur 10. Åknes. Refraksjonsseismisk tolkning profil S1.</i>	23
<i>Figur 11: Åknes. Refraksjonsseismisk tolkning profil S2.</i>	24
<i>Figur 12. Åknes, georadar profil G1</i>	26
<i>Figur 13. Åknes, georadar profil G1 med utvalgte tolkninger.</i>	27
<i>Figur 14. Åknes, georadar profil G1 sammenstilt med 2D resistivitet</i>	28
<i>Figur 15. Åknes, georadar profil G2.</i>	29
<i>Figur 16. Åknes, georadar profil G1. Sammenstilt med 2D resistivitet.</i>	30
<i>Figur 17. Åknes Bh1b. Borehullslogger</i>	32
<i>Figur 18. Åknes Bh3. Borehullslogger</i>	34
<i>Figur 19. Analyse av seismiske hastigheter Bh3, 111 – 118 m.</i>	35
<i>Figur 20. Åknes Bh2. Borehullslogger</i>	37
<i>Figur 21. Borehullsgeoradar Bh3. Eksempel på opptak fra 59 – 83 m.</i>	38
<i>Figur 22. Modellering av vertikale strukturer under horisontal lagdeling.</i>	40
<i>Figur 23: Modellering av undulerende lagfølge.</i>	41

DATABILAG

Databilag 1: Koordinater for målte profiler og borehull.

TEKSTBILAG

Tekstbilag 1: Metodebeskrivelse for refraksjonsseismikk.

Tekstbilag 2: Metodebeskrivelse for georadar.

Tekstbilag 3: Metodebeskrivelse, logging av temperatur, elektrisk ledningsevne og naturlig gammastråling.

Tekstbilag 4: Metodebeskrivelse, logging av elektrisk motstand i fjell.

Tekstbilag 5: Metodebeskrivelse, logging av akustisk hastighet (lydhastighet) i fjell.

KARTBILAG

Kartbilag 2006.002-01: Åknes. Oversiktskart 1 :50 000.

Kartbilag 2006.002-02: Tafjord. Oversiktskart 1 :50 000.

Kartbilag 2006.002-03: Åknes. Oversiktskart med geofysiske profiler.

Kartbilag 2006.002-04: Åknes. 2D Resistivitetsprofiler med tolket ustabilt fjell.

Kartbilag 2006.002-05: Tafjord. Geofysisk profil med tolkning.

1. INNLEDNING

I forbindelse med Åknes/Tafjord-prosjektet, har NGU utført geofysiske målinger ved Åknes i Stranda kommune og Hegguraksla i Tafjord. Åknesremna er tidligere definert som et mulig skredområde og ligger på vestsiden av Synnulfvorden. Det er påvist en kontinuerlig utglidning i remna på 3-4 cm pr. år. I 2004 ble det foretatt rekognoserende geologisk kartlegging i tillegg til geofysiske målinger. Det ble gjort forsøk med flere metoder (2D resistivitet, georadar og seismikk) for å se hvilke som kunne gi et bidrag til å kartlegge det ustabile fjellpartiet. Målingene med 2D resistivitet ble vurdert som mest velegnet, og det ble påvist en markert grense som kan representere den nedre delen av det ustabile fjellpartiet. Det ble derfor bestemt å fortsette målingene med 2D resistivitet langs flere nye profiler i 2005. Antallet og plassering måtte vurderes på stedet da terrenget er generelt meget bratt og ulendt. Flere steder er terrenget nærmest ufremkommelig og det satte meget store krav til utførelsen av målingene. På grunnlag av data samlet sommeren 2004, ble det i 2005 boret 3 kjerneborehull som er fulgt opp med geologisk og geofysisk logging. Geofysiske profiler og borehullenes plassering fremgår av kartbilag 03.

Området kalt Tafjord ligger på østsiden av Tafjorden i Nordal kommune i et område hvor det tidligere har gått flere fjellskred. Hensikten med undersøkelsene her var om en med motstandsmålinger kunne påvise svakhetssoner i bakkant av et tidligere kjent ustabil fjellparti. Det ble målt ett profil med 2D resistivitet (800 m).

Flere personer har bidratt til å få gjennomført dette arbeidet, og ansvarsområde for den enkelte har vært som følger:

Einar Dalsegg:	Resistivitetmålinger. Datainnsamling, bearbeiding og tolkning.
Harald Elvebakk:	Georadar. Datainnsamling, bearbeiding og tolkning. Seismikk. Datainnsamling profil 1. Borehullslogging. Datainnsamling, bearbeiding og tolkning.
Guri Ganerød:	Logging av kjerneprøver. Strukturgeologisk kartlegging.
Jan S. Rønning:	Overordnet faglig ansvar. Samtalking og vurdering av resultater.
Jan F. Tønnesen:	Tolkning av refraksjonsseismikk.

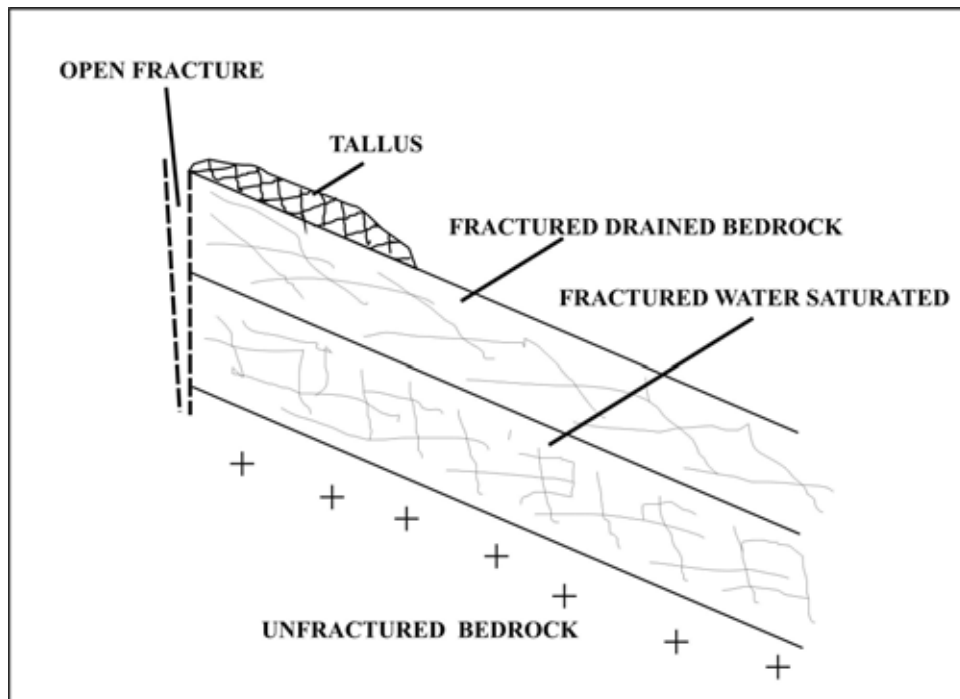
I tillegg har Michel Dietrich fra Universitetet i Grenoble hatt ansvaret for datainnsamlingen for det andre refraksjonsseismiske profilet.

Denne rapporten presenterer resultatene fra de geofysiske undersøkelsene og diskuterer metodiske forhold. En geologisk tolking av data vil bli utarbeidet senere.

2. VALG AV MÅLEMETODER

Forut for undersøkelsene ved Åknes ble det foreslått en geologisk modell (se figur 1), og det ble vurdert hvordan ulike petrofysiske egenskaper varierte ut fra denne (tabell 1). En åpen sprekk oppe i lia var på forhånd kjent, og en viste også at det stedvis fantes til dels store mektigheter av ur. Det ble videre antatt at bevegelsene i fjellmassene førte til oppsprekning, og at denne kunne være så intens at deler av fjellmassivet kunne være drenert. Utfordringen for geofysikken ble ut fra dette å kartlegge tykkelsen av oppsprukket delvis drenert fjell og ikke minst utbredelsen av dette.

Av mulige fysiske egenskaper som kunne bidra til kartlegging av det ustabile fjellpartiet ble seismisk hastighet (både p- og s-bølge), elektrisk motstand (resistivitet) og dielektriske egenskaper vurdert som de mest aktuelle. Tabell 1 viser hvordan en forventet at disse varierte i de forskjellige materialtypene.



Figur1. Foreslått geologisk modell for Åknes.

Tabell 1: Variasjoner i fysiske egenskaper i de forskjellige lagene i Åkneslia.

Geologisk enhet	Seismisk hastighet	Elektrisk motstand	Dielektisk egenskap
Ur	Svært lav	Svært høy	Svært lav
Oppsprukket drenert fjell	Lav	Høy	Lav
Oppsprukket vannmettet fjell	Moderat	Moderat	Moderat
Intakt massivt fjell	Høy	Høy	Lav

Ut fra dette ble det i 2004 valgt å gjøre forsøk med refraksjonsseismiske målinger, refleksjonsseismiske målinger, elektriske motstandsmålinger (resistivitetsmålinger) og georadarmålinger. En var på forhånd klar over at tykkelsen i de forskjellige lagene kunne være større enn tidligere antatt, og dette ble det tatt hensyn til ved utformingen av målingene.

Erfaringene fra den første feltsesongen viste at refraksjonsseismikk ga verdifull informasjon, men at det kunne være ekstremt arbeidsomt å oppnå gode skuddpunkt og gode koblinger mellom bakke og geofoner på grunn av ur og oppsprukne fjellmasser. Refleksjonsseismikk ga ikke tolkbare responser, trolig på grunn av intenst oppsprukket fjell og sterk demping av høyfrekvente bølger. For å oppnå god dybderekkevidde ved georadarmålingene ble det valgt å benytte forholdsvis lav frekvens (25 MHz). Både sender- og mottagerantennen er ca 4 meter lang og må plasseres minst 2 meter fra hverandre. Selv om metoden gav interessant informasjon om sprekkeplan og mulig grunnvannsspeil, var det i praksis veldig vanskelig å utføre disse målingene oppe i den bratte, steinete og delvis skogbevokste lia. Det var heller

ikke problemfritt å utføre elektriske motstandsmålinger. Stedvis var det vanskelig å få god elektrisk kontakt, men målingene den første feltsesongen viste at denne metoden gav verdifull informasjon, og den var enklest å utføre i praksis.

Valg av teknikker for borehullslogging bygger på de samme vurderingene som for bakkemålingene. I tillegg ble det tatt med teknikker som kan bidra med kunnskap om hydrogeologien.

3. MÅLEMETODER OG UTFØRELSE

De bakkemålingene som ble foretatt var måling av 2D resistivitet, georadar og refraksjonsseismikk. I borehullene ble det foretatt måling av temperatur, elektrisk ledningsevne i vann, total naturlig gammastråling, resistivitet i fjell og seismisk hastighet. I tillegg utførte NGI georadarmålinger i to borehull. Alle disse parametere bortsett fra georadar og gamma-stråling krever vannfylte hull. I det følgende blir metoder og utførelse kort beskrevet.

Bakkemålingene ved Åknes ble utført av Einar Dalsegg og Harald Elvebakk fra NGU i august 2004 og 2005 med assistanse fra Stranda kommune. Flere personer deltok i varierende perioder. Nevnes spesielt må Stian Græsdal fra Stranda Kommune som var med i stort sett hele måleperioden og bidro i stor grad til at målingene kunne gjennomføres innenfor den aktuelle tidsramme. Refraksjonsseismikk langs profil 2 er utført av Michel Dietrich og hans gruppe ved Universitetet i Grenoble i oktober 2005. Borehullsmålinger er utført av Harald Elvebakk i september 2005. Målingene i Tafjord ble utført av Einar Dalsegg og Stian Græsdal den 26. og 27. aug. 2005. Beliggenheten av de undersøkte områdene framgår av kartbilagene -01 og -02.

3.1 2D Resistivitet.

3.1.1 Datainnsamling.

Måledata ble innsamlet med et kabelsystem utviklet ved den tekniske høgskolen i Lund (LUND-systemet, Dahlin 1993). Systemet består av en releboks (Electrode Selector ES464) og to eller fire multi-elektrode kabler. Måleprosessen styres fra en datafil som er lagt inn i måleinstrumentet, ABEM Terrameter SAS 4000 (ABEM 1999). Ved denne undersøkelsen ble det benyttet 4 kabler med 10 meters elektrodeavstand, noe som gir en total kabellengde på 800 meter. Dybderekkevidden er med denne elektrodeavstanden ca 130 meter, med størst oppløsning i de øverste 50 – 60 meterne. Det ble valgt å benytte både Wenner og Dipol/Dipol elektrodekonfigurasjoner, da Wenner har vist seg å være best egnet til å kartlegge horisontale strukturer mens Dipol/Dipol er best egnet til kartlegging av detaljer og vertikale strukturer.

Profilene ble stukket samtidig med målingene og er merket med trestikker/plastbånd med angitte koordinater for hver 50 meter. Profilenes beliggenhet er innmålt med GPS (se databilag 1).

3.1.2 Strømstyrke og datakvalitet

Jordingsbetingelsene var på grunn av stein og ur flere steder meget dårlige, og det ble brukt noe ekstra tid på å forbedre elektrodene (svamper/mose med saltvann). Selv med disse

forbedringene oppnådde en strømstyrke på bare 1 og 2 mA for enkelte målinger, men mesteparten lå i områdene 10 og 20 mA. Datakvaliteten var selv med de meget lave strømstyrkene gjennomgående meget god. Noen målinger var over akseptabelt støynivå, og disse ble slettet før prosessering.

3.1.3 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 forskjellig 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.

3.2 Refraksjonsseismikk

En generell beskrivelse av de refraksjonsseismiske målingene er vist i tekstbilag 1. Ved seismikkprofil 1, utført av NGU i 2004, ble ABEM Terraloc MK6 med 24 kanaler benyttet som registreringsinstrument. Måleutlegget bestod av to seismiske kabler plassert etter hverandre og tilkoblet i alt 24 geofoner med innbyrdes avstand 10 m, slik at avstanden fra første til siste geofon ble 230 m. Null-punkt i profilet er ved første geofon øverst lengst nord i profilet. Det ble ved feltarbeidet forsøkt utført refleksjonsseismiske målinger og det ble i alt avfyrt 27 skudd med 10 m skuddavstand langs utlegget.

Datakvaliteten varierte betydelig. Generelt var det kraftig dempning av de høye frekvensene og det ble meget vanskelig å identifisere reflekterte signaler fra grenseflater i grunnen. Profilet er derfor tolket som et rent refraksjonsseismisk profilopptak med avlesning av førsteankomster. For tolkningen ble det plukket ut 7 skuddpunkt langs profilet med tilsynelatende høyest signal/støyforhold, og disse er lokalisert ved posisjon -20, 10, 40, 110, 140, 210 og 240 m (målt langs terrengoverflaten). For energisering ble det brukt dynamitt med elektriske momenttenner.

Målingene ved seismikkprofil 2 ble utført av Universitetet i Grenoble under ledelse av Michel Dietrich i oktober 2005. Profilet følger resistivitetsprofil 2 fra koordinat 800 til koordinat 1300. Data ble samlet inn med en 48 kanalers seismograf, Geometrics StrataVison NZ. Det ble benyttet 14 Hz geofoner med nær konstant avstand på 10 meter. Med bakgrunn i erfaringene fra 2004, ble det etablert 5 skuddpunkt som hver besto av 3 eller 4 borehull. For hvert skudd ble det avfyrt 400 til 600 g dynamitt. Skuddpunktene ble plassert ca 300 meter ovenfor første geofon, like ved første geofon, midt i utlegget, ved sist geofon og ca 300 meter nedenfor siste geofon. Datakvaliteten vurderes som god.

3.3 Georadar

En generell beskrivelse metoden er gitt i tekstbilag 2. Målingene ble utført med digital georadar av typen pulseEKKO 100 (Sensors & Software Inc., Canada). Det ble benyttet 25 MHz antenner og 1000V sender. Profilene er målt med total opptakstid på 2000ns og samplingsintervall på 1.6 ns. Signalene er summert 4 ganger (4 stacks) i hvert målepunkt. Antenneavstand var 5 m og målepunktavstand 1 m. På grunn av det bratte og vanskelige terrenget ble antennene flyttet etter hverandre.

Det ble målt to profiler, G1 som i stor grad følger resistivetsprofilen kalt P1 (se kartbilag – 03), og G2 på tvers som følger deler av P3. På grunn av det svært bratte og vanskelige terrenget var det ikke mulig å gå rette profiler. Flere steder måtte en sideflytte profilene (særlig P1) for å komme ned. Dette kommer fram når profilene er terrengkorrigert og kan gi et falskt inntrykk av terrengoverflaten langs profilet. På grunn av dette vil ikke georadarprofilenes posisjoner stemme med koordinatene på 2D profilene. Plasseringen av profilene på kartet (kartbilag –03) er korrekt da koordinatene er målt inn med GPS.

Penetrasjonsdyppet (dybderekkevidden) for georadar er avhengig av massesammensetningen. Finstoff og spesielt leire vil dempe EM-bølgene raskt slik at underliggende lag ikke registreres. I Åkneset er det lite overdekke (løsmasser) og undergrunnen består trolig for det meste av oppsprukket tørt fjell til det dyp georadaren rekker (maksimum 35 – 40 m).

Hensikten med georadarmålinger i Åkneset var å se om metoden kunne gi et bidrag til å kartlegge størrelsen av de rasfarlige områdene. En var særlig ute etter å se om dyppet ned til eventuelle glideplan (sprekker) kunne kartlegges.

3.4 Borehullslogging

Det er utført borehullslogging i tre borehull. Loggingen er utført i 56 mm kjerneborehull. Da man mislyktes med å bore planlagte grovhullsbrønner (140 mm), er det ikke gjort målinger med optisk viewer. De benyttede loggemetoder er kort beskrevet under, og mer utførlig i tekstbilagene 3, 4 og 5.

3.4.1 Temperatur, vannets elektriske ledningsevne og naturlig gammastråling

Metodebeskrivelse er lagt ved i tekstbilag 3. Vannets temperatur og elektriske ledningsevne blir logget kontinuerlig langs den vannfylte delen av borehullene. Tydelige endringer i disse parametere kan indikere vanninnstrømning i borehullet. Gammalogg (total naturlig radioaktiv stråling) avspeiler geologien og den mineralske sammensetningen i bergartene. Det er i hovedsak kalium, uran og thorium som gir gammastråling. Mest vanlig er kalium som finnes i bl.a. feltspat. Bergartsgrensene kan ofte bestemmes ut fra en slik logg. Måle hastighet er 3 m/min og målepunktavstand er 1 cm.

3.4.2 Berggrunnens resistivitet

Metodebeskrivelse er lagt ved i tekstbilag 4. I metodebeskrivelsen vises også resistivitetsverdier for en del relevante bergarter. Berggrunnens resistivitet kartlegges med en sonde som sender strøm ut i bergarten mens spenningen måles mellom to elektroder. Ut fra verdiene på strømstyrke og spenning kan en beregne den tilsynelatende elektriske motstanden til fjellet. Det måles med to forskjellige konfigurasjoner, Short Normal (SN) og Long Normal (LN) der avstanden mellom strøm og spenningselektrode er henholdsvis 16" og 64" (40 cm og 160 cm). Med SN kartlegges resistiviteten i borehullsveggen umiddelbare nærhet, mens LN måler noe lengre ut fra borehullet. Målingene forgår kontinuerlig med en hastighet på 5 m/min og målepunktavstand er 1 cm.

Høy resistivitet i bergartene (fra ca 10000 ohmm og høyere) indikerer vanligvis massivt og lite oppsprukket fjell (krystalline bergarter). Lavmotstandssoner kan indikere oppsprukket, porøst fjell med høyt vanninnhold. Leirmineraler, kismineraler og eventuelt grafitt vil også gi lave verdier.

Det gjøres korreksjoner for vannets ledningsevne, borehulldiameter og sondens diameter slik at det er reell resistivitet i fjellet som presenteres (Thunhead & Olsson 2004). Når en vet resistiviteten av vannmettet bergart og resistiviteten i porevannet kan en beregne porøsiteten (Archie 1942). Porøsiteten som beregnes er en relativ porøsitet basert på variasjonen i den målte resistiviteten. Usikkerheten ligger i valg av parametere (sementeringsfaktor, kornformfaktor) i Archies lov (se tekstbilag 4). Disse faktorene varierer med bergartstype. I denne sammenheng kjenner en ikke verdien på disse parametrene, og beregnet porøsitet må derfor ses på som relative verdier.

3.4.3 Lydhastighet

Metodebeskrivelse for logging av lydhastighet er vist i tekstbilag 5 hvor hastigheter for en del jord- og bergarter også er vist. Med sonisk sonde kartlegges lydhastigheten (P- og S-bølgehastighet) langs borehullet. Metoden betinger at hullene er vannfylte. Sonden består av en sender og to mottakere i forskjellig avstand fra senderen som registrerer ankomsttidene til lydimpulser som har gått gjennom fjellveggen. Ved å ta differansen mellom ankomsttidene til de to mottakerne elimineres tiden bølgen bruker i vann. Dermed kan en beregne P-bølgehastigheten til fjellet direkte når en vet avstanden mellom de to mottakerne som er 40 cm. Ved mer avansert prosessering kan en også beregne skjærbølgehastigheten. En P-bølgehastighet på 5000 – 6000 m/sek. indikerer massivt fjell. Lavere hastigheter kan indikere oppsprukket fjell. Det gjøres en måling for hver cm så både sprekkesoner og enkeltsprekker kan indikeres. En analyse av både p- og S-bølgehastighet kan gjøres for hver 20 cm.

3.4.4 Georadar i borehull

NGI utførte målinger med georadar i borehullene 2 og 3 høsten 2005. Måleutstyr og utførelse er kort beskrevet i Teknisk notat fra NGI (Iwe 2005).

4. RESULTATER OG VURDERINGER

Beliggenheten av de målte profilene i Åknes og Tafjord framgår av henholdsvis kartbilagene –03 og –05. I Tafjord er det målt ett resistivitetsprofil. Ved Åknes er det målt til sammen syv profiler med 2D resistivitet (8.2 km), 2 profiler georadar (1 km), 1 profil refraksjonsseismikk (240 m) og logget 3 borehull. På bakgrunn av resistivitetsmålingene er det for Åknes i tillegg presentert et eget tolkningskart (kartbilag-04) som viser det tolkede dypet av mulig ustabilt fjell og sprekkesoner. I det følgende blir måleresultatene kommentert og vurdert. En fullstendig geologisk tolkning av de geofysiske data vil bli sammenstilt senere.

4.1 2D Resistivitet

4.1.1 Åknes

De inverterte resistivitetsdata fra profilene 1 til 7 er vist på figurene 2 til 8. De viste seksjonene er produsert med standard inversjon og vertikal-/ horisontalfilter 0.5, noe som favoriserer horisontale strukturer. Profil 1 og 2 er plottet fra nord til sør, mens profilene 3 til 7 er plottet fra vest til øst.

Profil 1 (figur 2) ble målt som et testprofil i 2004 og forlenget i 2005. Det var på forhånd usikkert om resistivitetsmålinger kunne bidra til å kartlegge det usikre fjellpartiet, da det i Norge er gjort lite av denne type målinger tidligere. Det eneste er på Børa i Møre og Romsdal (Dalsegg og Tønnesen 2004) og på Nordnesfjellet i Troms (Tønnesen og Dalsegg 2004).

Som figur 2 viser indikerer målingene store variasjoner i berggrunnens resistivitet. Det som er mest markert er partiet med blå farge ($< 10 \text{ k}\Omega\cdot\text{m}$). Dette er forholdsvis lave verdier i grunnfjell, og skyldes trolig at fjellet her er sterkt oppsprukket og vannmettet. Denne tolkningen støttes av de refraksjonsseismiske målingene (se avsnitt 4.2), som indikerer en grense på ca. 20 til 25 meters dyp og som er tolket til oppsprukket og vannmettet fjell. Med unntak av et mindre område ved koordinat 350 til 400 er dette partiet indikert fra den øvre sprekken og i hele profilets lengde. Den nedre grensen for dette partiet har som figur 2 viser en bølgende form nedover langs profilet og et dyp fra 40 til 60 meter. Utstrekningen av det som trolig er ustabilt fjell ser ut til å fortsette til koordinat 1610, noe som er vesentlig lengre enn tidligere antatt.

Over dette partiet er det resistivitetsverdier i området 20 til 50 $\text{k}\Omega\cdot\text{m}$. Dette er motstander som kan representere kompakt fjell, men ut fra refraksjonsseismikken er det tolket til kraftig oppsprekket tørt fjell. Øverst er det noen partier med til dels meget høy resistivitet, som trolig skyldes tørr ur. Det mest markerte området er mellom koordinat 100 og 200. Det er rasmasser (ur) langs mesteparten av profilet, men at dette området kommer fram med spesiell høy resistivitet, tyder på at ura her er tykkere enn ellers langs profilet (trolig > 10 meter). Med 10 meters elektrodeavstand er ikke oppløsningen god nok til å indikere et tynt øvre lag, men de seismiske målingene indikere i de sentrale delene ur ned til ca 5 meter.

Som tidligere nevnt ble det målt med både Wenner og Dipol/Dipol for å ha best mulighet til å kartlegge både horisontale og vertikale strukturer. Som figuren viser gir målingene grunnlag for å tolke to vertikale strukturer i tillegg til den øvre sprekkene. Dette er som ventet mest markert på Dipol/Dipol-målingene og skyldes trolig vertikale sprekkesoner. Retningen som er angitt på figuren er bare retningsgivende, da modellberegninger viser at metodens muligheter for å angi en soners fall er meget usikker. Sprekkesonene ser ut til å opptre der laget som er tolket som oppsprukket og vannførende er tynnere.

Profil 2 (figur 3) viser tilnærmet samme resistivitetsmønster som profil 1. Partiet som er tolket til å være oppsprukket og vannmettet har samme bølgende form og de påviste sprekkesonene opptrer der dette laget er tynnere. Også på dette profilet er det indikasjoner på et mindre område med oppsprukket og vannmettet fjell ovenfor den øvre sprekkene. Dette indikerer at en kan ha ustabil fjell høyere opp enn tidligere antatt.

Profil 3 (figur 4) er det øverste tverrprofilen nedenfor hovedsprekkene, og profilet ligger like nord for DBh 2. Dette profilet indikerer at laget med oppsprukket og vannmettet fjell vest for profil 2 er dypere enn langs profilene 1 og 2. Wennermålingene indikerer her et dyp på ca 110 meter. Som figuren viser har en på flankene redusert dybderekkevidde og følgelig ikke mulighet til å angi noe dyp videre mot ravinen i vest. At den nedre grensen av det oppsprukne fjellet er ca 110 meter støttes her av borehullmålingene som indikerer at en på 115 meter kommer inn i fast fjell. Like øst for borehullet opptrer for begge målemetodene et grunt lavresistivetsområde. Dette kan representere et hengende vannspeil. Lavresistivetsområdet er ikke så markert videre mot øst og angivelse av den østlige utstrekningen av det oppsprukne området blir usikkert (mellom 560 og 640).

Profil 4 (figur 5) ligger ca 30 meter sør for DBh 1 og borehullet er derfor stiplet på figuren. I den vestlige delen av profilet avviker måledata en del mellom målemetodene. Dypet ned til nedre del av lavresistivetsområdet variere fra 40 til 80 meter fra koordinat 350 til 450 for Wenner og Dipol/Dipol. I nederste delen av pseudoseksjonen indikerer Wenner lav resistivitet mens Dipol/Dipol indikerer høy resistivitet med et brudd (sprekkesone ?) like vest for borehullet. Dette viser at det er en viss usikkerhet i inverteringen av måledata, og at denne usikkerheten er størst i de dypeste partiene.

Profil 5 (figur 6) ligger mellom borehullene 1 og 3 og måledata indikerer at nedre del av lavresistivetsområdet kan være ca 70 meter på det dypeste. Det er forholdsvis bra samsvar mellom målemetodene med unntak av helt i vest. Her indikerer Dipol/Dipol et område på dypet med meget høy resistivitet like øst for ravinen. Lavresistivetsområdet ser ut til å ha utgående i øst i søkket ved koordinat 600. Måledata indikerer at det kan komme inn et nytt lavresistivetsområde øst for dette søkket. Dette er tydeligst på Wennermålingene.

Profil 6 (figur 7) ligger over den øvre sprekkene og ble målt for å sjekke de lavresistivetsområdene som kom fram på profilene 1 og 2. Som figuren viser indikeres et område med lavere resistivitet der profilet krysser profil 2, men resistiviteten er noe høyere. Dypet ser ut til å ligge på ca 50 meter uten noen markert utgående. I vest indikeres en markert sone med meget lav resistivitet ved koordinat 120 – 130.

Profil 7 (figur 8) er det nederste tverrprofilen og ligger like nord for DBh 3. Wenner indikerer her et meget markert lavresistivetsområde mellom koordinatene 250 og 450 med et dyp på 60 til 70 meter. Resultatene fra borehullmålingene er på figuren merket med to områder på hver side av borehullet. Området til venstre hadde markert lavere resistivitet og faller sammen

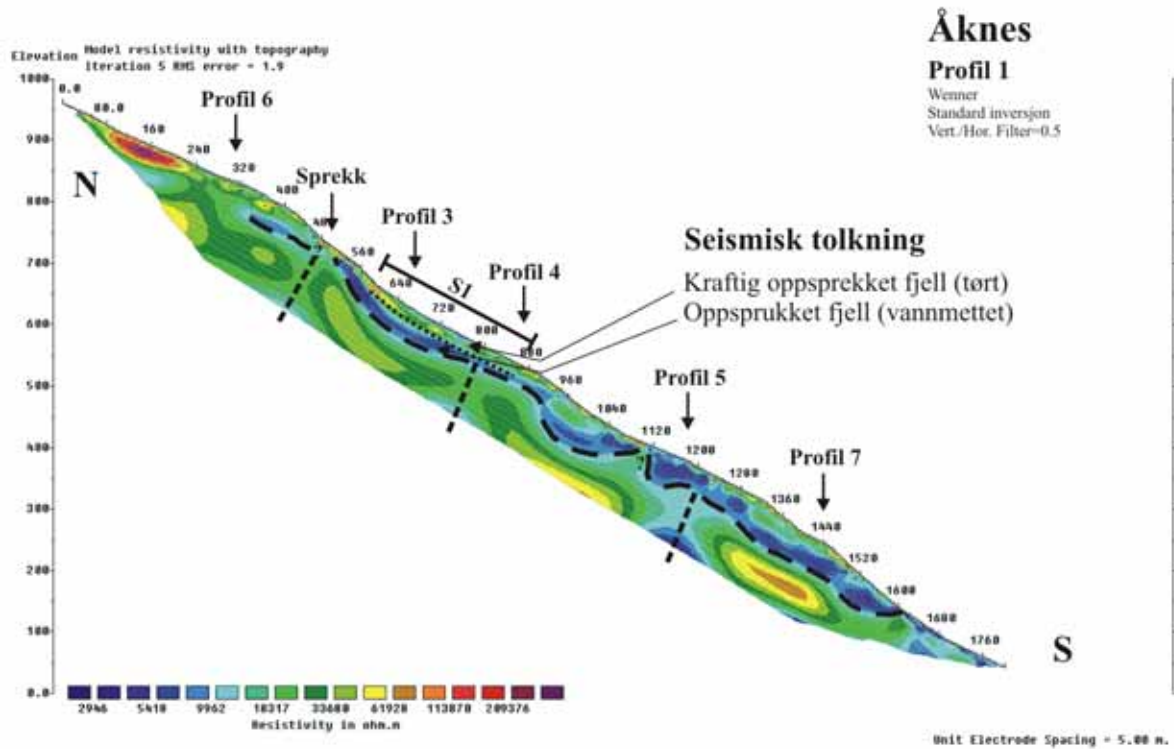
med lavresistivetsområdet fra 2D-målingene. Området som er markert på høyre side viser store variasjoner i P-bølgehastigheten og er tolket til å skyldes oppsprukket fjell.

4.1.2 Tafjord

De inverterte resistivetsdata fra profil 1 i Tafjord er vist på figur 9. Den viste seksjonen er produsert med standard inversjon og vertikal-/ horisontalfilter 1, d.v.s. ingen favorisering av horisontale eller vertikale strukturer. Profilet er plottet fra sørvest mot nordøst. Det er benyttet samme fargeskala som for Åknes, slik at resistivetsverdiene skal være lett å sammenligne.

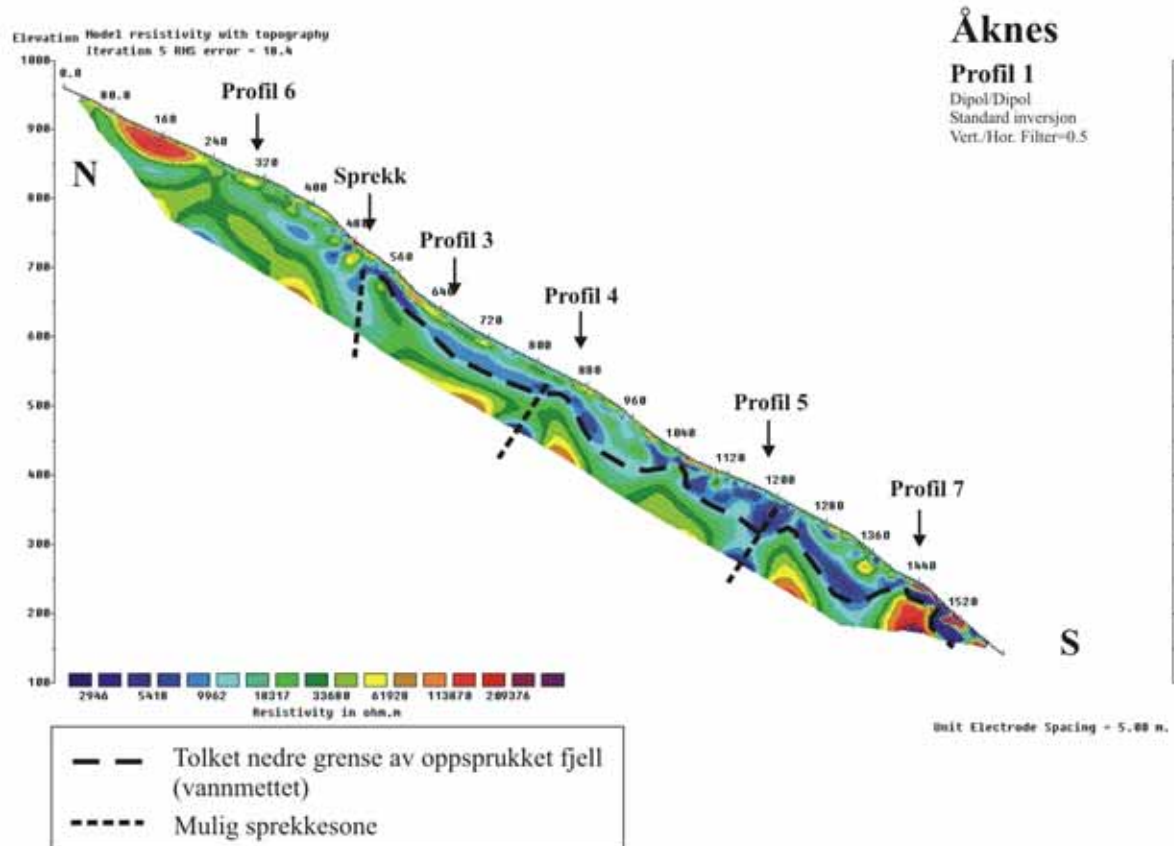
Som figur 9 viser er det også her store resistivetsvariasjoner. Ved koordinat 240 er det en markert skrent som var forventet å kunne ha tilknytning til en sprekkeseone. Dette bekreftes av resistivetsmålingene som her viser en markert lavresistivetsone med utstrekning mot dypet. Retningen som er angitt på figuren er som tidligere nevnt bare retningsgivende, da modellmålinger viser at metodens muligheter for å angi en sones fall er usikker.

Det som var mer overraskende, var at det ovenfor denne skrenten framkom et forholdsvis stort område med like lav resistivitet. Dette ser ut til å starte ved koordinat 530 og har et maksimalt dyp på ca 80 meter fra koordinat 330 til 430, for så å bli grunnere igjen ned mot skrenten. Årsaken til denne lavere resistiviteten er ikke klarlagt, men det kan skyldes økt oppsprekking og dermed økt vanninnhold. Det er ikke kjent at det skal være eventuelle andre ledende strukturer (mineraliseringer) i området. En må være oppmerksom på at det kan være ustabile masser også bak den markerte sprekken.

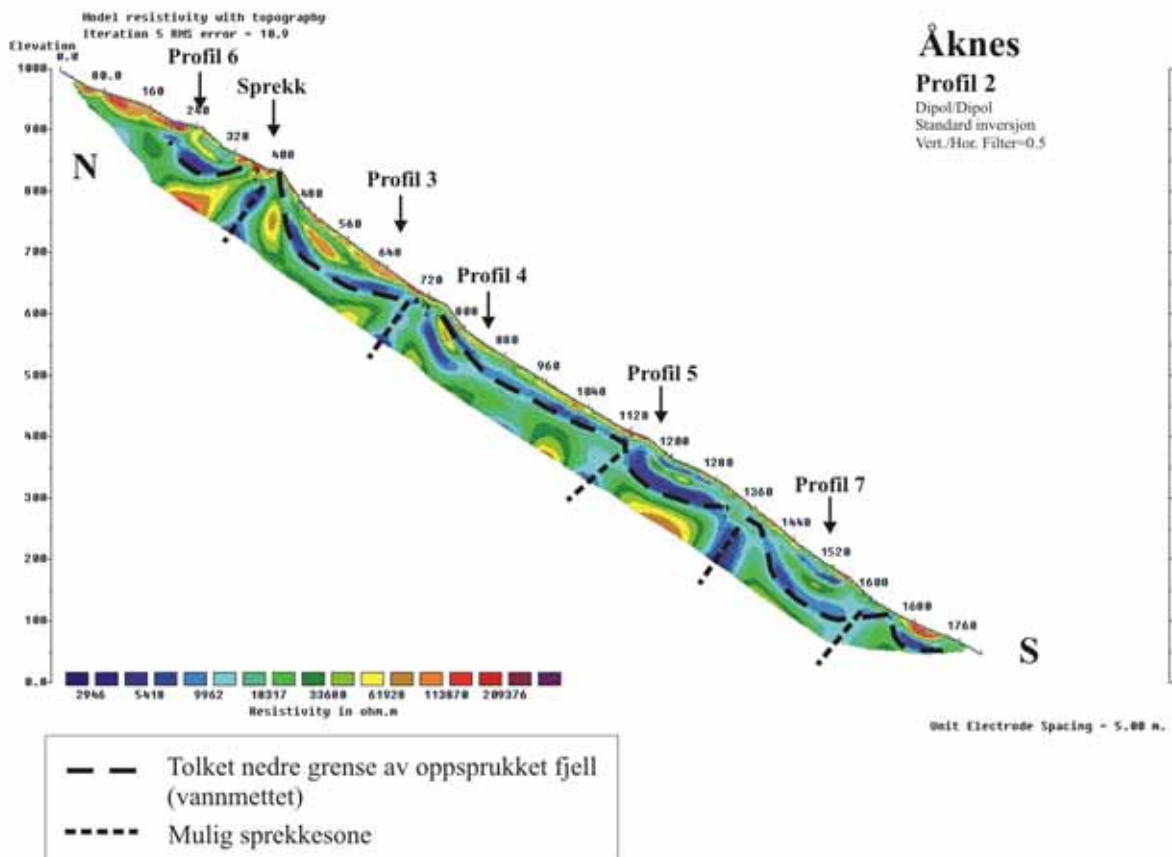
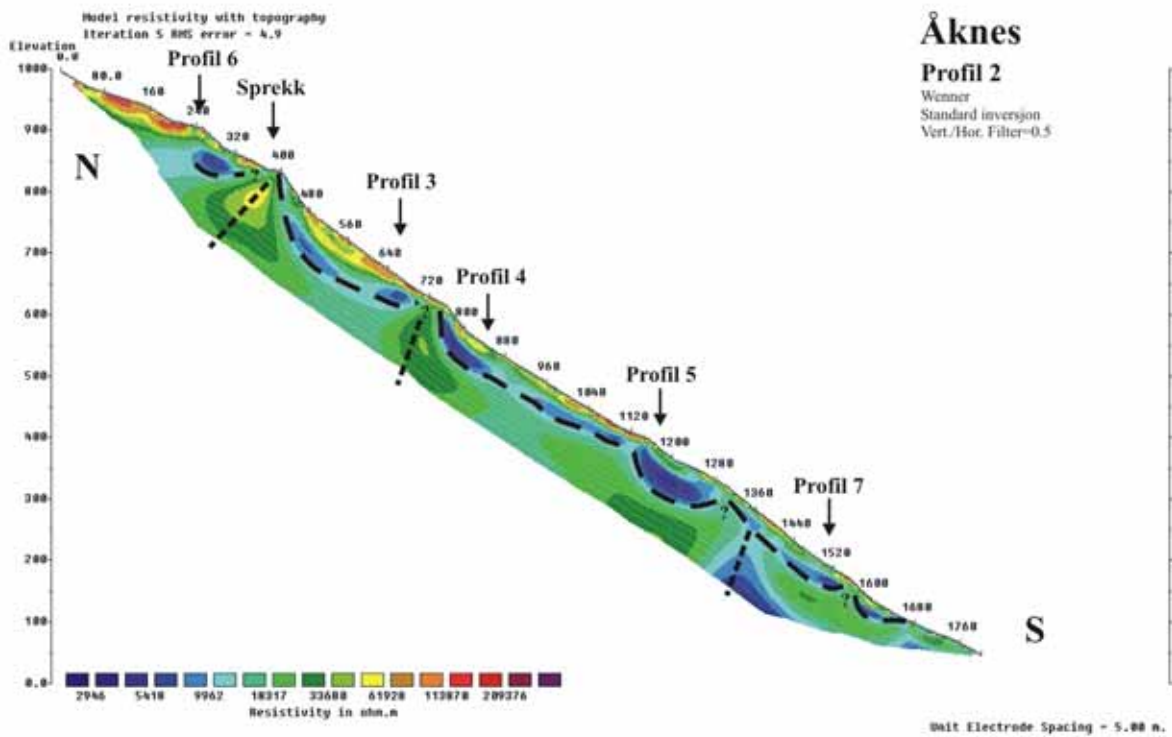


Seismisk tolkning

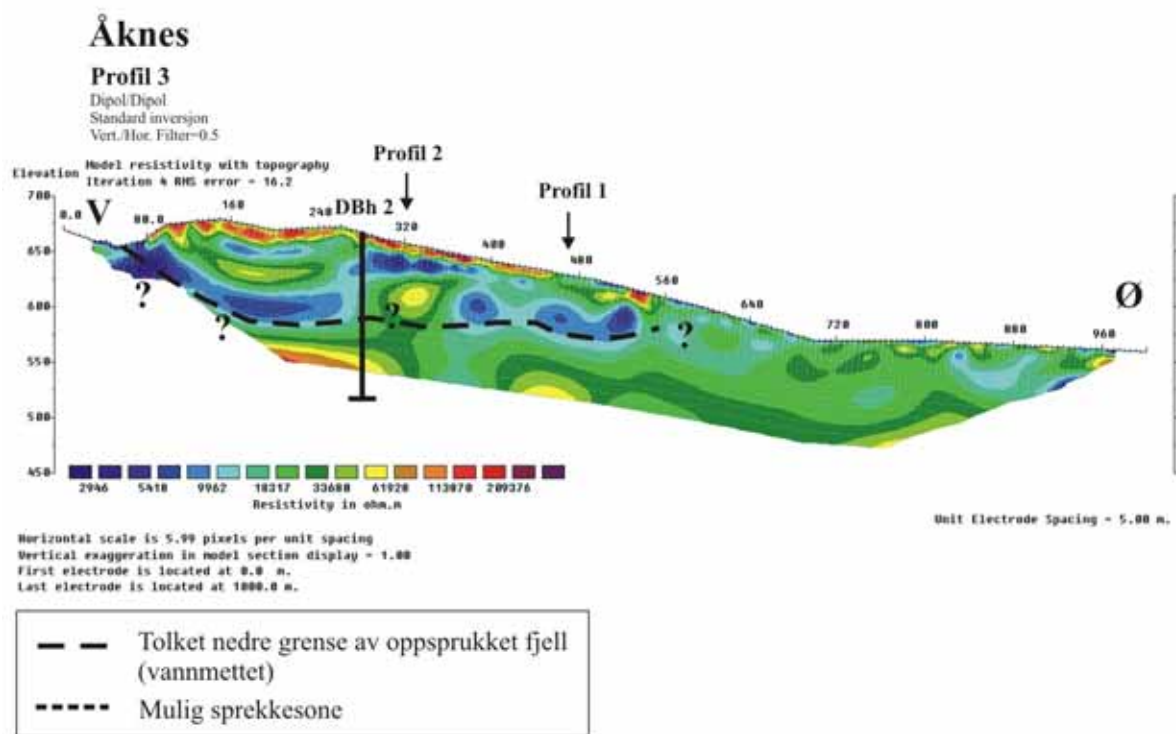
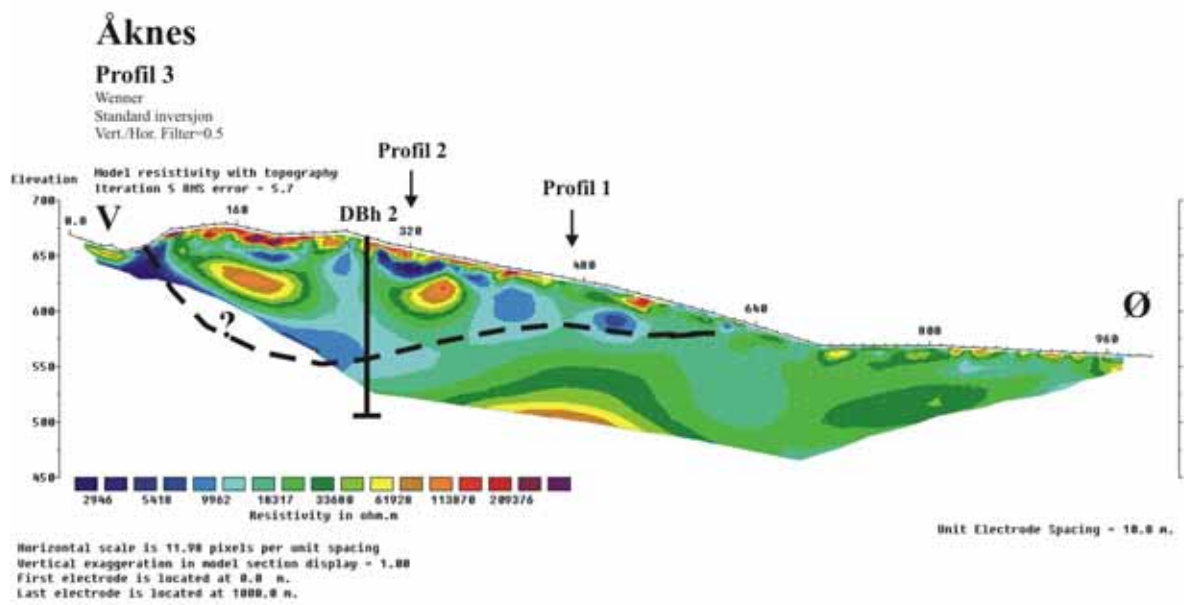
Kraftig oppsprekket fjell (tørt)
Oppsprukket fjell (vannmettet)



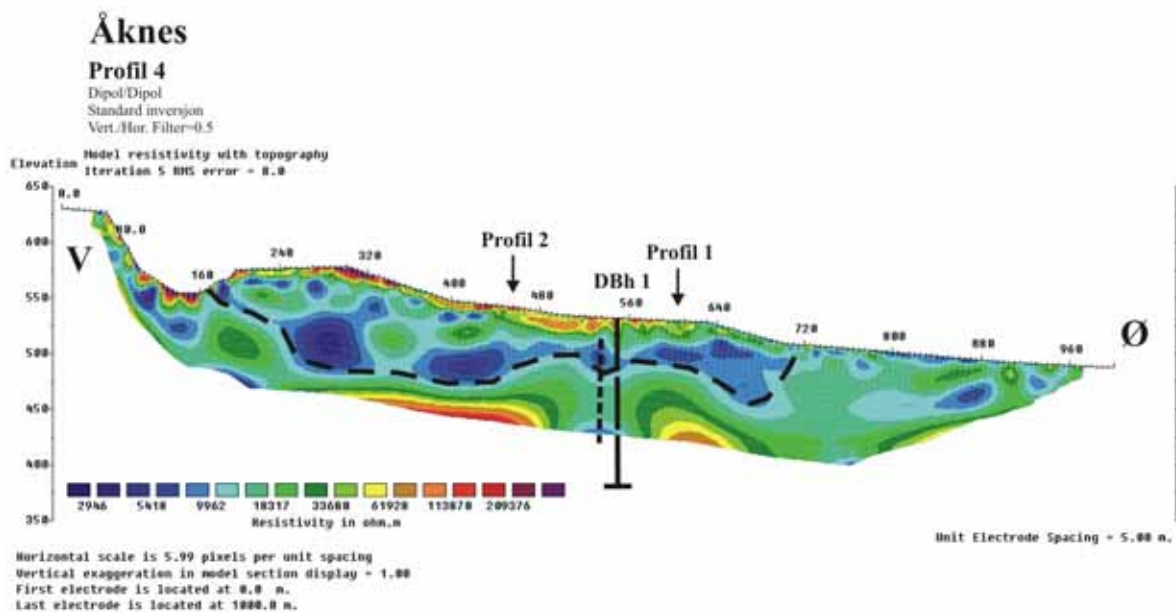
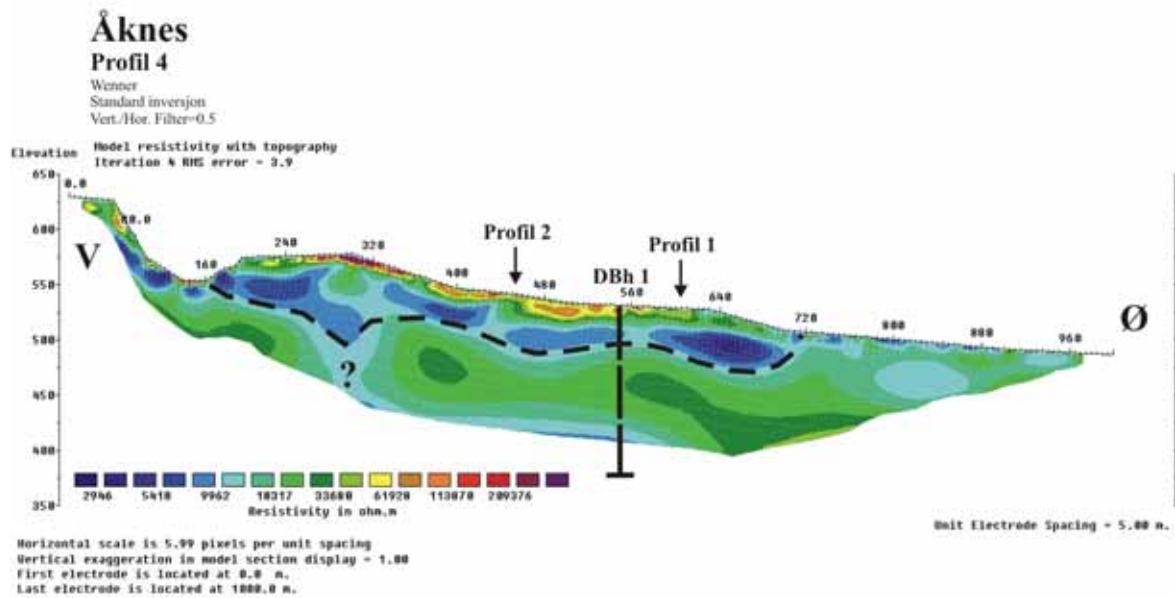
Figur 2. Åknes Profil 1. Beregnet resistivitet, Wenner og Dipol/Dipol.



Figur 3. Åknes Profil 2. Beregnet resistivitet, Wenner og Dipol/Dipol.



Figur 4. Åknes Profil 3. Beregnet resistivitet, Wenner og Dipol/Dipol.



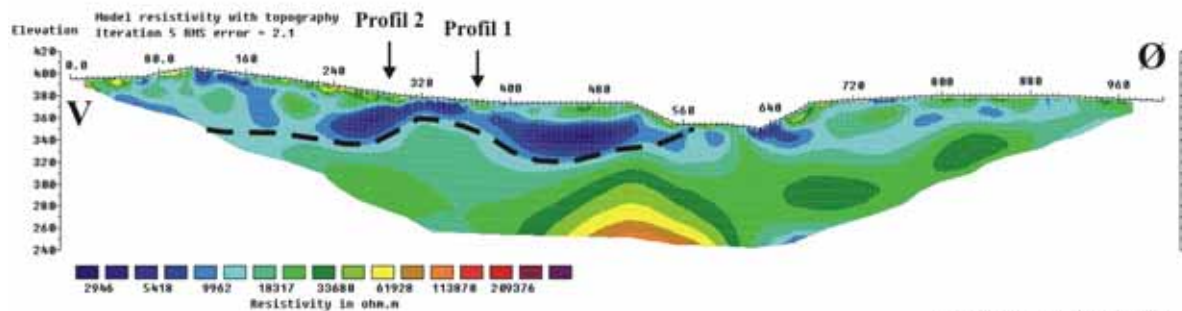
- — Tolket nedre grense av oppsprukket fjell (vannmettet)
- · · · · Mulig sprekkeson

Figur 5. Åknes Profil 4. Beregnet resistivitet, Wenner og Dipol/Dipol.

Åknes

Profil 5

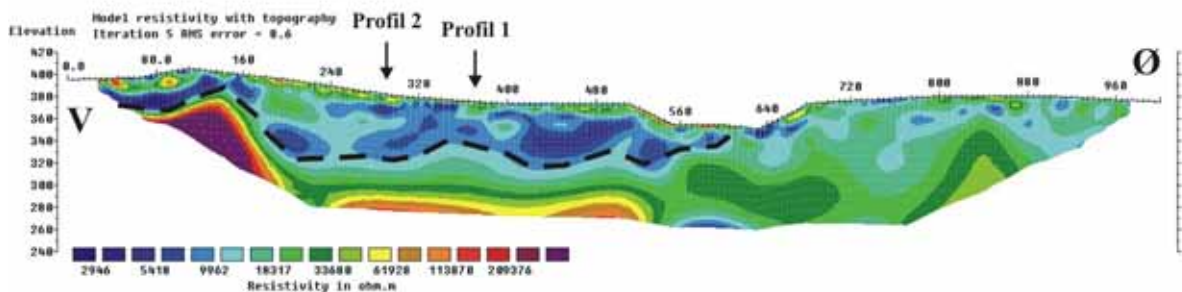
Wenner
Standard inversjon
Vert./Hor. Filter=0.5



Åknes

Profil 5

Dipol/Dipol
Standard inversjon
Vert./Hor. Filter=0.5



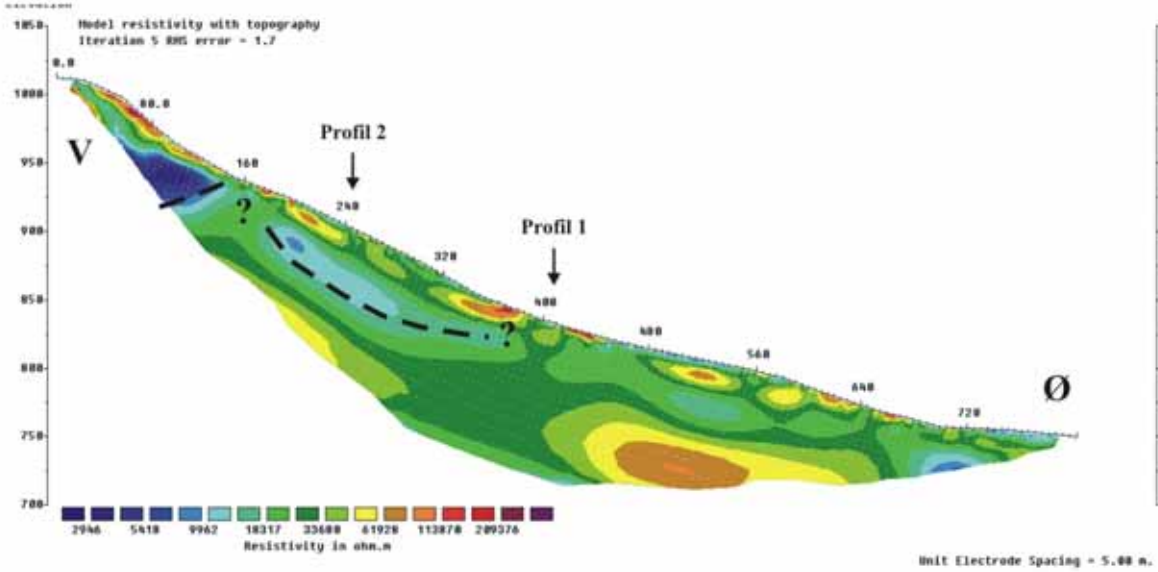
- — Tolket nedre grense av oppsprukket fjell (vanntettet)
- - - - Mulig sprekkeseone

Figur 6. Åknes Profil 5. Beregnet resistivitet, Wenner og Dipol/Dipol.

Åknes

Profil 6

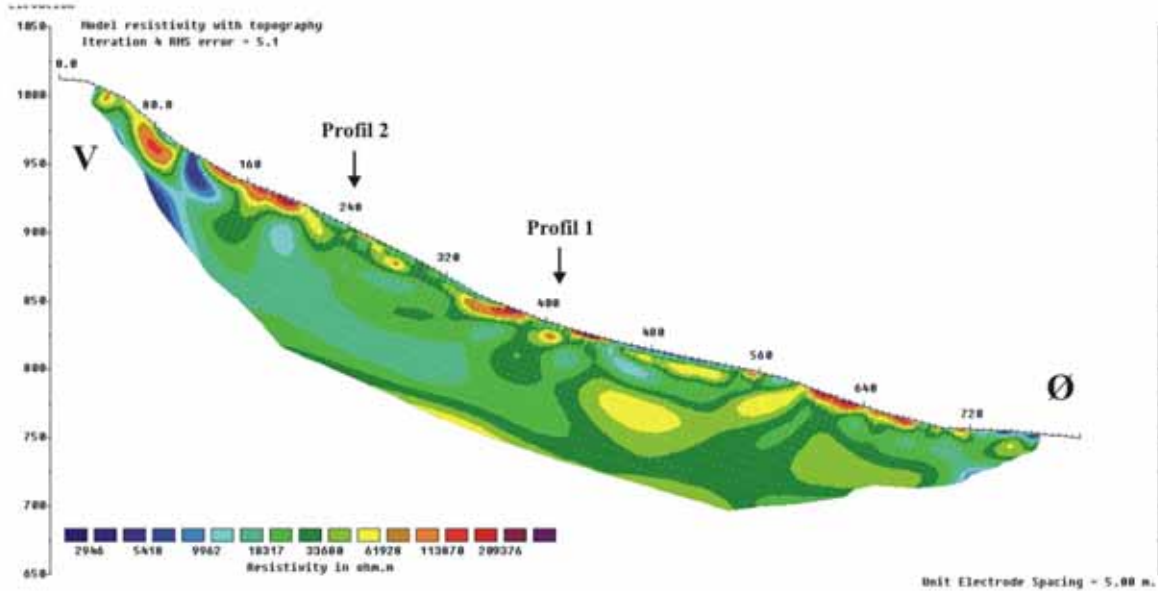
Wenner
Standard inversjon
Vert./Hor. Filter=0.5



Åknes

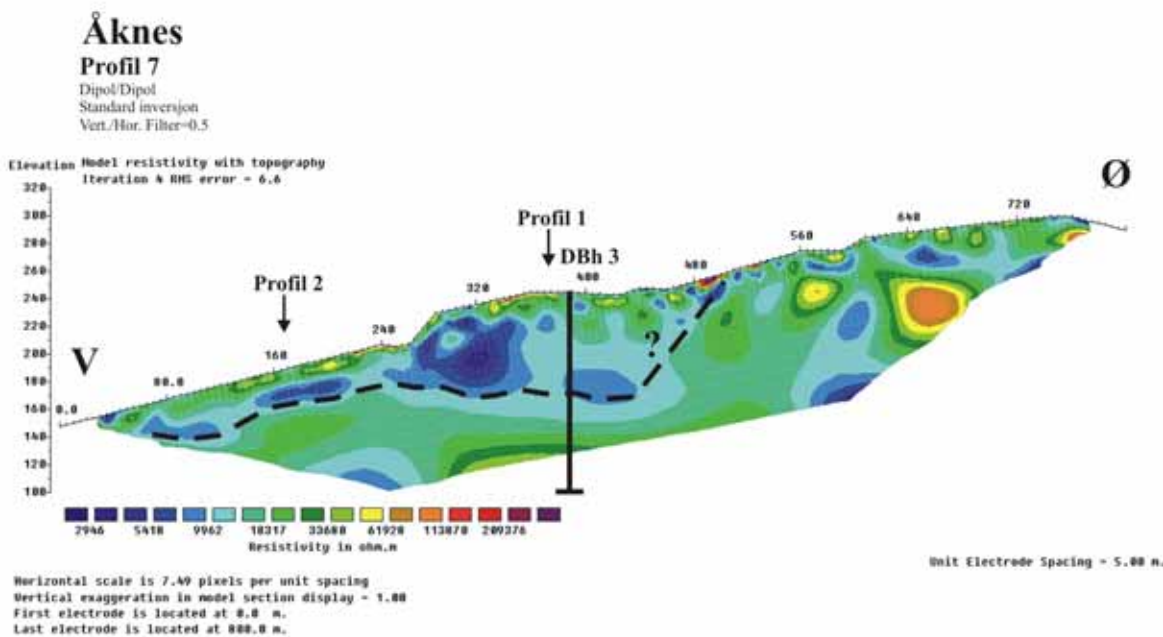
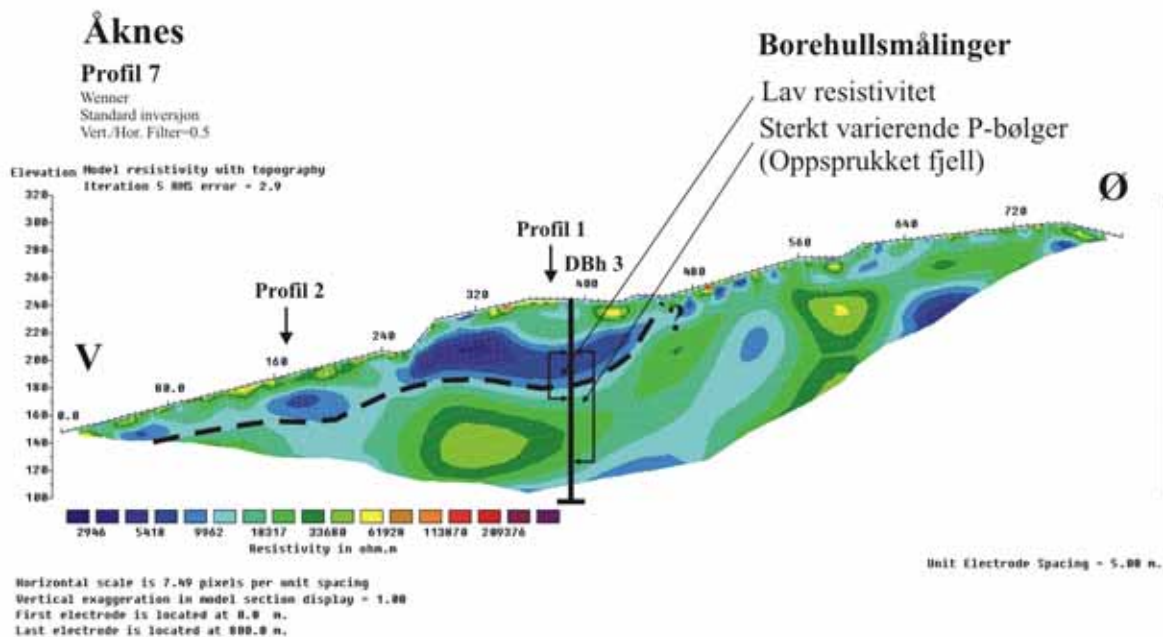
Profil 6

Dipol/Dipol
Standard inversjon
Vert./Hor. Filter=0.5



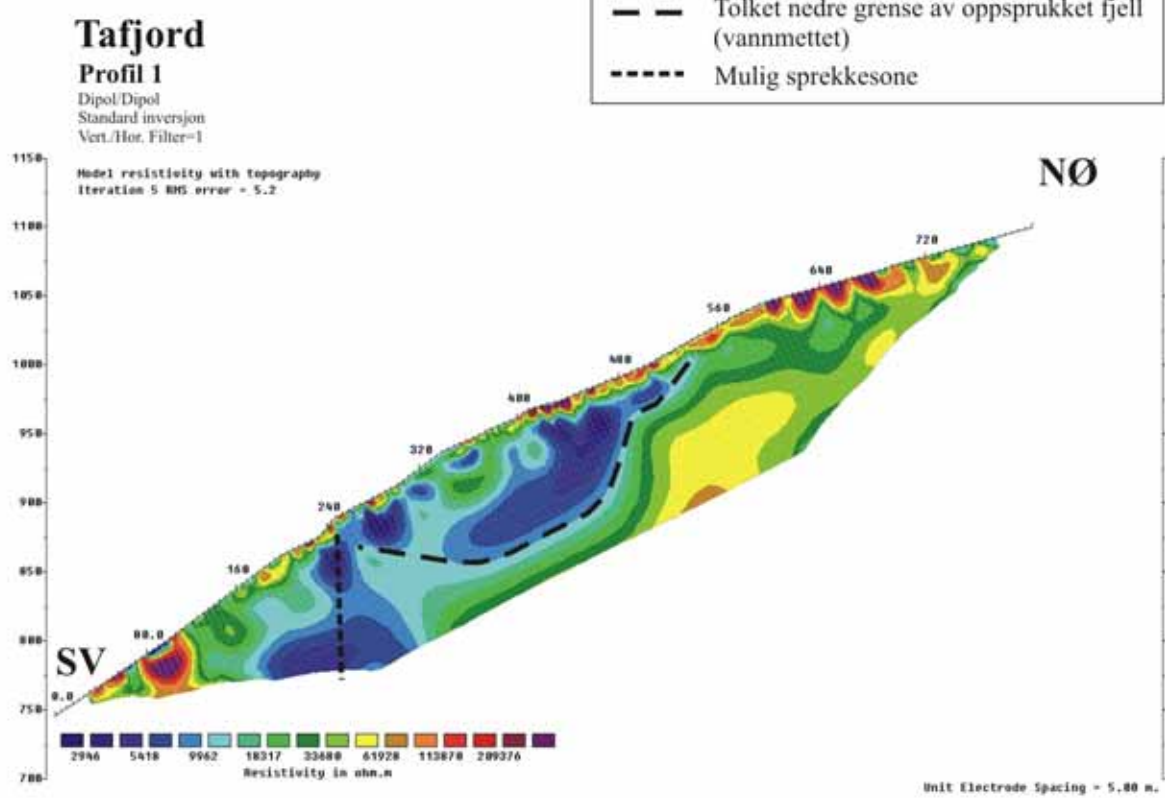
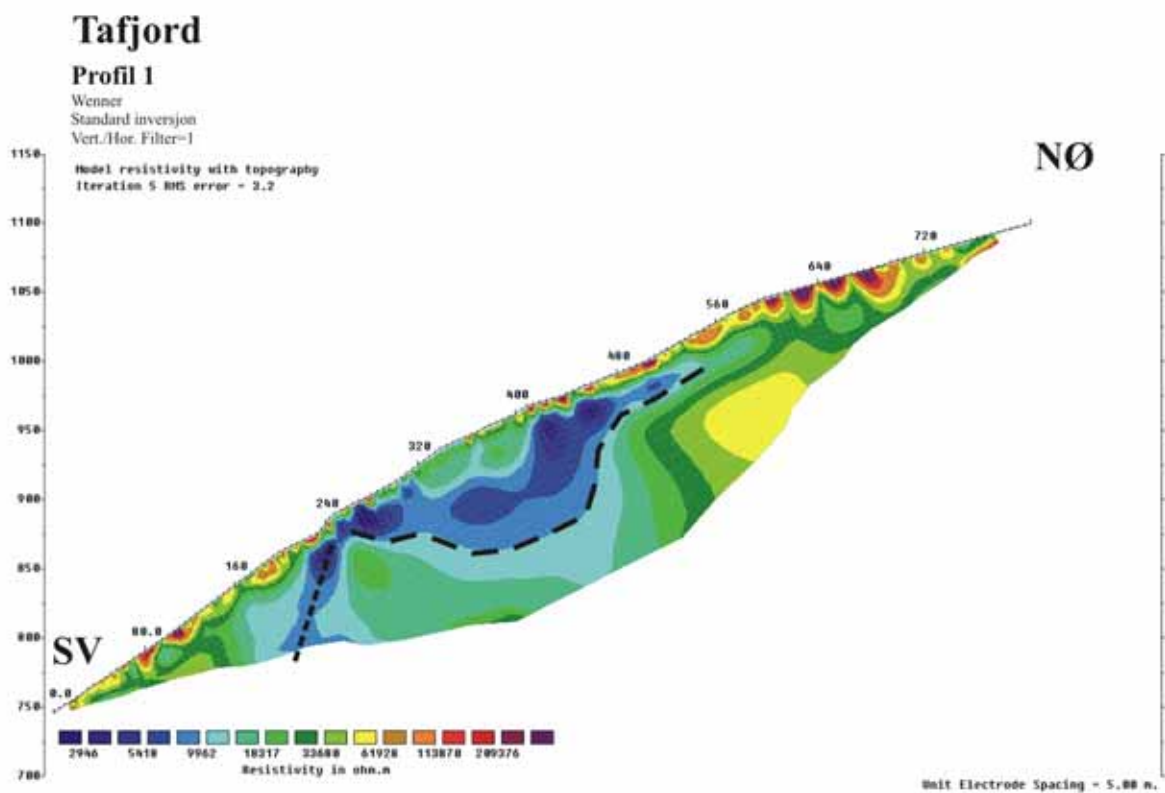
- Tolket nedre grense av oppsprukket fjell (vannmettet)
- - - - Mulig sprekkeseone

Figur 7. Åknes Profil 6. Beregnet resistivitet, Wenner og Dipol/Dipol.



- — Tolket nedre grense av oppsprukket fjell (vannmettet)
- Mulig sprekkeseone

Figur 8. Åknes Profil 7. Beregnet resistivitet, Wenner og Dipol/Dipol.



Figur 9. Tafjord Profil 1. Beregnet resistivitet, Wenner og Dipol/Dipol.

4.2 Refraksjonsseismikk

Den geofysiske tolkningen av seismikkprofil 1 er vist i figur 10. Det er registrert tre gjennomgående hastighetslag langs profilet. I overflatelaget varierer seismisk hastighet i området 300-450 m/s. Tykkelsen av laget er beregnet å variere stort sett mellom fire og fem meter, men kan nå opp i vel seks meter ved koordinat 30. Overflatelaget regnes å bestå av tørre ur/skred-avsetninger.

I laget under er seismisk hastighet beregnet til ca. 2500 m/s langs øvre nordlige del av profilet og ca. 2200 m/s langs nedre sørlige del. Lagtykkelsen er ca. 15 meter i nordligste del, men øker til bortimot 20 meter midtveis i profilet og videre til 22-23 meter i sør. Laget regnes å representere oppknuet/kraftig oppsprukket fjell som er godt drenert (tørt).

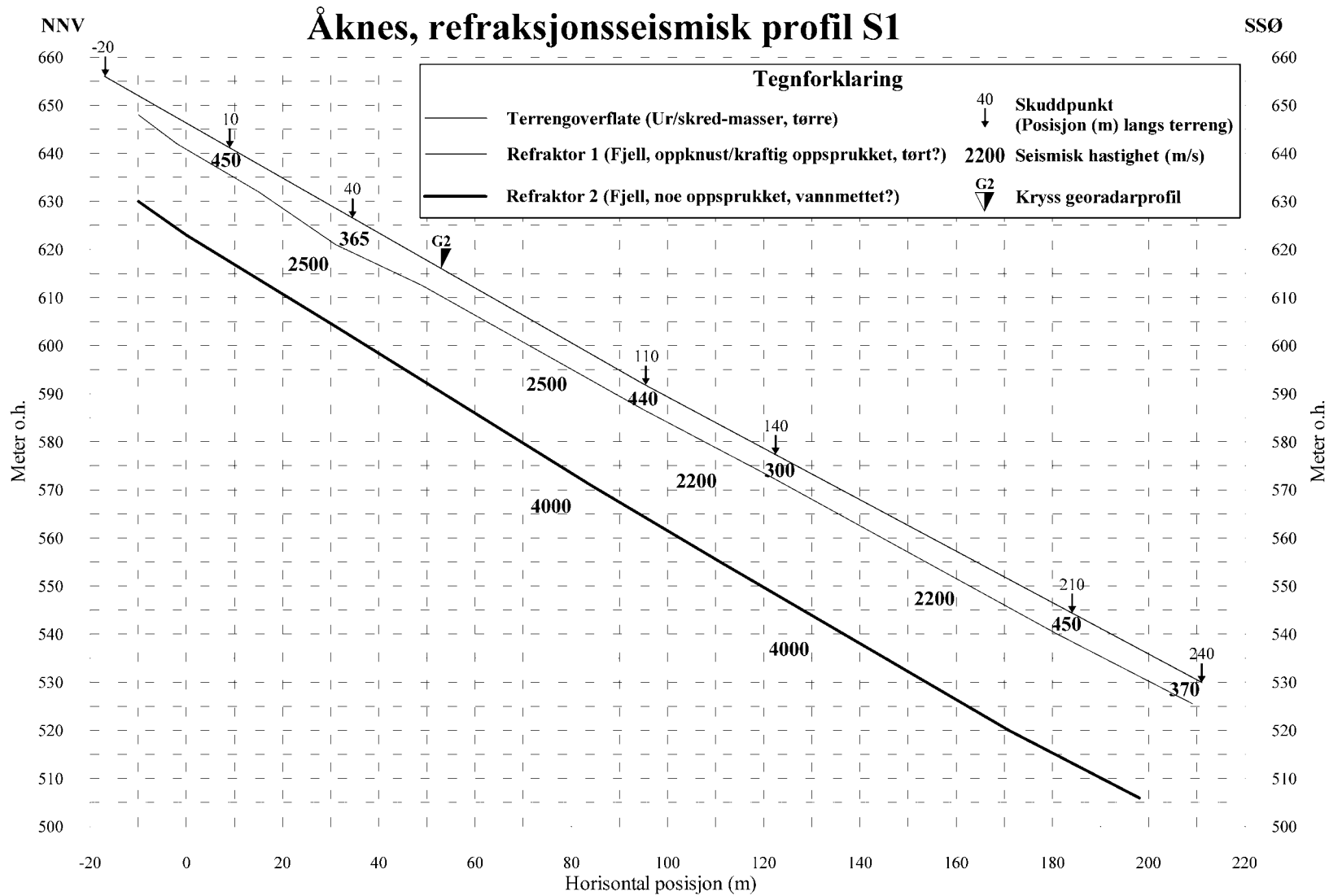
I nederste registrerte lag er seismisk hastighet bestemt til ca. 4000 m/s sentralt i profilet, men hastigheten regnes å være gjeldende langs hele profilet. Hastigheten representerer fjell som sannsynligvis er en del oppsprukket, men som antas å være vannmettet. Ut fra den presenterte modellen for området (avsnitt 2) og kjennskap til hastigheter i ikke oppsprukket fjell, burde en på dypet kunne påvise et lag med hastighet større enn ca 5000 m/s (massivt fjell). Slik disse målingene er utført, er det mulig å påvise lag med økende hastigheter mot dypet ned til ca 80 meter. Når et slikt lag ikke kan ses på dette profilet kan det derfor tyde på at dypet til massivt fjell er større enn 80 meter.

Refraksjonsseismisk profil 2 ble opprinnelig tolket av Michel Dietrich i Grenoble, men retolket av Jan F. Tønnesen ved NGU. Det er store sprik i tolkningen, og i det presenterte profilet er det NGUs tolkning som vises (figur 11). Tolkingen bærer preg av at den er basert på få skuddpunkter (3 langs profilet og 2 fjernskudd). Dette gjør størst utslag i at hastighetene i de forskjellige massene blir relativt dårlig bestemt, noe som i sin tur gir usikre dybdeanslag. Lagdelingen blir imidlertid relativt klar.

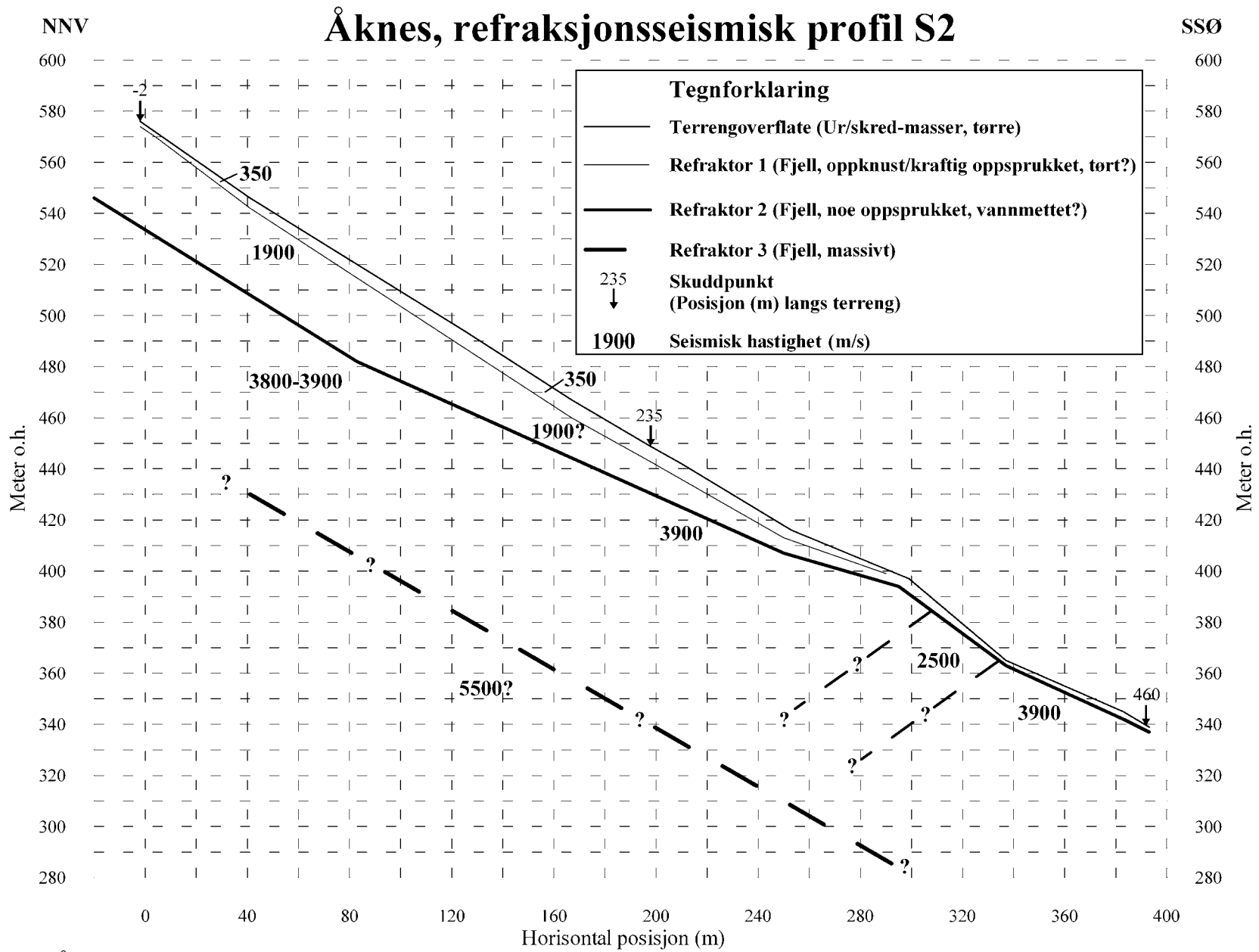
Øverst i profilet indikeres, som i profil 1, et lag med hastighet ca 350 m/s. Tykkelsen varierer fra 2 til 6 meter, men kiler ut i nederste del av profilet. Hastigheten er forenlig med tørre ur-/skred-masser. Under dette finner vi et lag med tykkelse vel 30 meter ved starten av profilet, men som også kiler ut, og kan bare utgjøre et tynt overflatelag de siste 100 metrene av profilet. Laget vises klart ved skuddpunkt -2, og vagt ved skuddpunkt 235. Hastigheten er satt til 1900 m/s, men denne indikeres kun ved skuddpunkt ved -2 meter, og verdien er derfor meget usikker. Hastigheten er forenlig med tørt kraftig oppsprukket fjell.

I neste lag i pakken er hastigheten relativt godt bestemt til 3800 – 3900 m/s. Tykkelsen av laget normalt terrenget er tolket til 60-70 meter i starten av profilet, men øker til rundt 90 meter lengst nede på profilet. Laget kommer nesten ut i dagen ved posisjon 300. Dette tilsvarer 350 meter langs profilet, og ved koordinat 1150 på resistivetsprofil 1. Det er klare indikasjoner på lavere hastighet (2500 m/s) i en lengde av 30 meter langs overflaten ved posisjon 320, og det er indikasjoner på at sonen "faller" mot profilretningen (mot NNV). Denne lavhastighetssonen kan ligge som en tynn blindsoner oppunder laget med hastighet 1900 m/s, uten å gi noen signatur. Hastigheten i laget indikerer vannmettet noe oppsprukket fjell, mens lavhastighetssonen regnes å bestå av sterkt oppsprukket fjell.

De to fjernskuddene viser klart at en på 90-100 meters normaldyb (100-110 meters vertikaldyb) har et siste lag med hastighet 5500 m/s. Hastigheten er dårlig bestemt, men klart over 5000 m/s, og representerer derved massivt lite oppsprukket fjell.



Figur 10. Åknes. Refraksjonsseismisk tolkning profil S1.



Figur 11: Åknes. Refraksjonsseismisk tolkning profil S2.

4.3 Georadar

Resultatene fra georadarmålingene er vist i figurene 12 – 16. Profilenes plassering er vist på kartbilag –03 (her kalt G1 og G2). Hastighetsanalyse, CMP-måling, er utført på tvers av profil G1 ved posisjon 600. Tolket EM-bølgehastighet er 0.10 m/ns.

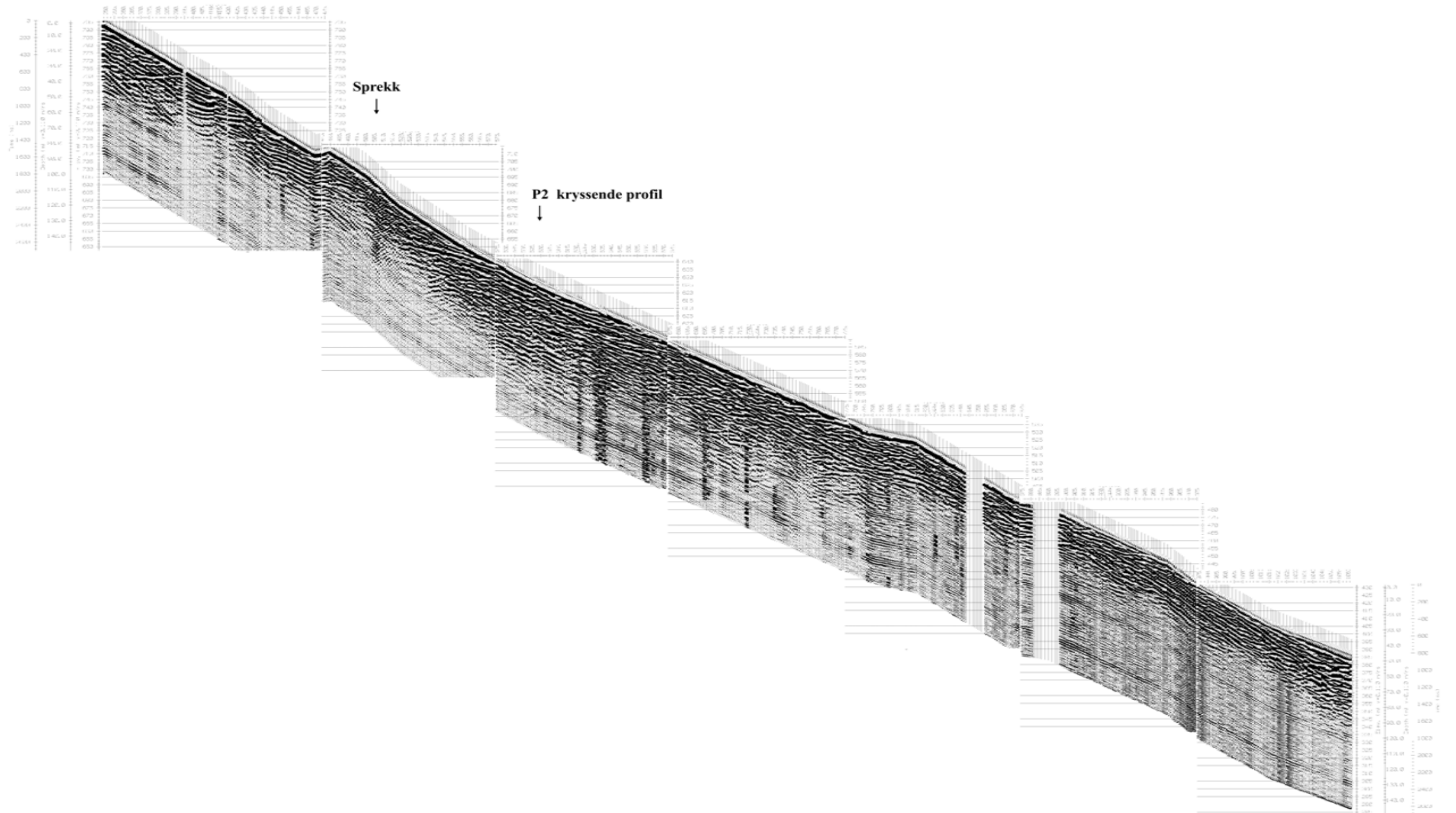
Figur 12 viser profil G1. Penetrasjonen varierer fra 30 – 60 m med et gjennomsnitt på ca 40 m. Profilet går nedover fjellsiden. Opptaket er terrengkorrigert og viser en sann helning. Flere reflektorer indikeres og på Figur 13 er utvalgte hovedstrukturer markert og fargelagt. En merker seg spesielt tilnærmet horisontale strukturer (markert med gul farge) som ser ut til å gå ut i dagen. En spesielt tydelig struktur opptrer like nedenfor hovedsprekken. En ser videre flere strukturer som delvis følger terrenget (foliasjonen?). Tydelig lagdeling observeres ovenfor hovedsprekken og på nederste del av profilet. Manglende data på enkelte punkter skyldes at senderen ikke fungerte.

I Figur 14 er de tolkede strukturene og penetrasjonsdypet plottet inn på 2D resistivitetsprofilet. På deler av profilet faller penetrasjonsdypet delvis sammen med nedre grense av lavmotstandslaget som er tolket som oppsprukket fjell. Dersom det er massivt fjell under dette lavmotstandslaget kan det også forklare at EM-bølgene stopper her. Dette skyldes vanligvis at det er mindre med strukturer i massivt fjell som gir refleksjoner. Det er vanskelig å se noen sammenheng mellom de horisontale georadarstrukturene og resistivitetsdata (se Figur 14).

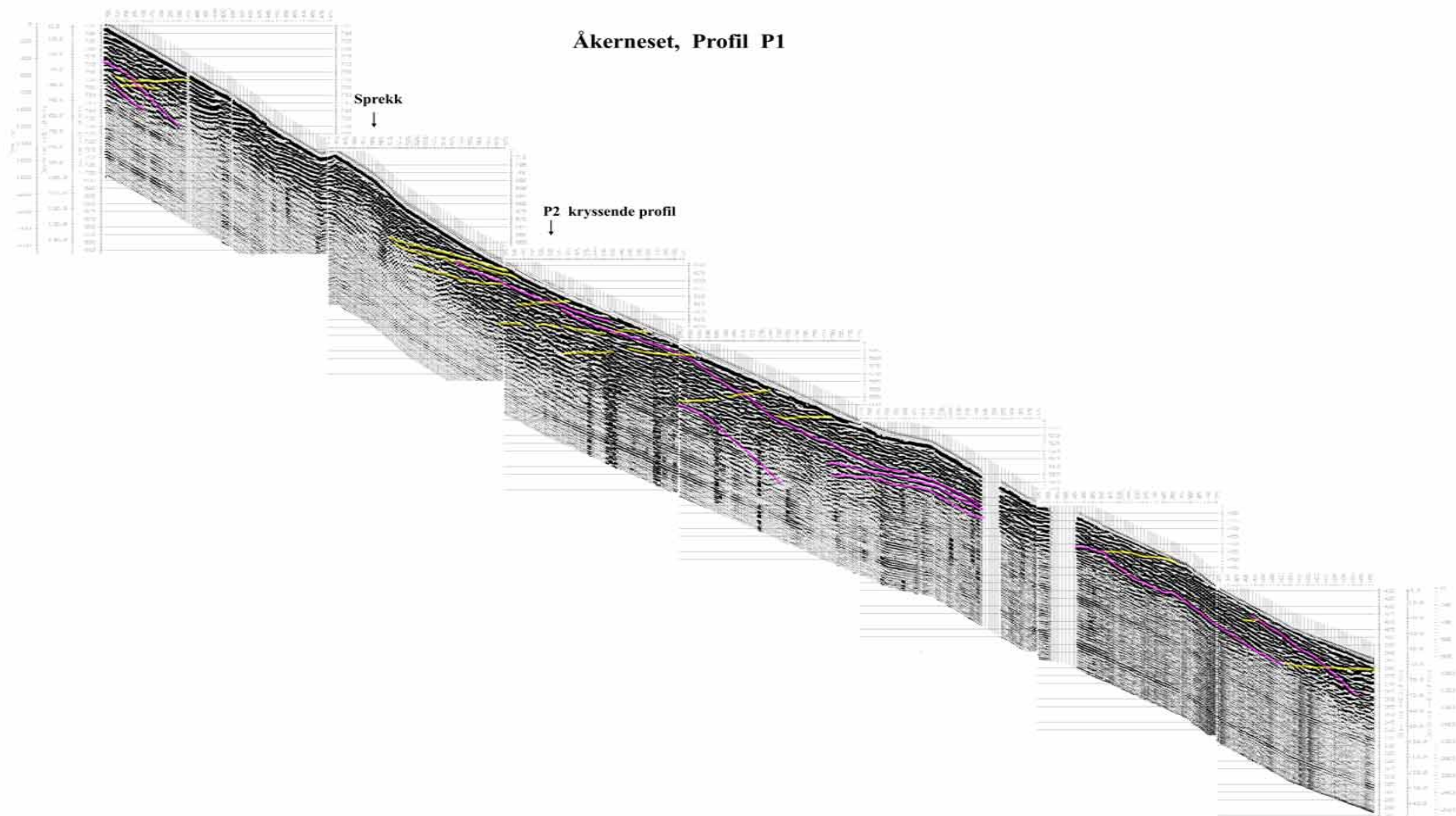
Den tydeligste strukturen observeres like nedenfor hovedsprekken. Nedenfor denne observeres flere (noe mer utydelig) tilsvarende strukturer over en strekning på ca 200 m. En kan da stille seg spørsmål om dette er strukturer forårsaket av fjellets bevegelse og at det er sprekker/glideplan som indikeres. Kan det være flere blokker /partier som er i bevegelse?

Figur 15 viser resultatene fra profil G2 som går på tvers og krysser G1 ved posisjon 600. Data presenteres som ordinære opptak, migrert seksjon og ordinært opptak med tolkede strukturer. Reflektorer som skrår nedover i opptakene vil bli avbildet med en for slak vinkel. Ved å gjøre en spesiell prosessering på dataene (migrering) vil helningen på denne type reflektorer få et riktig fall, og samtidig vil kunstige effekter fra punktkilder (hyperbler) bli korrigert. Penetrasjonen er 30 – 40 m. Også her er observerte strukturer (reflektorer) markert og fargelagt. En tydelig tilnærmet horisontal struktur observeres fra starten av profilet til posisjon 120 der den går ut i dagen. Strukturen faller delvis sammen med en lavmotstandssone indikert på resistivitetsprofil P3, se Figur 16. Penetrasjonsdypet faller stedvis sammen med bunnen av en lavmotstandssone på disse målingene. Den migrerte seksjonen gir et sannere bilde av fallet på de dippende strukturer, men detaljer blir mindre synlig.

Åkerneset, Profil P1



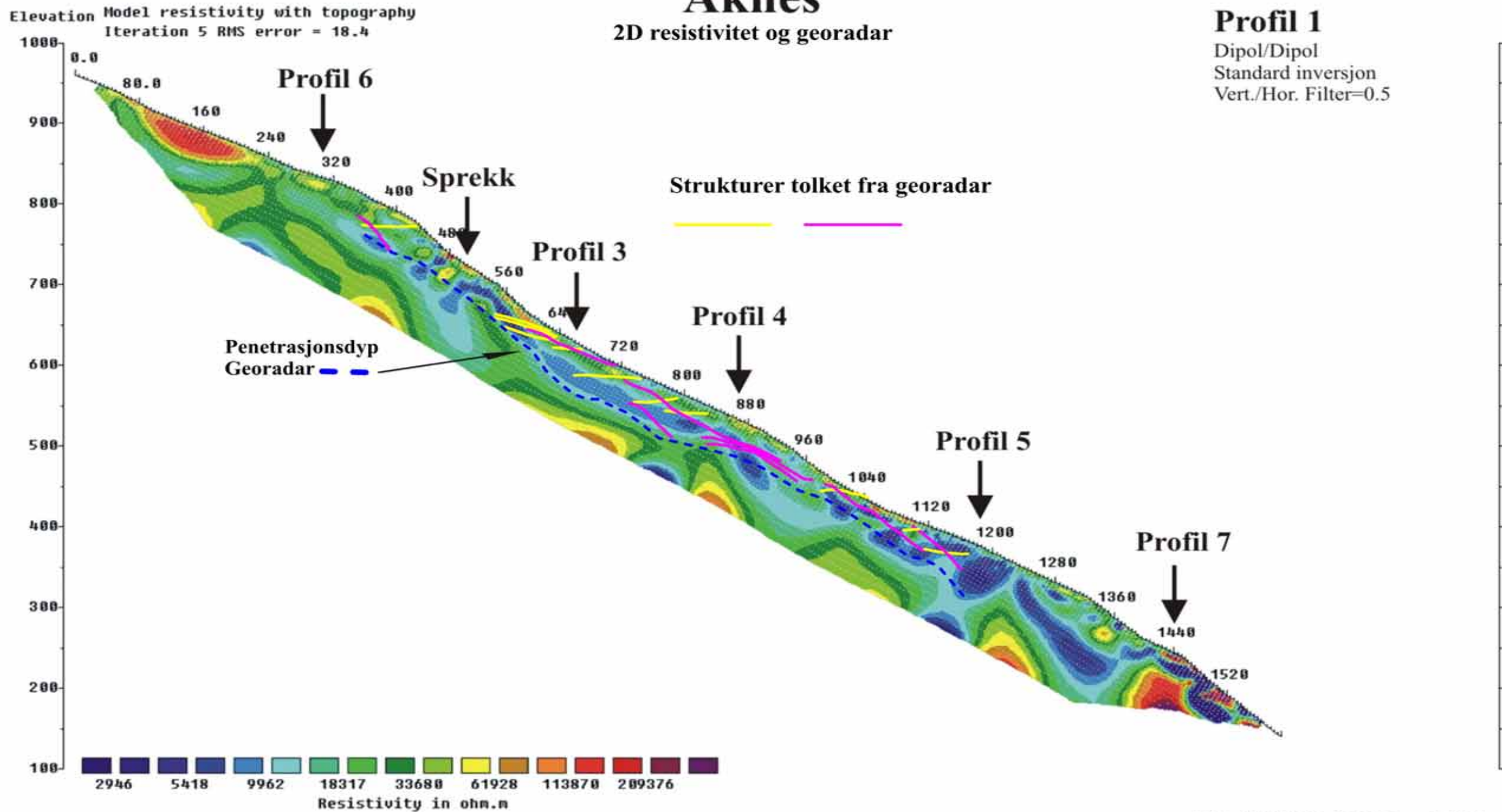
Figur 12. Åknes, georadar profil G1



Figur 13. Åknes, georadar profil G1 med utvalgte tolkninger.

Åknes

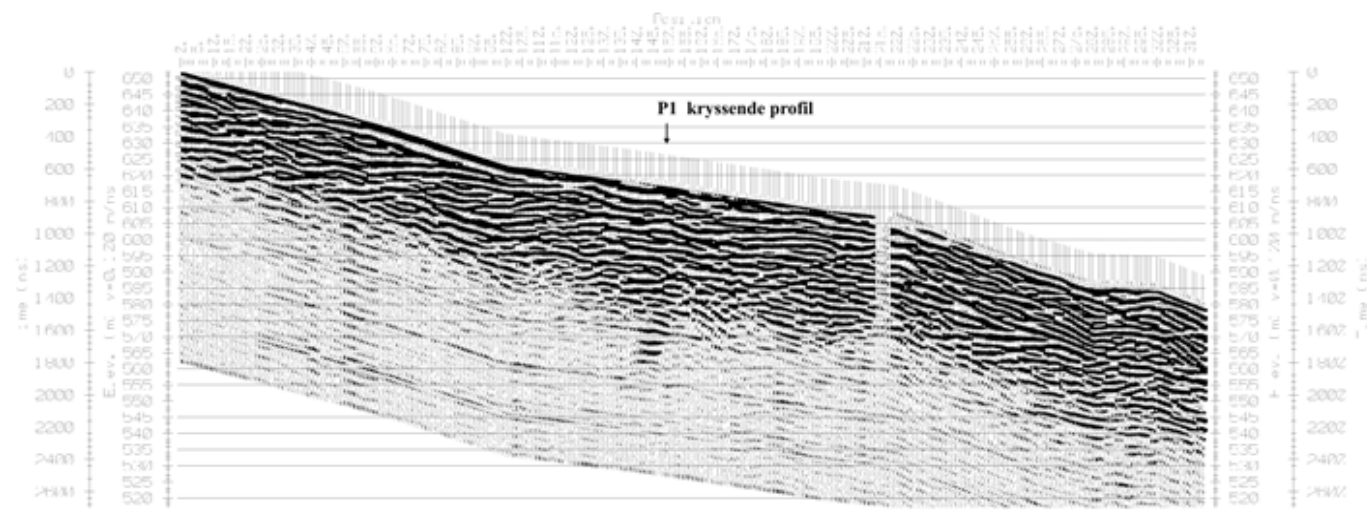
2D resistivitet og georadar



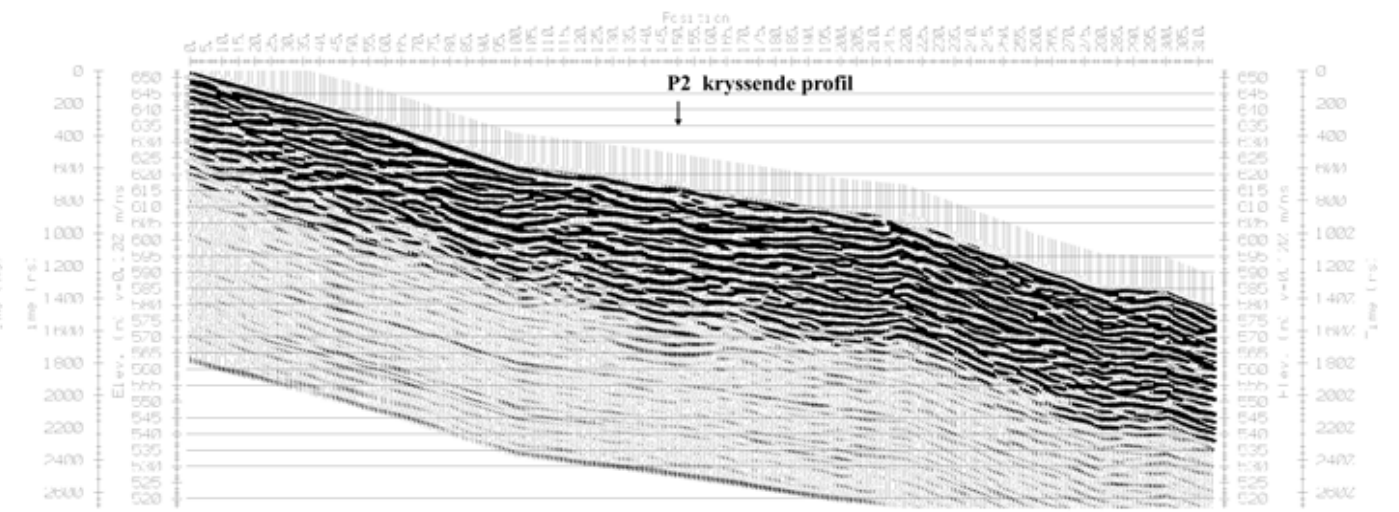
Horizontal scale is 3.75 pixels per unit spacing
Vertical exaggeration in model section display = 1.00
First electrode is located at 0.0 m.
Last electrode is located at 1600.0 m.

Figur 14. Åknes, georadar profil G1 sammenstilt med 2D resistivitet

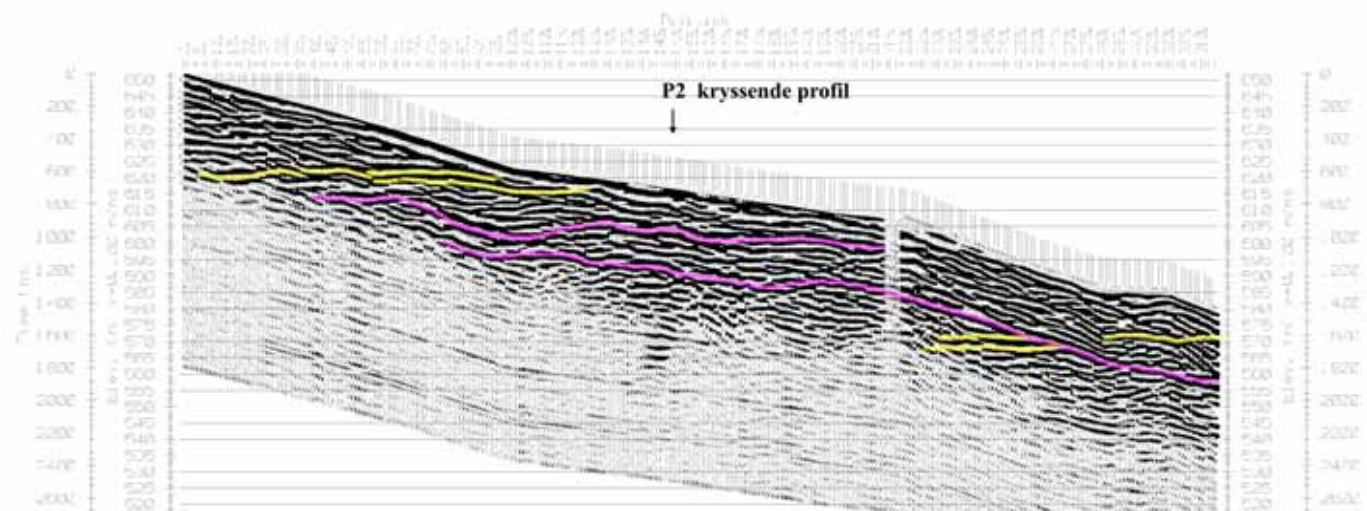
Åkneset, Profil 2
Georadar



Åkneset, Profil 2
Georadar, migrert



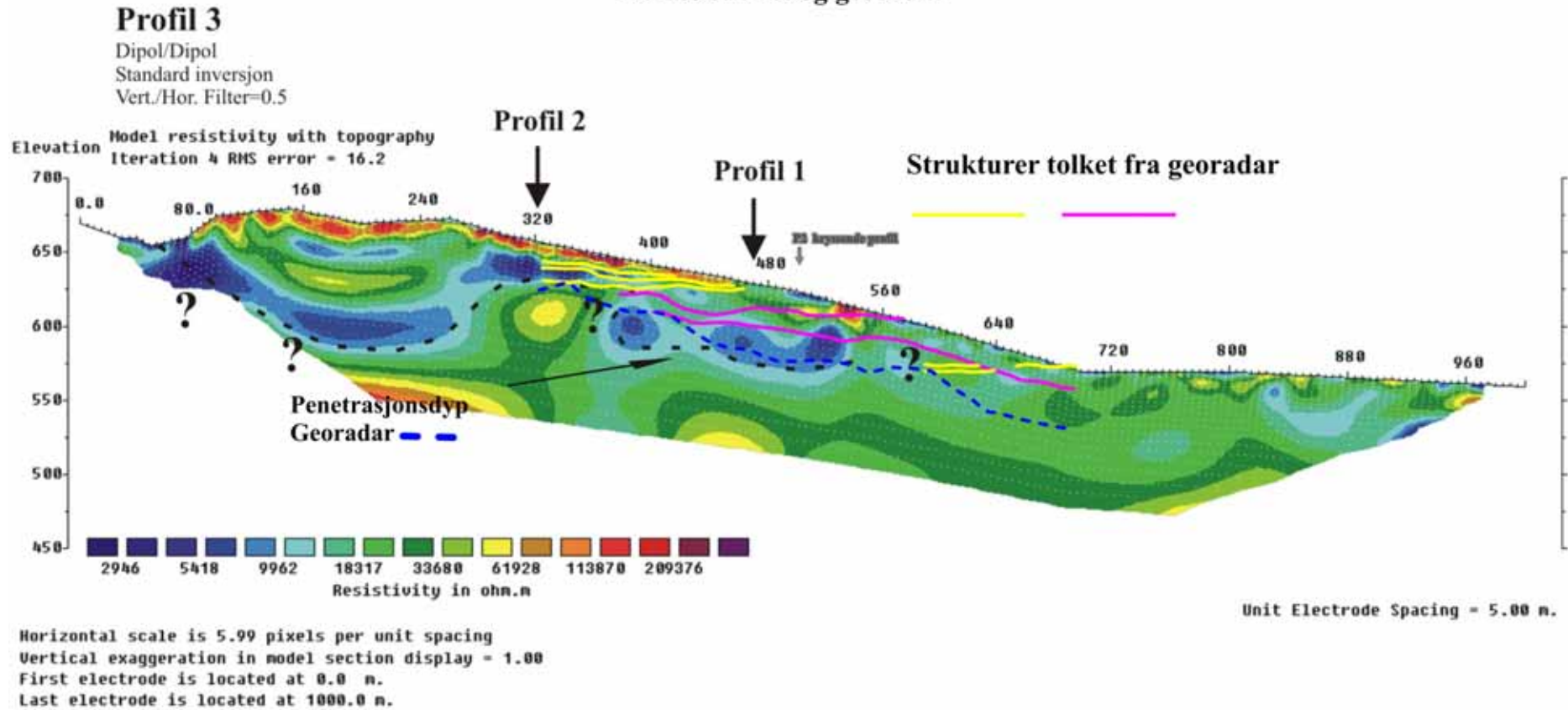
Åkneset, Profil 2
Georadar



Figur 15. Åknes, georadar profil G2.

Åknes

2D resistivitet og georadar



Figur 16. Åknes, georadar profil G1. Sammenstilt med 2D resistivitet.

4.4 Borehullslogging

NGU har utført borehullsmålinger i tre hull, Bh1B, Bh2 og Bh3. Det ble målt temperatur, elektrisk ledningsevne i vann, total naturlig gammastråling, resistivitet i fjell og lydshastighet i fjell (seismisk hastighet). Alle disse parametere unntatt gamma, må måles i vannfylte hull. Vannivået var dypt i alle hull, Bh2: 53 m og Bh3: 42 m. Bh1b (skråhull) var tørt. Ut fra de geofysiske bakkemålingene og kjerneboringene var området over vannspeilet det mest interessante med hensyn til oppsprekking og ustabil fjell. Det ble derfor forsøkt å fylle opp hullene med vann, men dette viste seg umulig. Store vannmengder ble pumpet ned i hullene, men vannivået steg ikke. Alt vannet forsvant ut i fjellet. I tillegg til nevnte målinger har NGI utført målinger med georadar i Bh2 og Bh3 (Iwe 2005).

Bh1A, midtre loddhull, var tørt ned til 48.5 m, hvor en utrast stein blokkerte borehullet (observert med videokamera). Bh1B, skråhull med fall 60 ° mot nord, var åpent men tørt til bunns (149 meter). Kun gammalogg ga fornuftige data i dette hullet. Temperatur ble målt men det er da lufttemperaturen i borehullet, og denne behøver ikke avspeile temperaturen i fjellet.

På grunnlag av målt resistivitet i fjellet og porevannets resistivitet kan porøsiteten beregnes ved å benytte Archies lov (se tekstbilag 4). Dette forutsetter at en kjenner verdien på to parametere (sementeringsfaktor og kornformfaktor) som beskriver den spesielle bergarten. Disse er ikke kjent for denne undersøkelsen, men en har valgt å benytte verdier fra undersøkelser på tilsvarende bergarter fra Sverige (Thunehead og Olsson 2004). Den beregnede porøsitet må derfor betraktes som relative verdier. Tilsvarende kan en fra målte seismiske hastigheter (P-bølge og S-bølge) beregne Poissons forhold (tekstbilag 5). Ved loggingen av hullene ved Åknes viste det seg at det var svært vanskelig å bestemme S-bølgehastigheten, og både presentasjonen av denne og Poissons forhold utelates.

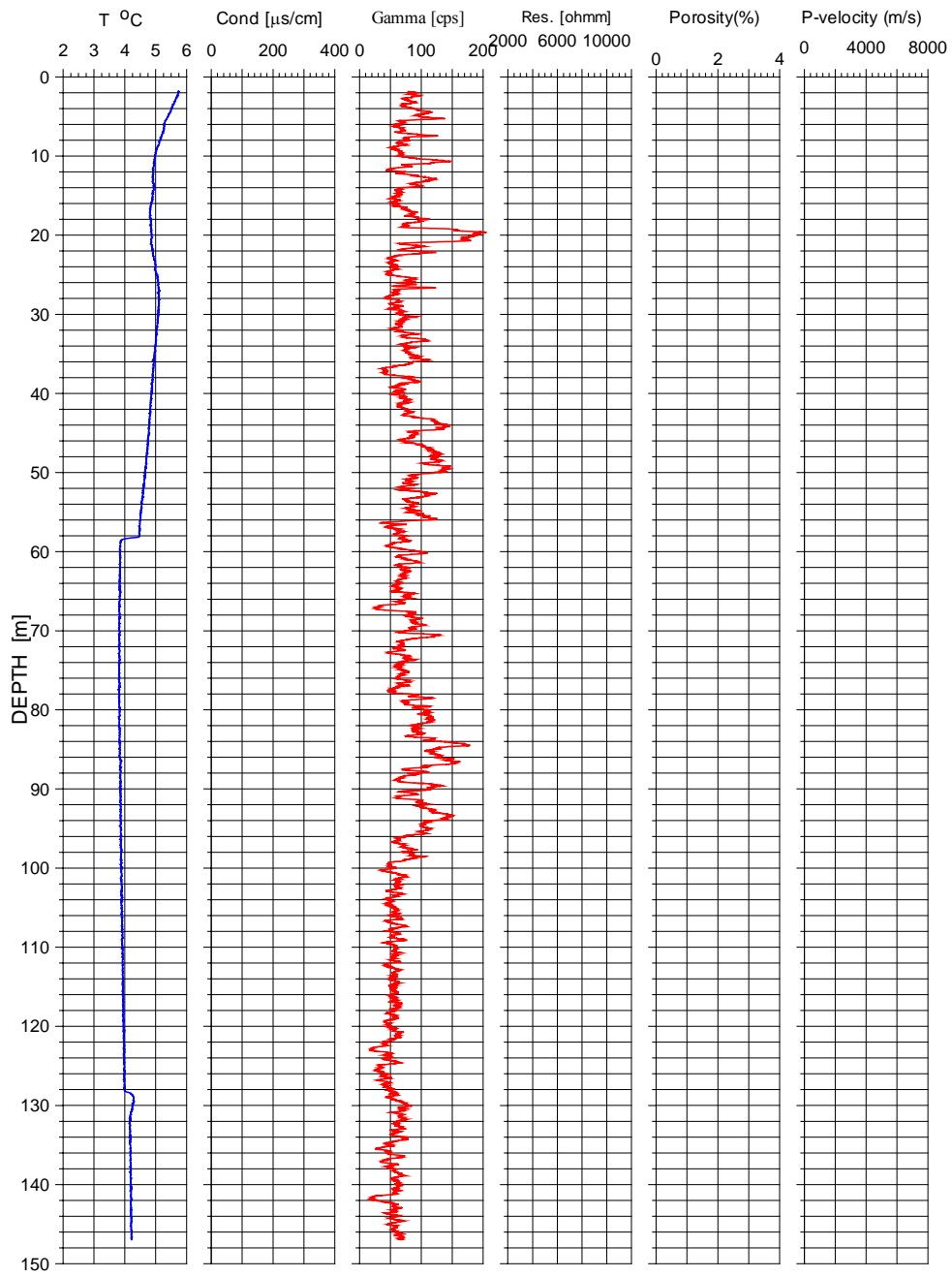
4.4.1 Bh1B

Som nevnt var Bh1A (loddhull) tett ved 48.5 m. Bh1B var boret på samme sted vinkelrett på terrenget dvs. 60° fall. Dette hullet viste seg imidlertid å være tørt. Hullet var boret til 150 m. Dette er svært merkelig og vanskelig å forklare. I Bh1A, loddhullet like ved, sto vannet ved 48,5 meter.

Figur 17 viser temperatur- og gammalogg for Bh1B. Temperaturen er høyest øverst i borehullet. Økningen helt øverst skyldes oppvarming fra sommeren (hullet ble målt i oktober). Temperaturen faller brått med ca 0.6 °C ved 58 m og fra dette dyp måles en svak temperaturøkning mot bunnen av hullet. Videoinspeksjon av hullet gjort av Stranda kommune viser innstrømning av store mengder vann fra ca 59 m. Ned til dette dyp er det tørt. En forklaring kan være at borehullet drenerer ut vannet som egentlig er i fjellet på dette dyp. Da hullet ikke fylles opp må det bety at vannet strømmer ut av hullet nær bunnen.

Gammaloggen viser stor variasjon ned til ca 100 m. Fra dette dyp blir kurven mye roligere og ligger på et lavere nivå. Det er mineralsammensetningen (bergartstype) som bestemmer hvor stor den naturlige gammastrålingen er. Kjerneloggen fra diamantboringen viser at andelen lyse mineraler er mye større over 100 m enn under (muntlig meddelelse fra Guri Venvik Ganerød). De lyse mineralene er kvarts og feltspat og feltspat med kalium vil gi økende gammastråling. Såfremt det ikke er leirfylte sprekker påvirkes ikke gammaloggen av oppsprekking.

Åkneset, Bh 1b



Figur 17. Åknes Bh1b. Borehullslogger

4.4.2 Bh3

Bh3, nederste hull, ble logget med alle sonder. Vannspeilet var på 42 m. Forsøk på å fylle hullet med vann mislyktes da vannet bare forsvant ut i fjellet. Figur 18 viser resultatene fra loggingen, henholdsvis temperaur, vannets elektriske ledningsevne, total gammastråling, fjellets resistivitet ("long normal" konfigurasjon), beregnet porøsitet, P-bølgehastighet og sprekkefrekvend fra geologisk logging av kjernene. Piler til høyre angir refleksjoner kartlagt med georadar (se avsnitt 4.5).

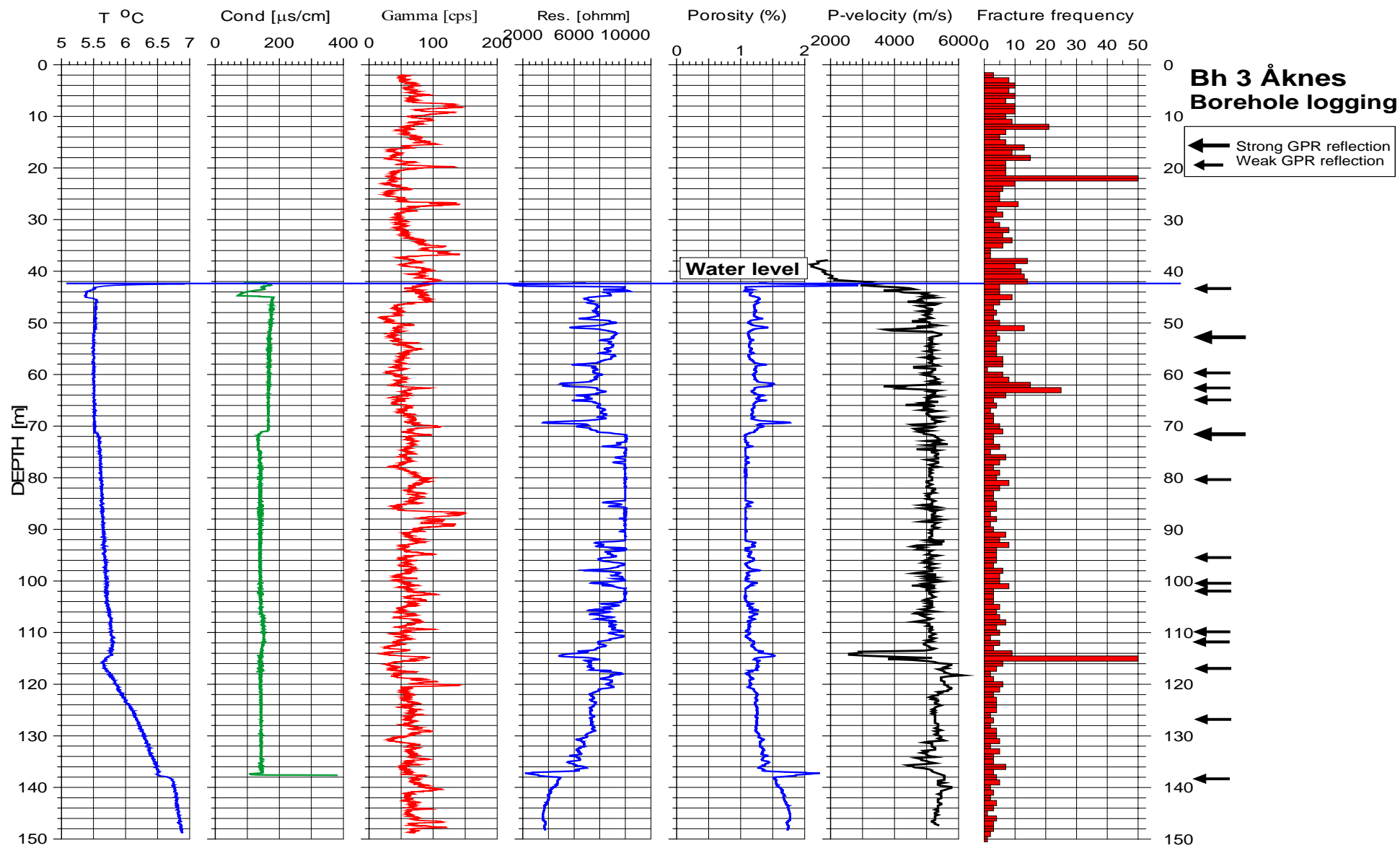
Det er flere sammenfallende indikasjoner på alle loggene som tyder på sprekkesoner. Sammenfallende sprekkeindikasjoner observeres ved 70-71 m, 115 m og 137-138 m. Gammaloggen gir ingen indikasjon på disse sprekkenene.

Ved 70 m øker temperaturen og ledningsevnen faller. Dette indikerer vanninnstrømning. Resistiviteten faller merkbart og lyd hastigheten (P-bølge) avtar. Begge disse faktorene betyr oppsprukket fjell. Porøsiteten øker og sprekkefrekvensen øker også litt. Ved 115 m skjer det samme bortsett fra at temperaturen går litt ned. Lyd hastigheten er svært lav (2600 m/s) og sprekkefrekvensen 50 sprekker pr. meter.

Ved 138 m øker temperaturen brått og ledningsevnen i vannet øker betydelig (til over 1000 $\mu\text{S}/\text{cm}$). Videre er det lav resistivitet og lav lyd hastighet. Sprekkefrekvensen viser en svak økning.

Alle indikasjonene som er beskrevet ovenfor tyder på sprekker eller sprekkesoner som er vannførende. I tillegg til de tre hovedsonene viser både resistiviteten og lyd hastigheten variasjoner, spesielt ned til 115 m, som tyder på oppsprukket fjell. Under 115 m øker lyd hastigheten generelt og varierer mindre. Resistiviteten varierer også mindre under 115 m, men den går merkbart ned. Resistiviteten er generelt høy, særlig mellom 70 og 110 m. En ser av kurven at den "klippes" ved en målt verdi på 10000 ohmm. Dette skyldes måleteknikken i sonden. Høyeste målbare verdi er 12000 ohmm, verdier høyere enn det registreres som 12000 ohmm. Verdien på 10000 skyldes at resistiviteten er korrigert for ledningsevnen til vannet i borehullet.

Temperaturkurven viser et interessant forløp som krever spesiell oppmerksomhet. Fra vannspeilet og ned til 70-71 m er temperaturen konstant på ca 5.5 °C og ingen gradient observeres (noe som ville vært naturlig på dette dyp). Ved 70-71 m skjer en brå økning og temperaturen øker svakt ned til ca 115 m (midterste hovedsprekk). Gradienten her er 0.4 °C/100 m. Dette er langt lavere enn hva som er normalt (1.5 – 2.0 °C/100 m). Fra 115 m øker temperaturen sterkt med en beregnet gradient på 3.9 °C/100 m. Dette er mye mer enn normalt. Ved 138 m gjør temperaturen et hopp igjen (nederste hovedsprekk) og fortsetter med en gradient på ca 1.7 °C/100 m som betraktes som normal temperaturgradient. Hva skyldes så disse endringene i temperaturgradienten? Konstant temperatur fra vannspeilet og ned til 71 m kan tyde på at det varmen som strømmer oppover fra dypet transporteres vekk. Dette kan være en indikasjon på stor vanngjennomstrømning i fjellet generelt, eller spesielt på sprekken ved 71 meter. Mellom 71 og 115 er fjellet mindre oppsprukket men fremdeles strømmer vann gjennom fjellet og leder vekk varmen. Under 115 m antas vannstrømmen i fjellet å være minimal (liten oppsprekning), men den vertikale temperaturgradienten er unormal høy. En har ikke noen tilfredsstillende forklaring på dette foreløpig.



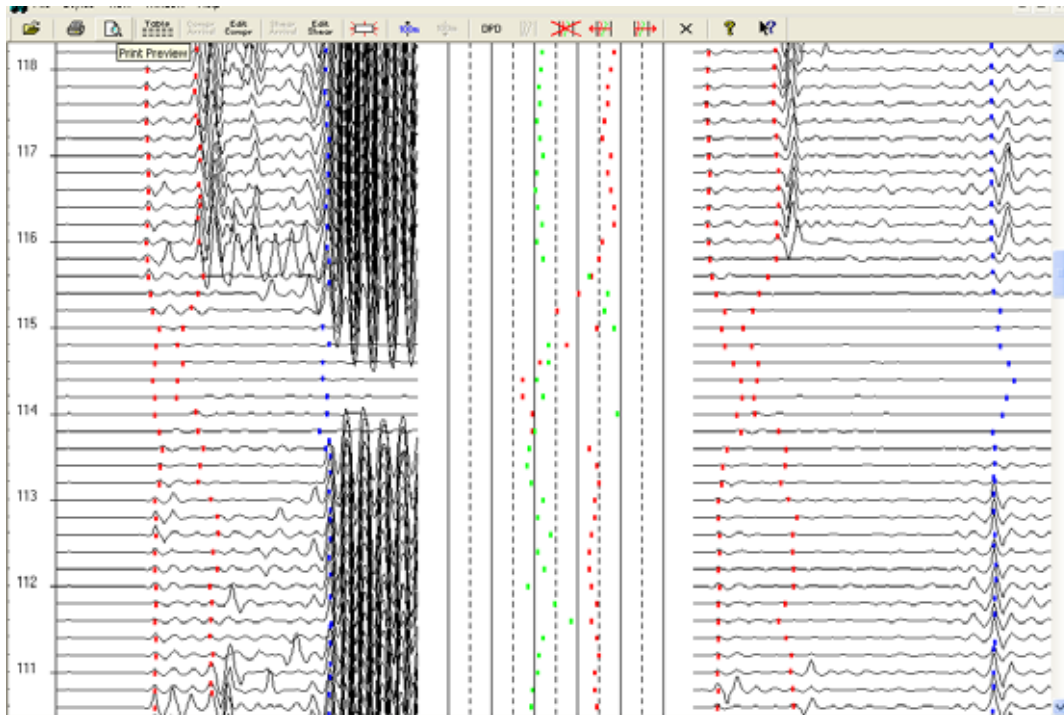
Figur 18. Åknes Bh3. Borehullslogger

Analyse av P- og S-bølgehastighet.

Som nevnt innledningsvis til dette kapittelet var det svært vanskelig å bestemme S-bølgehastigheten på grunn av manglende signal. Figur 19 viser et opptak av de seismiske bølgene for Bh3 fra 111 til 118 meter. Figuren viser ankomne bølger med utslag vertikalt og tid mot høyre. Til venstre vises opptaket fra nærmottaker og mens opptaket fra fjernmottaker vises til høyre. Kolonne i midten viser beregnet P-bølgehastighet i rødt og S-bølgehastighet i grønt. Opptakene er tolket automatisk, og røde markeringer viser først P-bølgeankomst og deretter S-bølgeankomst. Blå markering angir ankomsttid for bølge som går gjennom vannet.

Under 115 meter, fremstår ankomsten av P-bølge og S-bølge klart på både nær- og fjernmottaker. Dette gjelder helt til bunnen av borehullet. Mellom 114 og 115 meter forsvinner begge bølgene i begge mottakerne, noe som indikerer en markert svakhetssone. Over 114 meter kan en lese ut P-bølgeankomst, men S-bølgen opptrer kun sporadisk. Sistnevnte karakteriserer hele borehullet fra 114 meter og oppover så lenge en kan måle til vannspeil ved 42 meters dyp.

Som analysen viser, blir det gjort forsøk på å bestemme ankomst automatisk for begge bølgene på begge mottakerne. En ser her at det ikke er grunnlag for de tolkningene som er gjort, og beregnet S-bølgehastighet og stedvis også P-bølgehastighet blir feil. Av denne grunn blir også beregning av Poissons forhold feil.



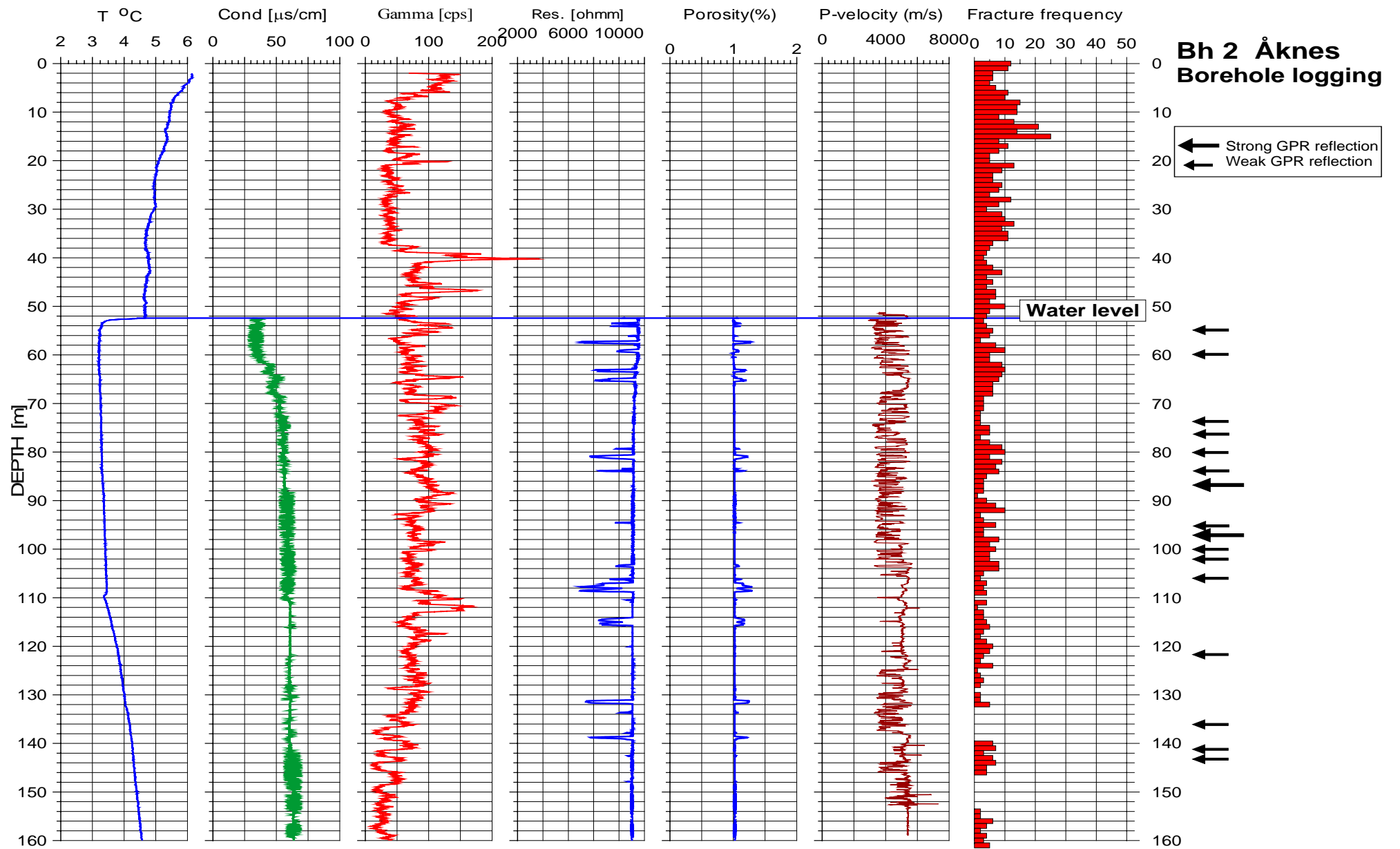
Figur 19. Analyse av seismiske hastigheter Bh3, 111 – 118 m.

4.4.3 Bh2

Figur 20 viser resultatene fra Bh2, øverste borehull. Under logging av lyd hastigheten oppstod en feil med tellehjulet på vinsjen slik at målingene ikke kunne utføres på ordinær måte. En fikk likevel data, men de lar seg ikke analysere med hensyn på S-bølge hastighet. Presentasjon av lyd hastigheten er derfor en automatisk tolkning av P-bølge hastighet som utføres for hver centimeter nedover hullet.

Temperaturkurven i Bh2 har nesten samme forløp som i Bh3 (diskutert foran). Under vannspeilet, som ligger på 53 m, øker temperaturen svakt, $0.5\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, ned til 110 m. Her skjer det en markert økning med en gradient på $2.1\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ mot bunnen av hullet. Det er nærliggende å bruke samme forklaring som for Bh3. Over 110 m er fjellet oppsprukket og vann strømmer gjennom borehullet som påvirker temperaturen på den måten at reell temperaturgradient ikke blir målt. Under 110 m er fjellet tettere og har liten vannstrømning. Det ser dermed ut som om det er godt samsvar mellom Bh2 og Bh3. Overgangen mellom oppsprukket og massivt fjell skjer i begge borehull ved en tydelig indikert åpen sprekk.

Vannets elektriske ledningsevne i Bh2 har flere små endringer som kan tyde på vanninnstrømning. Resistiviteten i fjell er generelt høy, og i mesteparten av borehullet ligger den over måleintervallet (opp til 12000 ohmm). En ser likevel tydelige lavmotstandssoner som faller sammen med sprekkendikasjoner på temperatur- og ledningsevnelogg, f.eks. ved 110 m. Gammastrålingen avtar mot bunnen av hullet på grunn av endring i mineralogien. Lyd hastigheten er det vanskelig å tolke (se innledningsvis i dette kapitlet), men den er mest stabil og høyest fra 106 – 122 m og under 138 m, altså i det området som antas minst oppsprukket. Sprekkefrekvensen er merkbart lavere under 110 m, og er størst over vannspeilet.

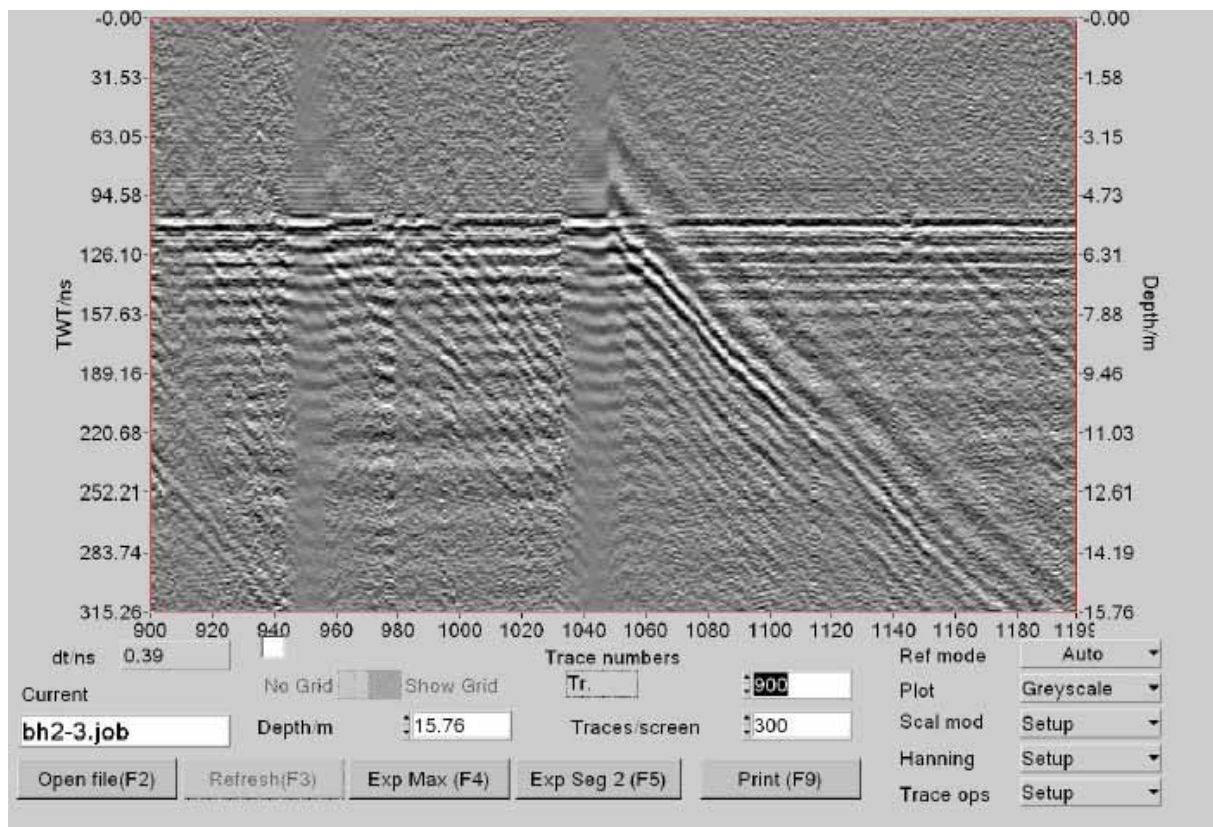


Figur 20. Åknes Bh2.Borehullsløgger

4.5 Borehullsgeoradar

Norges Geotekniske Institutt har gjort georadar i borehull Bh2 og Bh3. For fullstendige resultater av denne undersøkelsen henvises til NGI Teknisk notat (Iwe 2005). Figur 21 viser et utsnitt av opptak i Bh 2, 95 – 123 m. På grunn av at systemet trigges på tid, angis ikke dyp langs x-aksen men opptaksnummer. Flere skrå refleksjoner som indikerer sprekker observeres. Ved å sammenholde dette med resistivitetsdata fra samme borehull ser en at de angitte refleksjoner ser ut til å komme etter at en ledende sone er passert. Refleksjoner kommer aldri når en beveger seg mot en ledende sone (sprekk). Det antas at dette skyldes at strålingen fra senderantennen er styrt av kabelen som følger utstyret ned i hullet.

I Figur 18 og 19 (henholdsvis Bh 3 og 2) er indikerte sprekker angitt med piler. En skiller her mellom markerte (strong GPR reflection) og mindre markerte (Weak GPR reflection) soner.



Figur 21. Borehullsgeoradar Bh3. Eksempel på opptak fra 59 – 83 m.

5. DISKUSJON OG ANBEFALINGER

I det følgende blir de geofysiske data samlet inn i Åkneslia i 2004 og 2005 vurdert ut fra et geofysisk synspunkt. En mer omfattende geologisk tolkning vil bli utarbeidet senere.

5.1 Bakkemålinger

På grunnlag av den foreslåtte modell (avsnitt 2) for det ustabile fjellpartiet ved Åknes ble det valgt å utføre refraksjons- og refleksjonsseismikk, resistivitets- og georadarmålinger. Som resultatene viser har alle disse metodene unntatt refleksjonsseismikk gitt verdifull informasjon om den ustabile fjellsida. Metodene svarer på forskjellige petrofysiske egenskaper (lydhastighet, elektrisk motsand og dielektriske egenskaper), og utfyller derved hverandre. Metodene bør kunne komme frem til samme geologiske modell for området, men en skal ikke forvente at de gir det samme detaljerte bilde.

5.1.1 Seismikk

Seismikkprofil 1 var i utgangspunktet tenkt benyttet til refleksjonsseismikk. Her kom det ikke frem tolkbare resultater, og dette skyldes trolig flere forhold. Geofonene hadde for dårlig kontakt med bakken, og skuddpunktene burde vært boret ned i fjellet. Men, med den kjennskap en har til fjellkvaliteten en har i dag, er det tvilsomt om en kunne forventet noe særlig bedre resultat. Fjellet er intenst oppsprukket, og høyfrekvent energi en er avhengig av for å få detaljerte avtegninger av undergrunnen, ville blitt dempet og spredt, slik at lite har kommet opp til overflaten.

De refraksjonsseismiske målingene NGU utført (profil 1) gikk greit. Selv om en ikke fikk topp kvalitet på data, var det fullt ut mulig å tolke disse. Selve utførelsen ble sterkt hindret av topografien, og en burde hatt skuddpunkt både minst 300 meter ovenfor og nedenfor selve utlegget. Med dette har en fått informasjon om dypet ned til stabilt fjell med antatt lydhastighet 5000 m/s eller høyere. Ut fra måledata kan en si at stabilt ikke oppsprukket fjell ligger dypere enn ca 80 meter.

Tolkningene av både seismikkprofil 1 og 2 er gjort på fritt grunnlag uavhengig av andre resultater. De stemmer både med den foreslåtte modell (figur 1), og med resistivitetsprofilene 1 og 2. Spesielt interessant er det å merke seg utkilingen av lag 2 (1900 m/s) på profil 2 faller sammen med at laget med lav resistivitet kommer ut mot dagen. Her er det også observert fuktighet i bakken, noe som sannsynliggjør at laget er vannmettet.

Refraksjonsseismikken gir mye og viktig informasjon om det ustabile fjellpartiet, og nye målinger i utvalgte områder bør vurderes.

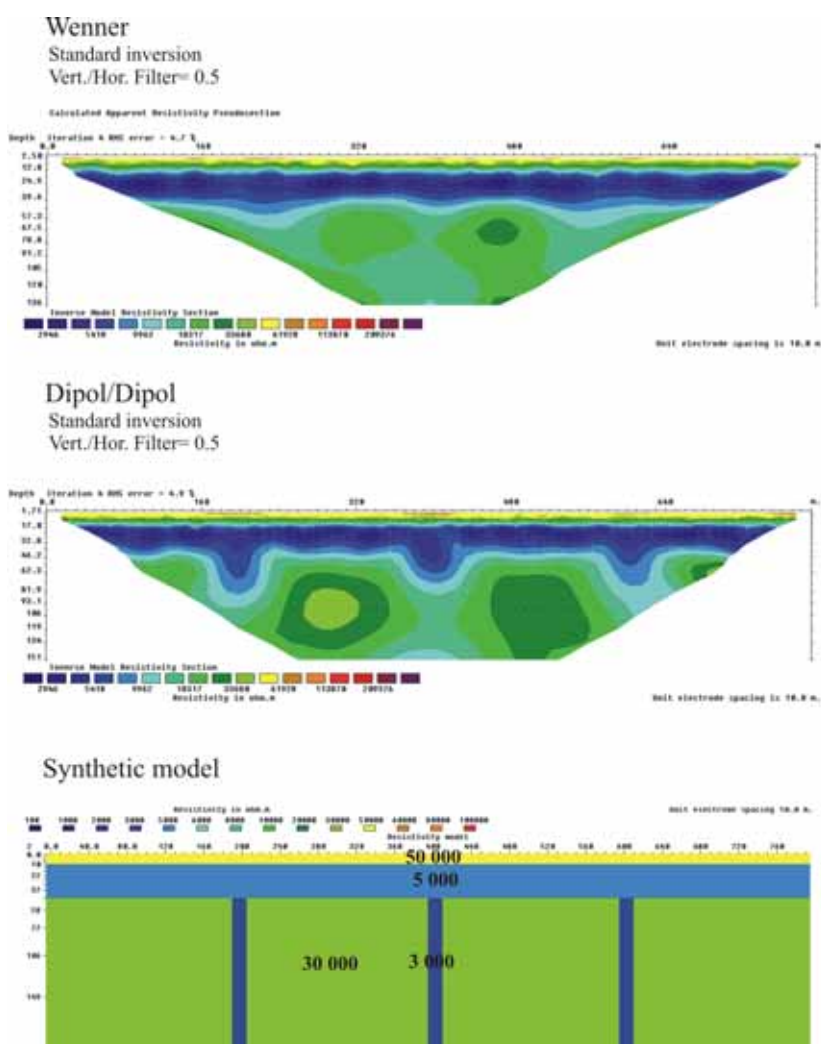
5.1.2 Georadar

Ved valg av frekvenser for georadarmålingene ble det fokusert på høy penetrasjon, noe som går på bekostning av oppløsning. Det ble lånt antenner med senterfrekvens 25 MHz fra Universitetsstudiene på Svalbard (UNIS). Disse er nesten 4 meter lange og bør plasseres minst to meter fra hverandre. På grunn av topografien og stedvis vegetasjonen, ble det valgt å plassere antennene etter hverandre. Dette krever 3 personer for operering, og selv med denne bemanningen ble målingene en stor utfordring. Metoden ga, som vi har sett en rekke reflekser

som avspeiler strukturene i feltet. En fikk imidlertid ikke noen klare reflekser som kunne si noe om hvor dypt fjellet var oppsprukket. Årsaken til dette er at denne grensen ligger for dypt til å kunne detekteres, og at den intense oppsprekningen gir mange reflekser som bygger seg sammen til et støyteppe hvor det er vanskelig å identifisere enkeltreflekser. Til tross for dette, anbefaler NGU at det gjøres mer målinger med georadar for å kartlegge grunne subhorisontale sprekker. Siden dybderekkevidden ikke lengre er noe poeng, kan en her velge kortere antenner (50 MHz eller 100 MHz).

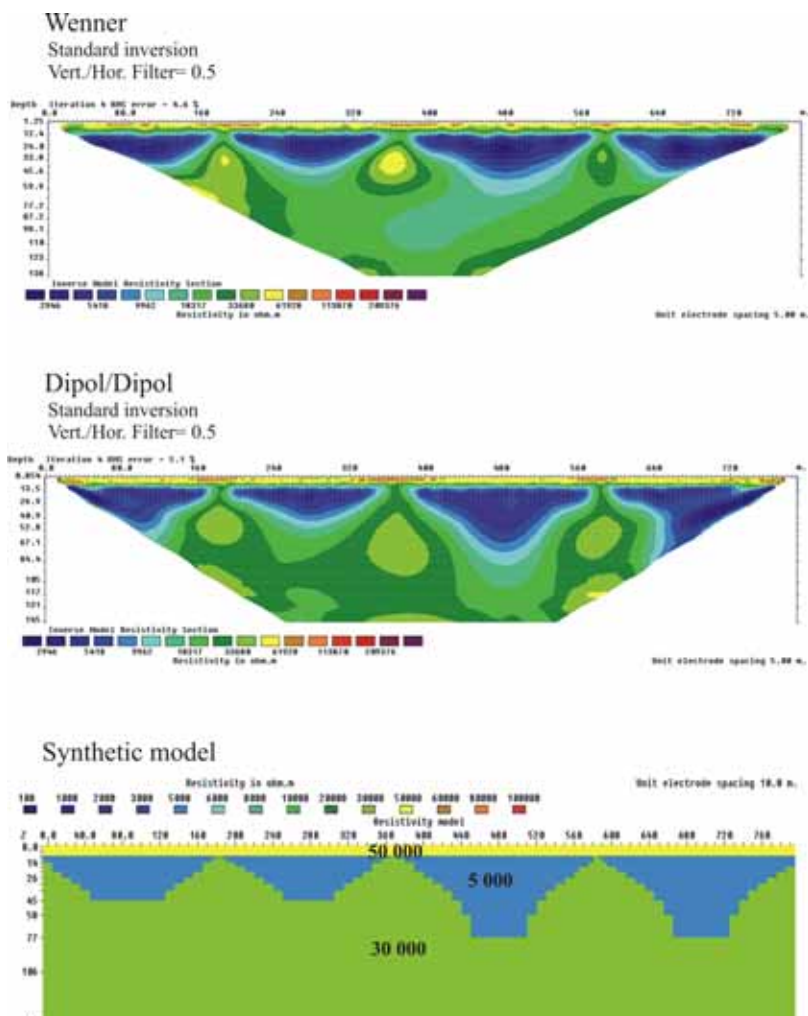
5.1.3 Resistivitet.

Resistivitetmålingene sommeren 2004 (Profil 1) ga så interessante resultater, at en valgte å satse på denne metoden i 2005. For å få god kontroll både med horisontale lag og mer vertikale strukturer, ble det målt med både Wenner og Dipol/Dipol elektrodekonfigurasjon. Utleggene med kabler og elektroder er de samme, og det er bare måletiden som blir ekstra. Profilene (figurene 2 til 8) viser de samme hovedtrekkene, men det er avvik i detaljer. Dette viser usikkerheten som ligger i metoden og i prosesseringen (Inverteringen) av måldata. Figur 2 og 3 viser spesielt at vertikale strukturer som indikeres på Wenner-data, komme klart frem på Dipol/Dipol. En av disse er den kjente åpne sprekken (Åknesremna). En annen slik sprekke ved posisjon 840 på P2, er observert lokalt som en åpen sprekke.



Figur 22. *Modellering av vertikale strukturer under horisontal lagdeling. Nederst vises syntetisk modell, over dette er responsen for Wenner og Dipol/Dipol-konfigurasjon vist.*

En merker seg at de "vertikale" strukturene på resistivitetsprofil 1 og 2 (figur 2 og 3) synes å falle sammen med områder der unduleringene i den bedre ledende lagpakken kommer dagnært. For å utelukke at den indikerte unduleringen er en kunstig effekt, er det foretatt en modellering av dette (se figur 22). Det er definert en modell som består av to horisontale lag med tykkelse og resistivitet på henholdsvis 10 meter med resistivitet 50000 ohmm og 36 meter med 5000 ohmm øverst. Under dette finnes et lag med resistivitet 30000 ohmm med vertikale soner med resistivitet 3000 ohmm. Ut fra denne modellen er det beregnet syntetiske data som senere er tillagt 5% støy for å simulere reelle målinger. Disse data er så invertert (regnet tilbake til modell) for både wenner- og dipol/dipol-konfigurasjon. Modellen og resultatene er vist i Figur 22. Resultatene viser at Wenner-konfigurasjonen (vist øverst) ikke gir så klart bilde av de vertikale sonene som dipol/dipol-konfigurasjonen (i midten), og at de vertikale sonene blir fortegnnet. Videre ser en at begge konfigurasjonene opprettholder den horisontale lagdelingen av de to øverste lagene. Dette viser at unduleringen i de målte data med vertikale soner i de grunneste partiene etter all sannsynlighet er en reell beskrivelse av geologien.



Figur 23: Modellering av undulerende lagfølge. Nederst vises syntetisk modell, over dette responsen for Wenner og Dipol/Dipol-konfigurasjon.

For å se om de indikerte "vertikale" strukturene langs profilene 1 og 2 (figur 2 og 3) kunne være en kunstig effekt av unduleringen i lagfølgen, er også dette modellert. I Figur 23 er det bygget opp en syntetisk modell med samme resistivitetsverdier i de enkelte lag som i Figur

22, men her er de vertikale strukturene utelatt. I stedet har lag 2 fått et undulerende forløp, hvor maksimal tykkelse først er 40 meter og deretter 60 meter. Begge de modellerte konfigurasjoner gjenspeiler de undulerende forhold, og det oppstår ikke vertikale strukturer med lavere resistivitet mellom hver "boble". Effekten er snarere motsatte ved at en får en kunstig effekt med høyere resistivitet under de grunnesete partier av lag 2.

De metodiske variasjonene en ser ved disse modelleringene stemmer godt overens med måleresultatene i feltet. Dipo/Dipol-data gir bedre indikasjoner på vertikale sprekkesoner, og unduleringene i laget med lavest resistivitet gir positive kunstige effekter mellom hver undulering. Dette styrker tilliten til måledata.

5.2 Borehullslogging

Alle de anvendte metodene ved borehullsloggingen har gitt verdifull informasjon om geologien i Åkneslia. De fleste teknikker gir informasjon om oppsprekningen av fjellet, men det har også kommet frem informasjon om hydrogeologien. På grunn av at en ikke fikk boret brønner med stor diameter, er instrumentpakken som hittil har vært benyttet begrenset.

5.2.1 Anvendte teknikker

Temperatmålingene var på forhånd ansett som den minst interessante i denne sammenhengen. Det viste seg imidlertid at temperaturforløpet i alle borehull er unormal med ingen eller meget lav temperaturgradient. Variasjonen kan delvis skyldes endringer i bergartens varmeledningsevne, men etter all sannsynlighet er grunnvannsstrøm en medvirkende årsak til det unormale temperaturforløp. Temperaturdata viser også avvik som indikerer strømning av vann i sprekker/sprekkesoner. For å få kontroll på i hvilken grad variasjoner i fjellets varmeledningsevne påvirker målingene anbefales laboratoriemålinger på kjerneprøver. Temperatur må absolutt måles i de nye borehullene.

Variasjoner i vannets elektriske ledningsevne gir informasjon om vannstrømning, men også om vannkjemien og kan bidra til forståelse om vannet er ferskt (overflatevann) eller om det er grunnvann som har stått i fjellet en stund. Vannets ledningsevne benyttes ellers i korreksjon av resistivitetsdata fra borehullene, og parameteren må måles i de nye borehullene.

Naturlig gammastråling gir informasjon om bergartsvariasjoner. Hittil er det kun målt totalstråling, og en har antatt at variasjoner i måleverdier skyldes variasjoner i kaliuminnhold. For å entydig bestemme om den radioaktive strålingen skyldes uran, thorium eller kalium anbefales måling med gammaspektrometer, noe som Universitetet i Zurich kan bistå med.

Resistivitmålinger er viktig for å identifisere og karakterisere sprekker og sprekkesoner i borehullene. Data er ellers nyttige for å kalibrere bakkemålingene. Målingene i 2005 bekrefter de dagnære resistivitetsdata, men viser også at målinger på bakken har begrenset oppløsning mot dypet. Metoden kan ellers sammen med vannets elektriske ledningsevne gi informasjon om variasjoner i porøsitet. Dessverre kan ikke den tilgjengelige sonden måle resistivitetsverdier over 12000 ohmm. Dette betyr at noe informasjon går tapt, men heldigvis i de områder av borehullene hvor oppsprekningen er liten. Resistivitet må måles i de nye borehullene.

Logging av seismiske hastighet (både P- og S-bølge) gir informasjon om oppsprekningsgrad i fjellet. Ut fra disse data kan både sprekkesoner og mindre oppsprukne partier av fjellet karakteriseres. Ved loggingen av Bh3 viste det seg vanskelig å bestemme S-bølgehastighet i borehullet over en markert sone mellom 114 og 115 meter. Dette kan ses på som en metodisk svakhet, men samtidig er det klart at dette er med på å karakterisere fjellet. Seismiske hastigheter må logges i de nye borehullene.

Målingene med Georadar i borehullene gav ikke de forventede resultater. Dette kan skyldes geologiske forhold som at sprekke/sprekkesonene skjærer borehullene nær normalt, men en har også indikasjoner på at det er svakheter ved instrumenteringen som ble benyttet. Det anbefales ikke å gjøre målinger med Georadar i de nye borehullene, i alle fall ikke med samme utrustning.

5.2.2 Nye loggeteknikker

Sommeren 2005 var det planlagt boring av brønner med diameter 140 mm på de samme standplassene som kjernehullene, og planen var å inspisere denne med optisk televiever (OPTV). Disse boringene mislyktes, men de nye hullene som skal opprømmes til tilsvarende dimensjon må absolutt inspiseres. En optisk televiever filmer borehullsveggen med en oppløsning på ca 1mm x 1mm, og dette gir et visuelt godt bilde for bedømming av fjellkvalitet. Siden dette bildet er orientert, kan sprekker, foliasjon og andre geologiske strukturer digitaliseres, og strøk, fall, frekvens og eventuelt åpning (tykkelse) for disse strukturene kan beregnes. I tillegg får en informasjon om eventuelt avvik i borehullsforløp mot dypet. Metoden krever relativt god sikt i hullene, og grumset vann reduserer kvaliteten på data. Ved å benytte en akustisk televiever (AKTV) kan tilsvarende data samles inn, og her kan en i tillegg få informasjon om hardheten av fjellet. Dersom det ikke lykkes å få god sikt i brønnene, vil akustisk televiever være et godt alternativ. I motsetning til optisk televiever opererer akustisk televiever kun i vann. Universitetet i Zurich kan bistå med akustisk televiever.

Som diskutert i forrige avsnitt bør total naturlig gammastråling erstattes med spektrale gamma-målinger. Dette vil gi sikrere informasjon om påviste variasjoner skyldes kalium, uran eller thorium. Universitetet i Zurich kan bistå med disse målingene.

På grunn av at brønnboringen i 2005 mislyktes, ble det ikke gjort noen forsøk på studere hydrogeologien i feltet. Dette er meget viktig i forhold til å vurdere stabilitet. I de nye brønnene bør det foretas strømningsmålinger i naturlig tilstand og i kombinasjon med pumping. Strømningsmålinger i naturlig tilstand vil trolig kreve en meget følsom måler som benytter en varmepuls og måler tid det tar før denne når en sensor over eller under pulskilden (heat pulse flowmeter). Universitetet i Zurich kan bistå med disse målingene. Ved strømningsmåling i kombinasjon med pumping kan en oppnå større vannstrøm og strømning kan måles med en propell (impeller flowmeter). Denne type undersøkelse kan utføres av både NGU og Universitetet i Zurich. Disse undersøkelsene kan gi svar på hvilke sprekker som fører vann og om det er naturlig strømning opp eller ned i borehullene.

Geometrien i brønnene er viktig for å identifisere og karakterisere sprekkesonene, beregne borehullsavvik, og ikke minst for å unngå problemer ved etablering av overvåkingsutstyr. Universitetet i Zurich kan bistå med en sonde som måler diameter i borehullet i to retninger.

5.3 Samtolking bakke- og borehullsmåling

Den foreslåtte geologiske modellen for det ustabile fjellpartiet ved Åknes er langt på veg bekreftet. Ved både bakkemålinger og borehullsmålinger er det påvist en lagpakke som øverst består stedvis av skredmasser (ur) hvor tykkelsen kan være i størrelsesorden 5 meter. Dette laget kommer best frem på de refraksjonsseismiske målingene, og på grunn av få profiler har en ikke mye flatedekkende informasjon om utbredelsen.

Under dette finnes et intense oppsprukket parti som er drenert. Den vertikale tykkelsen av dette partiet er 42 meter nederst i lia (Bh3) og 52 meter øverst (Bh2). Ved den midtre standplassen er tykkelsen av dette laget mer usikkert. Bh 1a (loddhull) var tørt ned til 41,5 meter (observert av Stranda kommune med videokamera). I Bh1b (fall 60 °) kan det ut fra temperaturdata se ut til at vannet har stått ved 58 meter, men at boring ned til dypere åpne sprekker har punktert hele avsetningen. Dersom dette er riktig, kan det se ut som om det vertikale dypet er ca 67 meter. Ut fra dette varierer den vertikale tykkelsen av drenert fjell fra ca 40 til nærmere 70 meter. Generelt kan en si at tolkningen av resistivitetsmålingene og de refraksjonsseismiske målingene på bakken stemmer godt overens med påvist mektigheten av denne lagpakken i borehullene. Resistivitetsmålingene og delvis seismikken indikerer at mektigheten av dette laget kan variere svært mye mellom borehullene. Det antas at den intense oppsprekningen er forårsaket av bevegelsene i fjellsida.

Neste lag i pakken består av oppsprukket vannmettet fjell. Ved borehull 3 (nederst) er det påvist et lag fra 42 til 71 meter med spesiell lav resistivitet (3000 – 9000 ohmm). Dette stemmer godt med målingene av resistivitet på bakken (se figur 8, hake til venstre for borehull). Utbredelsen av dette laget kan være som indikert i kartbilag -04. De andre loggene, P- og S-bølge-hastighet og spesielt temperaturloggen, indikerer imidlertid at den vertikale tykkelse av det oppsprukne vannmettede fjellet kan være så mye som 73 meter, fra 42 til 115 meters vertikalt dyp (figur 8, hake til høyre). Resultatet stemmer meget godt med refraksjonsseismiske målinger langs profil 2. Lengre oppe i lia blir resistiviteten i dette laget noe høyere både ved bakkemålingene og i borehull 3. Ut fra borehullsloggene i Bh 2 kan det se ut som om en her finner lagpakken fra 52 til 110 meters dyp. Den laterale utbredelsen av dette laget er vanskelig å tolke på grunn av at resistivitetsdata blir mer usikre på dette dypet.

Under dypene 115 meter i Bh3 (nederst) og 110 meter Bh2 (øverst) får en mer stabile og normale verdier både på resistivitet og P-bølge-hastighet. Dette kan være en indikasjon på at en har kommet ned i stabilt fjell med normal oppsprekning. Men, loggingen av Bh3 viser kraftig oppsprekning ved vertikalt dyp 138 meter, og det er først ved dette dypet temperaturgradienten får et normalt forløp. I borehull 2 stabiliseres temperaturen ved 110 meters dyp, men resistiviteten har unormale utslag ned til ca 140 meter, og p-bølge-hastigheten stabiliserer seg ikke før på 152 meter. Dette betyr at en må være åpen for at det ustabile partiet kan være opp mot 150 meter mektig. **De nye boringer bør derfor gå ned til 200 meters vertikalt dyp, spesielt øverst i lia.**

Tolkning av resistivitets-målinger langs bakken indikerer at mektigheten av det ustabile fjellpartiet kan være fra 40 til 60 meter, og at utbredelsen kan være så mye som ca 500 meter x 1000 meter horisontalt (se kartbilag -04), eller ca 500 x 1200 meter langs terrenget. Dette gir et totalt volum på ca 30 mill m³. Geologisk kartlegging, analyse av borekjerner og borehullslogging indikerer at tykkelsen av det ustabile fjellpartiet kan være stedvis over 100 meter, og utbredelsen større enn tolket fra resistivitetsmålingene. Det ustabile fjellpartiet kan derfor være opp mot 70 – 80 mill. m³.

6. KONKLUSJON

Målinger med seismikk, elektriske metode og georadar ved Åknes har gitt mye informasjon om mulig tykkelse og utbredelse av det ustabile fjellpartiet ved Åknes. Resultatene er langt på veg bekreftet ved boringer, kjerneanalyser og borehullslogging. Tolkning av resistivitetsmålinger langs bakken indikerer at mektigheten av det ustabile fjellpartiet kan være fra 40 til 60 meter, og at utbredelsen kan være så mye som ca 500 meter x 1200 meter. Dette gir et volum på ca 30 mill m³. Geologisk kartlegging, analyse av borekjerner og borehullslogging indikerer at tykkelsen av det ustabile fjellpartiet kan være stedvis over 100 meter, og utbredelsen større enn tolket fra resistivitetsmålingene. Det ustabile fjellpartiet kan derfor være opp mot 70 – 80 mill. m³.

De geofysiske målingene gir ikke et fullstendig bilde av det ustabile fjellpartiets geometri og dynamikk. Det anbefales derfor nye målinger for å kartlegge enkelte detaljer, og det må etableres nye borehull for kartlegging (og overvåking) av bevegelser. De nye borehullene må logges med de samme teknikkene som ble benyttet i 2005 men også med nye teknikker. For å studere hydrogeologien anbefales strømningsmålinger i naturlig tilstand og i kombinasjon med utpumping av vann.

Resistivitetsmålinger på Hegguraksla i Tafjord viser klar indikasjon på en sprekk som forventet. Bak denne fremkom resistivitetsverdier som de en finner ved Åknes, og en må være oppmerksom på at det kan være ustabile masser bak den markerte sprekken.

7. REFERANSER

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

Archie, G.E. 1942: The electric resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics: *Petroleum Technology*, 5, pp.1422 – 1430.

Dalsegg, E. & Tønnesen, J. F. 2004: Geofysiske målinger Breitind og Børa, Rauma kommune Møre og Romsdal. NGU Rapport 2004.008.

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.

Iwe, H. 2005: Borehullsradarundersøkelser i kjerne hull. Åknes/Tafjordprosjektet. Norges Geotekniske Institutt, Teknisk notat. Prosjekt 20051018.

Loke, M.H. 2001: RES2INV ver. 3.4. Geoelectrical Imaging 2D & 3D. Instruction manual. www.geoelectrical.com.

Thunehed, H. & Olsson, O. 2004: Borehole Corrections for a Thick Resistivity Probe. *Jour. of Environmental and Engineering Geophysics*, Vol. 9, pp. 217 – 224.

Tønnesen, J. F. & Dalsegg, E. 2004: Geofysiske målinger Nordnesfjellet, Kåfjord kommune Troms. NGU Rapport 2004.012.

Innmålte profiler (WGS-84)

Profil	Koordinat	UTM-øst (WGS-84)	UTM-nord (WGS-84)
P 1 (2D Res.)	0	395374	6896360
	50	395384	6896318
	100	395403	6896280
	150	395423	6896237
	200	395446	6896200
	250	395465	6896159
	300	395475	6896114
	334	395482	6896083
	350	395488	6896071
	400	395499	6896029
	450	395516	6895995
	492	395533	6895980
	500	395539	6895967
	547	395529	6895938
	600	395564	6895904
	665	395599	6895865
	682	395608	6895852
	700	395617	6895839
	800	395666	6895771
	870	395675	6895709
920	395667	6895650	
1000	395672	6895611	
1070	395691	6895560	
1160	395697	6895491	
1200	395703	6895453	
1320	395743	6895362	
1400	395800	6895334	
1590	395893	6895204	
1695	395949	6895138	
1785	395957	6895060	
P 2 (2D Res.)	0	395281	6896325
	100	395296	6896242
	200	395320	6896149
	300	395338	6896058
	320	395343	6896035
	470	395371	6895961
	500	395379	6895939
	600	395430	6895868
	700	395475	6895799
	800	395504	6895727
	900	395544	6895654
	1000	395575	6895590
	1200	395627	6895424
	1400	395644	6895267

	1520	395672	6895172
	1600	395710	6895111
	1800	395799	6894986
P 3 (2D Res.)	0	395157	6895796
	100	395254	6895804
	200	395347	6895809
	260	395404	6895815
	300	395438	6895821
	400	395532	6895848
	500	395629	6895864
	600	395726	6895884
	700	395819	6895910
	800	395906	6895960
	900	395976	6895999
	1000	396061	6896044
P 4 (2D Res.)	0	395132	6895660
	100	395208	6895670
	150	395245	6895668
	200	395289	6895666
	400	395477	6895666
	455	395526	6895680
	500	395575	6895690
	600	395669	6895705
	700	395748	6895732
	800	395844	6895778
	900	395941	6895806
	1000	396036	6895840
P 5 (2D Res.)	0	395355	6895429
	100	395444	6895433
	200	395544	6895425
	300	395630	6895460
	400	395738	6895469
	500	395816	6895510
	600	395906	6895559
	700	395990	6895588
	780	396061	6895633
	800	396076	6895642
	900	396153	6895696
	1000	396195	6895780
P 6 (2D Res.)	0	395122	6896840
	100	395212	6896106
	200	395292	6896115
	300	395379	6896100
	400	395471	6896101
	500	395566	6896115
	600	395653	6896153
	700	395734	6896203
	800	395802	6896249
P 2 (2D Res.)	0	395552	6895076

	170	395679	6895187
	295	395758	6895264
	400	395834	6895326
	590	395977	6895444
	620	396002	6895437
	745	396110	6895482
	800	396150	6895525
R 1 (Georadar)	300	395482	6896083
	350	395498	6896037
	400	395522	6896000
	433	395533	6895980
	475	395557	6895959
	500	395529	6895938
	560	395574	6895892
	600	395599	6895865
	791	395675	6895709
	860	395635	6895655
	890	395648	6895640
	950	395698	6895575
	1000	395707	6895537
	1050	395731	6895490
	1062	395743	6895477
R 2 (Georadar)	0	395457	6895814
	60	395521	6895827
	100	395565	6895835
	140	395605	6895853
	200	395672	6895873
	220	395694	6895879
	260	395743	6895884
	280	395766	6895881
	300	395786	6895892
	315	395807	6895902
S 1 (Seismikk)	0	395564	6895904
	120	395645	6895820
	240	395695	6895719
Bh 1		395619	6895736
Bh 2		395427	6895815
Bh 3		395839	6895312
P1 Tafjord (2D Res.)	0	415444	6907534
	200	415598	6907569
	300	415659	6907615
	340	415684	6907628
	400	415722	6907665
	430	415742	6907685
	500	415788	6907728
	600	415854	6907781
	700	415931	6907838
	800	416016	6907878

REFRAKSJONSSEISMIKK - METODEBESKRIVELSE

Metoden grunner seg på at lydets forplantningshastighet forandrer seg med mediets elastiske egenskaper. Det aktuelle hastighetsområde i den såkalte ingeniørseismikk er fra ca. 200 m/s i visse typer porøst overdekke til godt over 5000 m/s i enkelte bergarter.

En 'lydstråle' fra en sprengning i overflaten treffer en grense mellom to sjikt hvor lyd hastigheten er henholdsvis V_1 og V_2 , og vinkelen mellom lydstråle og innfallslodd kalles i . Etter at strålen har passert sjiktgrensen vil den danne en vinkel R med innfallslodden, slik at

$$\sin i / \sin R = V_1 / V_2$$

Når $R=90^\circ$, vil den refrakterte stråle følge sjiktgrensen, og vi har

$$\sin i = V_1 / V_2$$

Den bestemte innfallsvinkel som tilfredsstiller denne betingelse kalles kritisk vinkel eller i_c .

Lydforplantningen langs sjiktgrensen vil gi opphav til sekundærbølger som returnerer til terrengoverflaten under vinkelen i_c . I en viss kritisk avstand fra skuddpunktet vil disse refrakterte bølger nå fram før de direkte bølger som har fulgt terrengoverflaten. Den kritiske avstand er proporsjonal med dypet til sjiktgrensen og forøvrig bare avhengig av forholdet mellom de to hastigheter. Denne sammenheng utnyttes ved å plassere seismometre (geofoner) langs en rett linje i terrenget og registrere de først ankomne bølger fra skudd i hensiktsmessig valgte posisjoner langs samme linje. Man får da bestemt de nødvendige data for å fastlegge dypene til sjiktgrensen. Dersom overdekket er homogent med hensyn på lyd hastigheten langs profilet, kan det oppnås en god dybdebestemmelse for hver seismometerposisjon. Imidlertid vil det ofte være betydelige laterale variasjoner til stede, og overdekkehastighetene blir ved små dyp bare bestemt i nærheten av skuddpunktene. Ofte vil det derfor være naturlig å legge størst vekt på dybdebestemmelsen under skuddpunktene.

Disse betraktninger kan utvides til å gjelde flere sjiktgrenser. Man får refrakterte bølger fra alle grenser når hastigheten i det underliggende medium er større enn i det overliggende. Kontrasten må være av en viss størrelse, og vinkelen mellom sjiktgrense og terrengoverflate må ikke være for stor. I praksis vil man ofte få vanskeligheter når denne vinkel overstiger 25° .

Det forekommer at en sjiktgrense ikke avspeiler seg i gangtidsdiagrammene, fordi de refrakterte bølger fra denne grense når overflaten seinere enn fra en dypere grense. Det foreligger da en såkalt 'blind sone', og de virkelige dyp kan være vesentlig større enn de beregnete. En annen feilkilde er til stede hvis man har et sjikt med lavere hastighet enn det overliggende. Fra denne sjiktgrense vil det ikke komme refrakterte bølger til overflaten, og lavhastighetssjiktet vil ikke kunne erkjennes av måledata. Generelt kan det sies at usikkerheten i de beregnete dyp øker med antall sjikt. Med analog apparatur vil en kunne bestemme første ankomsttid med en usikkerhet på

1 millisekund ved middels god opptakskvalitet. Hvis overdekkehastigheten er 1600 m/s, tilsvarer dette en usikkerhet på ca. 0.8 m i dybdebestemmelsen på grunn av avlesningsfeil. I tillegg kommer eventuelle feil på grunn av at forutsetningene om isotropi og homogenitet ikke gjelder fullt ut.

Ved meget god datakvalitet kan første ankomsttid avleses med 0.5 millisekunders nøyaktighet. Med denne nøyaktigheten er det allikevel urealistisk å regne med mindre enn 0.5 m usikkerhet i dybdeangivelsene. Ved meget små dyp til fjell (mindre enn én meter) blir overdekkehastigheten dårlig bestemt, og man må regne med prosentvis store feil i dybdeangivelsene.

P-BØLGEHASTIGHET I NOEN MATERIALTYPER

<i>Luft</i>		<i>330 m/s</i>
<i>Vann</i>		<i>1400-1500 m/s</i>
<i>Organisk materiale</i>		<i>150-500 m/s</i>
<i>Sand og grus</i>	<i>- over vannmettet sone</i>	<i>400-1000 m/s</i>
<i>Sand og grus</i>	<i>- i vannmettet sone</i>	<i>1400-1900 m/s</i>
<i>Morene</i>	<i>- over vannmettet sone</i>	<i>700-1600 m/s</i>
<i>Morene</i>	<i>- i vannmettet sone</i>	<i>1500-1900 m/s</i>
<i>Hardpakket bunnmorene</i>		<i>1900-2800 m/s</i>
<i>Leire</i>		<i>1200-1600 m/s</i>
<i>Oppsprukket fjell</i>		<i>< 4000 m/s</i>
<i>Fast fjell</i>		<i>3000-6000 m/s</i>

GEORADAR - METODEBESKRIVELSE

Georadar er en elektromagnetisk målemetode som kan benyttes til undersøkelse av lagdeling og strukturer i grunnen. Med en spesiell antenne sendes elektromagnetiske bølgepulser ned i jorda. En del av bølgeenergien blir reflektert tilbake til overflaten når bølgepulsen treffer en grense som representerer en endring i mediets dielektriske egenskaper. Resten av energien vil fortsette nedover og det kan fås reflekterte signaler fra en rekke grenseflater. Refleksjonene kan registreres med en mottakerantenne på overflaten. De mottatte signaler overføres til en kontrollenhet for forsterkning (og digitalisering ved digital georadar). Signalene sendes derfra til skriver (ved analog georadar) eller PD (digital georadar). Fra en utskrift av et georadar-opptak kan toveis gangtid (t_{2v}) til de forskjellige reflektorene avleses. For å bestemme virkelig dyp til en reflektor må bølgehastigheten (v) i overliggende medium være kjent eller kunne bestemmes.

Bølgehastigheten kan bestemmes ved CDP-målinger ('common depth-point'). Slike målinger utføres ved å flytte sender- og mottakerantenne skrittvis og like langt ut til hver side fra et fast midtpunkt og registrere for hver ny posisjon. Refleksjoner vil da ideelt sett komme fra samme punkt på en reflektor som er planparallell med overflaten. Når antenneavstanden øker, vil reflekterte bølger få lenger gangvei og økning i gangtid. Denne økning i gangtid kan det ved digitale opptak kompenseres for ved å utføre NMO-korreksjon ('normal move-out'). Størrelsen på korreksjonen er avhengig av antenneavstand, toveis gangtid og bølgehastighet i materialet over reflektoren. Et CDP-opptak korrigeres med forskjellige hastigheter, og den hastighet som etter NMO-korreksjon gir best amplitude etter summering av trasene, angir radarbølgehastigheten i mediet.

Etter at hastigheten er bestemt kan dypet (d) beregnes etter uttrykket;

$$d = \frac{vt_{2v}}{2}$$

I vakuum er bølgehastigheten lik lyshastigheten: $c = 3.0 \cdot 10^8$ m/s. I alle andre media gjelder følgende relasjon;

$$\epsilon_r = \left(\frac{c}{v}\right)^2$$

hvor ϵ_r er det relative dielektrisitetsstallet. ϵ_r -verdien for et materiale vil derfor være en bestemmende faktor for beregning av dyp til reflektorer. I tabellen på neste side er det gitt en oversikt over erfaringstall for ϵ_r i en del materialtyper. Tabellen viser også hastigheter og ledningsevne i de samme media.

Dybderekkevidden for georadarmålinger er i stor grad avhengig av elektrisk ledningsevne i grunnen og av den utsendte antennefrekvens. Både økende ledningsevne og en økning i antennefrekvens vil føre til hurtigere dempning av bølgepulser og dermed minkende penetrasjon. I godt ledende materiale som marin silt og leire vil penetrasjonen være helt ubetydelig. I dårlig ledende materiale som f.eks. tørr sand, kan det forventes en dybderekkevidde på flere titalls meter når det benyttes en lavfrekvent antenne (f.eks. 50 eller 100 Mhz). For grunnere undersøkelser vil en mer høyfrekvent antenne gi bedre vertikal oppløsning.

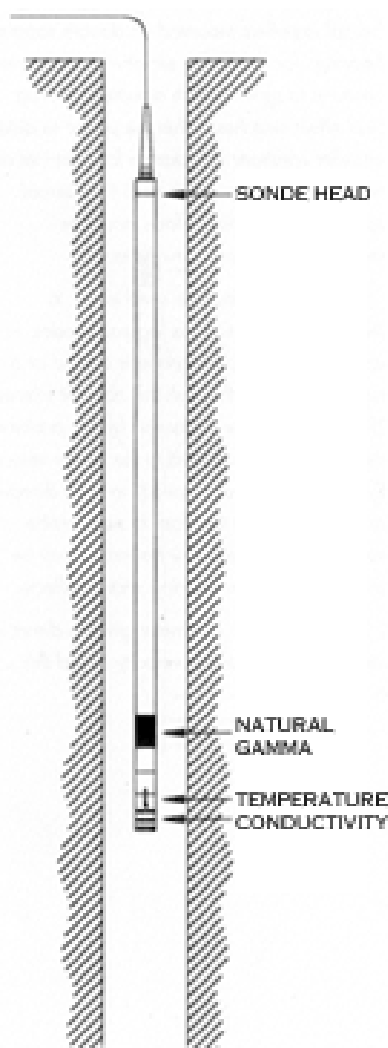
<u>Medium</u>	<u>ϵ_r</u>	<u>v (m/ns)</u>	<u>ledningsevne (mS/m)</u>
<i>Luft</i>	<i>1</i>	<i>0.3</i>	<i>0</i>
<i>Ferskvann</i>	<i>81</i>	<i>0.033</i>	<i>0.1</i>
<i>Sjøvann</i>	<i>81</i>	<i>0.033</i>	<i>1000</i>
<i>Leire</i>	<i>5-40</i>	<i>0.05-0.13</i>	<i>1-300</i>
<i>Tørr sand</i>	<i>5-10</i>	<i>0.09-0.14</i>	<i>0.01</i>
<i>Vannmettet sand</i>	<i>15-20</i>	<i>0.07-0.08</i>	<i>0.03-0.3</i>
<i>Silt</i>	<i>5-30</i>	<i>0.05-0.13</i>	<i>1-100</i>
<i>Fjell</i>	<i>5-8</i>	<i>0.10-0.13</i>	<i>0.01-1</i>

Tabell over relativt dielektrisitetstall, radarbølge-hastigheter og ledningsevne i vanlige materialtyper.

METODEBESKRIVELSE

LOGGING TEMPERATUR, ELEKTRISK LEDNINGSEVNE, NATURLIG GAMMA.

Måling av temperatur, vannets ledningsevne og naturlig gammastråling kan gi verdifull informasjon ved en rekke undersøkelser. Temperatur benyttes tradisjonelt i varmestrømsstudier og vurdering av energiuttak, men kan også gi verdifull informasjon om vanninnslag knyttet til sprekker i fjell. Vannets ledningsevne er viktig for studie av vannkvalitet, men også her er det mulig å få indikasjoner om vanninnslag fra sprekker. Naturlig gamma-stråling gir informasjon om litologi da forskjellige bergarter har forskjellig innhold av de naturlige forekomne radioaktive elementene uran, thorium og kalium. Temperatur, vannets ledningsevne og gammastråling logges med en og samme sonde, ofte kalt TCN-sonde, med en loggehastighet på 3 m/min. Enhetene for de målte størrelser er henholdsvis grader celsius ($^{\circ}\text{C}$), mikro-Siemens pr. centimeter ($\mu\text{S}/\text{cm}$) og tellinger pr. sekund (counts pr second, cps).



Temperatursensoren produserer en elektrisk strøm som er proporsjonal med temperaturen. Selve sonden er plassert i et kammer nederst på sonden hvor vannet strømmer igjennom. Målenøyaktigheten ved NGUs sensor er oppgitt til $\pm 0,5^{\circ}\text{C}$, men erfaring tilsier at denne kan være bedre. Sondene kan benyttes i temperaturintervallet 0 til 70°C .

Ledningsevnen i vannet måles ved å måle strømmen i en vannfylt celle. Strømstyrken er avhengig av ledningsevnen og det kan måles i området $50 - 50,000 \mu\text{S}/\text{cm}$. Nøyaktigheten er angitt til $\pm 2,5\%$ ved $500 \mu\text{S}/\text{cm}$.

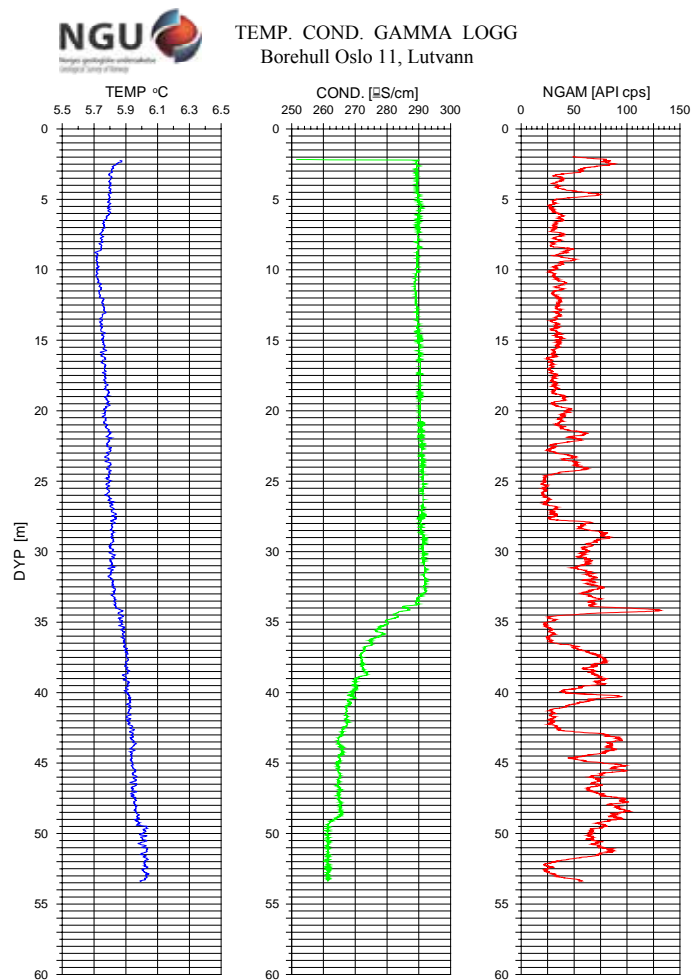
Naturlig gammastråling måles med en NaI-krystall (sylinder) som måler $50 \text{ mm} \times 25 \text{ mm}$. NGUs utstyr har ikke mulighet til å skille mellom de forskjellige elementene som gir naturlig stråling (U, Th og K). Måleenheten er counts per second API standard (API cps). API er en felles internasjonal standard som sonden er kalibrert etter, slik at målinger med forskjellig utforming kan sammenlignes.

Forandring i vanntemperatur og elektrisk ledningsevne indikerer innstrømning av vann i hullet med andre egenskaper enn i brønnen forøvrig. Dette kan igjen tyde på åpne sprekker. Temperaturgradienten mot dypet har betydning for grunnvarmekapasiteten. Økt ledningsevne betyr økt ioneinnhold i vannet. Lavere ledningsevne kan tyde på innstrømning av overflatevann, da slikt vann vanligvis har noe lavere ioneinnhold enn vann som har oppholdt seg lenge i fjellet. Kravet til drikkevann er en ledningsevne mindre enn $400 \mu\text{S}/\text{cm}$. Figur 1 viser eksempel på logg.

Figur 1: TCN-sonde

Med gammalogg kartlegges den naturlige gammastrålingen (totalstråling) langs borehullet. Forandringer i gammastråling er knyttet til endringer i geologien og den mineralogiske sammensetningen i bergartene. Det er i hovedsak elementene kalium, uran og thorium som gir gammastråling. Mest vanlig er kalium som finnes i feltspat. Feltspat (kalifeltspat) er et mineral som finnes i de vanligste bergartene. Sandstein, f. eks., har liten gammastråling (mye kvarts),

mens noen granitter har sterkere stråling da de inneholder feltspat og i enkelte tilfeller uran og thorium. Alunskifer har høy stråling da den inneholder mye uran.



Figur 1. Temperatur-, ledningsevne- og gammalogg fra borehull. Litt høyere temperatur dagnært skyldes påvirkning fra solinnstråling. En svak økning ved 33 m kan skyldes innstrømming av vann med høyere temperatur. En tydelig nedgang i den elektriske ledningsevnen ved samme dyp indikerer det samme. Mest sannsynlig er det overflatevann som strømmer inn gjennom en åpen sprekk. Gammaloggen viser stor variasjon fra 20 m. Dette skyldes trolig varierende feltspatinnhold (kalium)

Eksempler på målte verdier er vist i tabell 1.

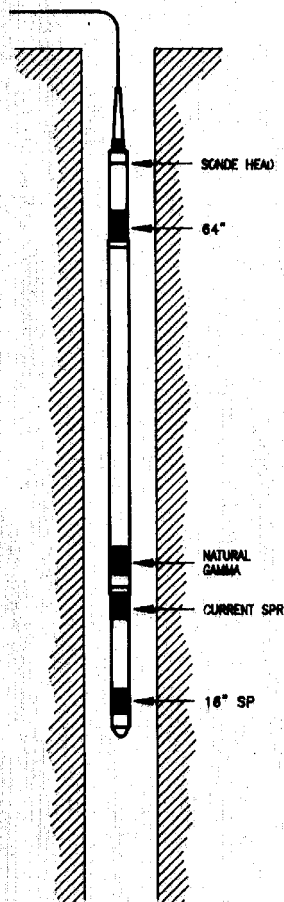
Bergart	Vannets elektriske ledningsevne ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	Naturlig gamma (API cps)
Alunskifer, Oslofeltet	1000 – 1300	1000 – 2000
Rombeprrfyr, Oslofeltet	200 – 220	150 – 200
Syenittporfyr, Oslofeltet	30 – 140	100 – 120
Kalkskifre, Oslofeltet	270 – 600	40 – 80
Sandsteiner, Oslofeltet	180 – 230	30 – 80
Basalt, Oslofeltet		15 – 30
Diabas, Oslofeltet		15 – 20
Gneis, grunnfjell	40 – 350	20 – 100
Dioritt, grunnfjell	300 – 350	10 – 20
Grønnstein, Trondheim	200 – 400	5 – 25
Trondhjemitt, Trondheim	300 – 400	40 – 50
Kvartsdioritt, Nordvestlandet	Saltvannsintregning	50 – 100

Tabell 1: Eksempler på målte verdier for vannets elektriske ledningsevne og naturlig gammastråling (cps API-standard) fra målinger utført av NGU frem til 2006.

Logging av elektriske motstand (ledningsevne) i borehull.

Spesifikk elektrisk motstand av en bergart er en materialegenskap med benevnning ohm meter (Ωm). Resistivitet er det navnet som vanligvis brukes for denne egenskapen. Symbolet som brukes er vanligvis rho (ρ) og ofte brukes den inverse størrelsen konduktivitet med benevnningen siemens pr. m (S/m) og symbolet sigma (σ). I dagligtale og rapporter brukes uttrykket "elektrisk motstand" eller bare "motstand" når dette ikke kan misforståes.

Elektrisk motstand (resistivitet), eller den inverse størrelsen elektrisk ledningsevne, kan måles i borehull på tilnærmet samme måte som ved bakkemålinger. Strøm sendes vanligvis ut gjennom to strømelektroder, mens potensialforskjeller måles ved hjelp av to andre elektroder. Ut fra målt strømstyrke, målt potensialforskjell og en geometrisk faktor bestemt av elektrodekonfigurasjonen, kan en elektrisk motstand (resistivitet) beregnes. Som oftest er variasjonen av resistivitet i bergarter så stor at det som måles er en blanding av flere forskjellige virkelige resistiviteter innen målevolumet. Derfor kalles den målte verdien "tilsynelatende resistivitet". Ved målinger i borehull er målevolumet så lite at de målte resistivitetsverdier med god tilnærming ofte kan settes lik de sanne verdier av resistivitet.



Elektrisk motstand kan i prinsippet måles både i løsmasser og fjell. På grunn av at en vanligvis må stabilisere løsmasser med rør av tett plast eller metall, er det ikke mulig å måle resistivitet i borehull gjennom løsmasser med en loggemetode som her omtales. Et plastrør isolerer borehullet elektrisk fra løsmassene omkring mens et stålrør kortslutter den elektriske strømmen slik at den ikke når ut i formasjonen. Dersom et foringsrør av plast perforeres er dette mulig, og i tette plastrør kan en benytte elektromagnetiske målemetoder for bestemmelse av resistivitet.

NGU benytter vanligvis utstyr produsert av Robertsson Geologging Inc. ved sine elektriske borehullslogger. En prinsippskisse av sonden er vist i figur 1. Strøm sendes ut ved elektroden kalt SPR og i tillegg benyttes selve loggekabelen som strømelektrode. For å oppnå en god inntrengning i mediet, er loggekabelen isolert i en lengde av 10 meter fra selve sonden. Potensial-forskjeller måles mellom elektrodene merket 16" og 64" og en elektrode som plasseres på bakken. De to målingene kalles vanligvis "Short Normal" (SN) og "Long Normal" (LN). Dette er en såkalt pol/pol-konfigurasjon hvor avstanden mellom de aktive elektrodene er henholdsvis 16" (36 cm) og 64" (160 cm). Ved den korte konfigurasjonen (SN) er det kun volumet i en avstand på ca 10 cm rundt borehullet som påvirker måleresultatene. Ved LN-konfigurasjonen økes inntrengingsdyptet til ca 30 cm. Denne sonden kan også utstyres med en sensor for detektering av naturlig radioaktiv stråling. NGUs sonde har ikke denne muligheten.

Figur 1: Resistivitets-sonde.

I tillegg til SN og LN måles også overgangsmotstanden ved sondens strømelektrode (SPR), en størrelse som på engelsk kalles "Single Point Resistance". Denne størrelsen bestemmes av resistiviteten i elektrodens umiddelbare nærhet. I tynne borehull hvor sonden kommer nær

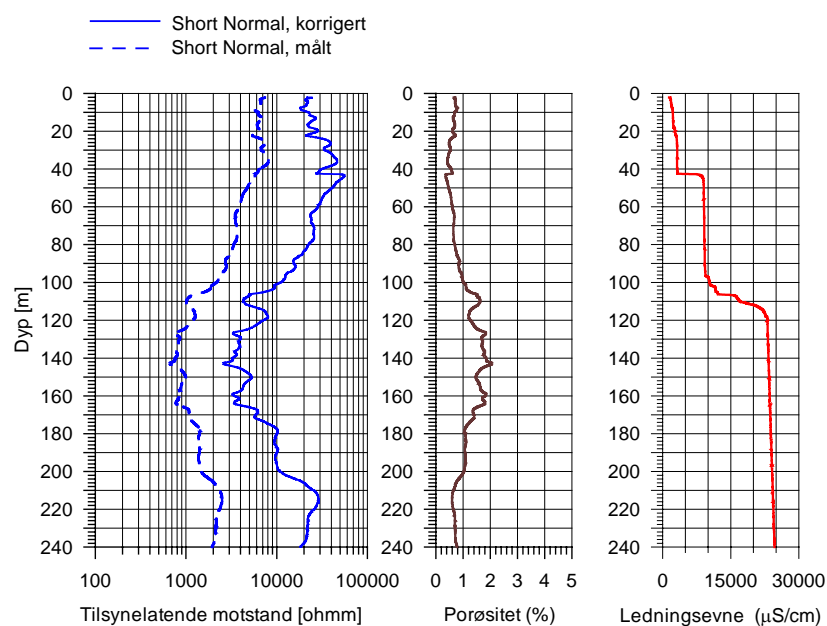
borehullsveggen, vil denne størrelsen være følsom for lokale variasjoner (f.eks sprekker) i borehullsveggen. Dersom en måler i borebrønner hvor diameteren kan være 13 – 15 cm, utviskes denne effekten.

Den målte tilsynelatende resistiviteten påvirkes av borehullets diameter, sondens størrelse og den elektriske ledningsevnen i vannet i borehullet. Dersom en har tilgang på loggedata som viser variasjoner i borehullets diameter (caliper-logg) og målt elektrisk ledningsevne i vannet (Fluid conductivity), kan en korrigere for disse parametrene (Thunehead & Olsson 2005). Dersom caliper-logg mangler, kan en likevel gjøre visse korreksjoner ved å anta at borehullet har konstant diameter.

Ut fra beregnet elektrisk resistivitet i en bergart (ρ_a) og målt elektrisk resistivitet i porevannet (ρ_w) kan porøsiteten (Φ) i en bergart beregnes (Archie 1942). En modifisert variant av denne sammenhengen kan uttrykkes ved hjelp den inverse størrelsen, elektriske ledningsevnen ($\sigma = 1/\rho$, $\sigma_w = 1/\rho_w$) (Thunehead & Olsson 2005):

$$\sigma = a \cdot \sigma_w \cdot \Phi^m + \sigma_s \quad (1)$$

der konstanten a blir kalt "kornformfaktor" og konstanten m "sementeringsfaktor". Størrelsen σ_s utgjør en nødvendig korreksjon for elektrisk ledningsevne på mineralenes overflate. I tilfeller hvor en har godt ledende mineraler (sulfider, oksyder og leirmineraler) kan denne faktoren være dominerende, og muligheter for å beregne porøsitet faller bort. Archies lov ble opprinnelig utledet for sandstener, og i prinsippet må faktorene a og m bestemmes for hver enkelt bergart for å kunne gi gode estimat av porøsiteten. Måling av resistivitet og porøsitet på prøver av metamorft grunnfjell i Sverige har vist at en kan etablere en sammenheng mellom bergartens elektriske ledningsevne og porøsitet ved å sette størrelsene a , m og σ_s til henholdsvis 1,92 – 1,1 og 10^{-5} (Thunehead & Olsson 2005). En kan benytte tilsvarende verdier for norsk grunnfjell, men da må en kun se på beregnet porøsitet som en relativ størrelse ved at verdiene avspeiler variasjonen av porøsitet langs borehullet.



Figur 2: Eksempel på målt og korrigert resistivitetslogg og beregnet porøsitet. Kurve til høyre viser variasjonen i vannets elektriske ledningsevne (inngår i beregningene).

Internasjonal litteratur viser at resistiviteten i forskjellige bergarter kan variere betydelig (Tabell 1). Ut fra NGUs målinger både på bakken og i borehull får en fått et klarere bilde av verdier for norske bergarter (tabell 2).

Vulkanske og metamorfe bergarter	Resistivitet (Ωm)	Sedimentære bergarter	Resistivitet (Ωm)
Granitt	300 – 1 000 000	Skifre	20 – 2 000
Syenitt	100 – 1 000 000	Konglomerat	2 000 – 10 000
Dioritt	10 000 – 100 000	Sandstein	1 – 640 000 000
Diabas	20 – 50 000 000	Kalkstein	50 – 10 000 000
Gabbro	1000 – 1 000 000	Dolomitt	350 – 5 000
Basalt	10 – 13 000 000		
Hornfels	8 000 – 60 000 000		
Grafittskifer	10 – 100		

Tabell 1: Resistivitet på utvalgte bergarter (Fra Telford & al. 1984).

Bergart	Resistivitet, massiv (Ωm)	Resistivitet oppsprukket (Ωm)
Grunnfjellsbergarter, Gneiser, granitter o.l	4 000 – 50 000	500 – 5 000
Dekkebergarter i Trøndelag, grønnstein, skifre	3 000 – 10 000	200 – 3 000
Oslofeltet, rombeporfyr	3000 – 15 000	1000 – 4000
Oslofeltet, syenitt	3 000 – 30 000	300 – 3 000
Oslofeltet, Syenittporfyr	10 000 – 30 000	3000 – 10000
Oslofeltet, leirskifer, kalkskifer og knollekalk	300 – 3 000	30 – 200
Oslofeltet, sandstein, breksje, konglomerat	700 – 1200	
Oslofeltet, alunskifer	10 – 20	

Tabell 1: Resistivitet på utvalgte norske bergarter målt av NGU ved bakke- og borehullsmåling.

Referanser:

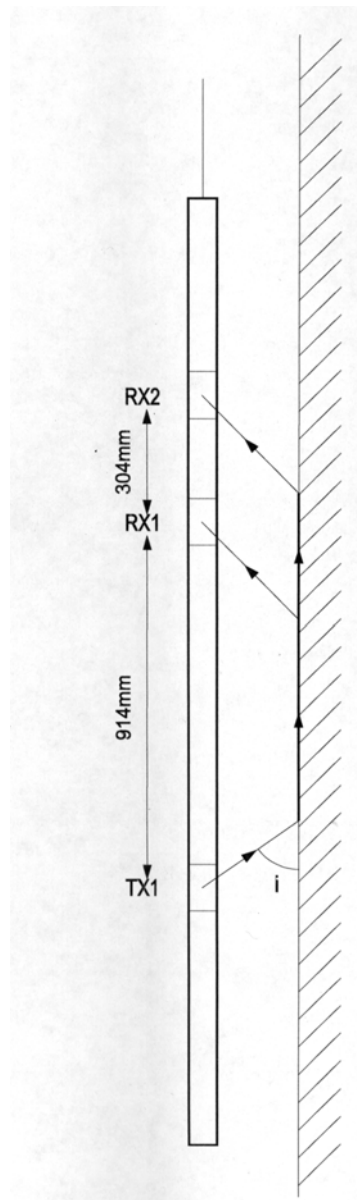
Archie, G.E. 1942: The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics: Petroleum Technology, 5, 1422 – 1430.

Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E. & Keys, D.A. 1984: Applied Geophysics. Cambridge Univ. Press, Cambridge.

Thunehead, H. & Olsson, O. 2005: Borehole Corrections for a Thick Resistivity Probe. Journal of Environmental & Engineering Geophysics, Vol. 9, Issue 4, pp. 217- 224.

Akustisk logging av borehull.

Hensikten med en akustisk logging av borehull er å bestemme formasjonens seismiske hastigheter, både for P-bølge og S-bølge. For bergarter er dette relativt greit, men for løsmasser er det i praksis veldig vanskelig å logge seismiske hastigheter. Enheten for seismisk hastighet angis i meter pr. sekund (m/s), eller i enkelte tilfeller kilometer pr. sekund (km/s). Med informasjon om disse, kan Poisson's forhold beregnes. Har en i tillegg en tetthetslogg av borehullet kan også "Bulk Modulus", "Shear modulus" of "Young's Modulus" beregnes med enhet GigaPascal (Gpa).



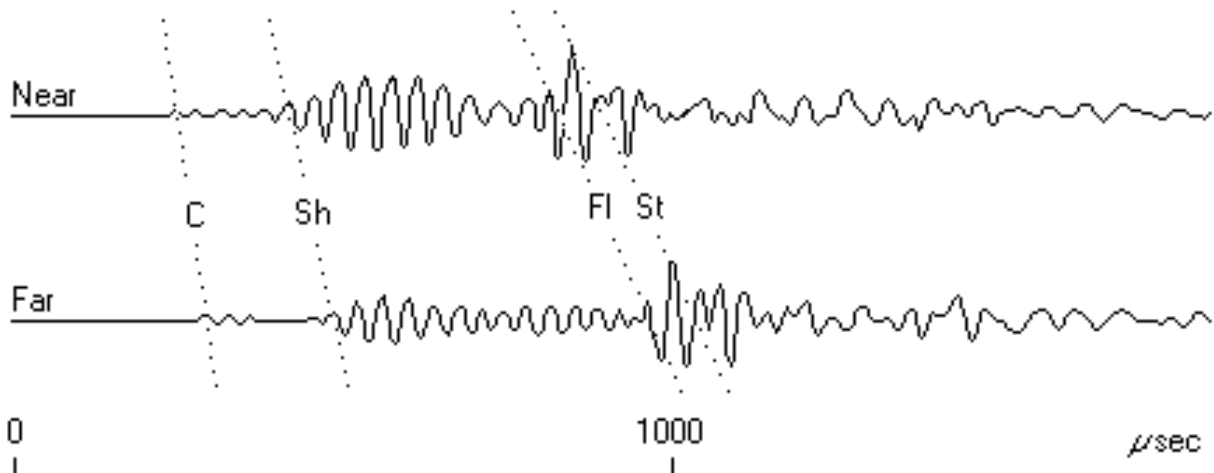
En prinsippskisse av en akustisk sonde, eller sonisk sonde som den også kalles, er vist i figur 1. Høyfrekvent lydimpulser (23 kHz) genereres i senderenheten (TX1) som består av et piezoelektrisk keramisk element. Bølgene brer seg gjennom borehullsvannet, og ved borehullsveggen brytes disse kritisk og følger fjellet. Energien spres tilbake til to mottagere som er montert 91,4 og 112,8 cm fra senderen. Med dette oppsettet kan lyd hastigheten langs borehullsveggen bestemmes, uavhengig av hvor stor hastigheten er i borehullsvæsken. For å hindre at lyden kommer frem fortere langs sonden, er det lagt inn materiale som demper og forsinker signalene gjennom denne. Avstanden mellom de to mottagerne er valgt ut ved å veie økt oppløsning en kan oppnå ved stor avstand mot redusert signalstyrke når avstanden øker. På grunnlag av dette har en valgt 30,4 cm (1 fot). Under normale forhold foretas en måling pr cm, og med den korte avstanden mellom mottagerne gir dette en meget god oppløsning i seismiske hastigheter langs borehullsveggen.

Ved å beregne forskjell i gangtid for den først ankomne P-bølge og dividere denne med avstanden mellom mottagerne, blir den inverse størrelsen av P-bølg hastigheten ("Slowness") beregnet automatisk. Denne kan plottes direkte på papir under måleprosessen. Sonden digitaliserer også hele bølgetoget som ankommer de to mottagerne, og ut fra disse bildene ("Full waveform", se figur 2), kan i tillegg til p-bølg hastighet også bestemme ankomsttid for S-bølgen og såkalte "Stonley"-bølger. Målingene forutsetter at avstanden fra borehullsvegg til de to mottagerne er den samme, og sonden må derfor sentraliseres i borehullet.

Figur 1: Skisse av målesonde.

Analyse av data.

Som nevnt kan p-bølgens inverse hastighet ("Slowness", sekund pr. meter, s/m) bestemmes automatisk. Både P-bølgens (V_P) og S-bølgens (V_S) hastighet kan bestemmes ved å digitalisere henholdsvis førsteankomst og den senere ankomne S-bølge. Når disse er bestemt, kan Poisson's forhold beregnes som vist nedenfor.



Figur 2: Registrert amplitude som funksjon av tid for nærmottager (Rn) og fjern mottager (Rf). C angir P-bølge ("Compressional"), Sh S-bølge ("Shear") og St angir Stonley-bølger.

$$\text{Poisson's Ratio (dimensjonsløs): } \nu = (V_P^2 - 2 V_S^2) / (2 [V_P^2 - V_S^2])$$

der ρ = tetthet (Mg/m^3), V_P = P-bølgehastighet (km/s) og V_S = S-bølgehastighet (km/s).

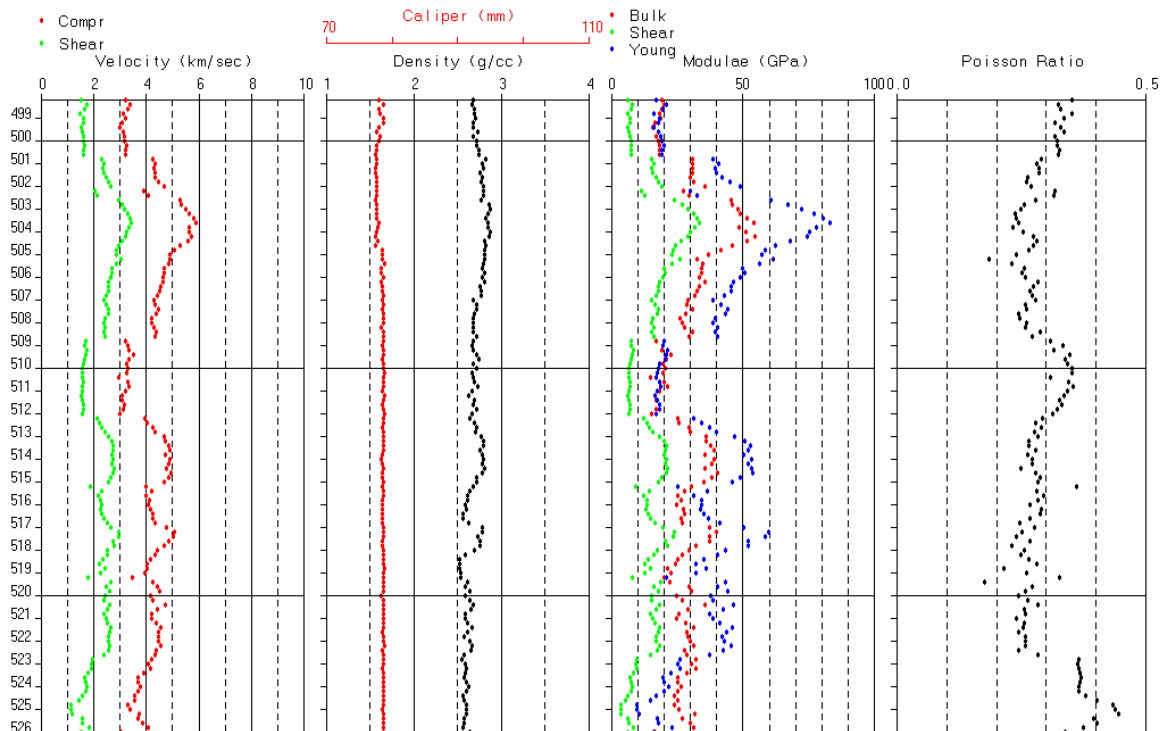
Figur 3 viser eksempel på målt P- og S-bølgehastighet, tetthetslogg og avledede størrelser.

Dersom en har tilgang på tetthetslogg fra det samme borehullet kan også de dynamiske moduler beregnes.

$$\text{Bulk modul (Gpa): } K = \rho (V_P^2 - [4/3] V_S^2)$$

$$\text{Skjær modul (Gpa): } G = \rho V_S^2$$

$$\text{Young's Modul (Gpa): } E = \rho V_S^2 (3 V_P^2 - 4 V_S^2) / (V_P^2 - V_S^2)$$

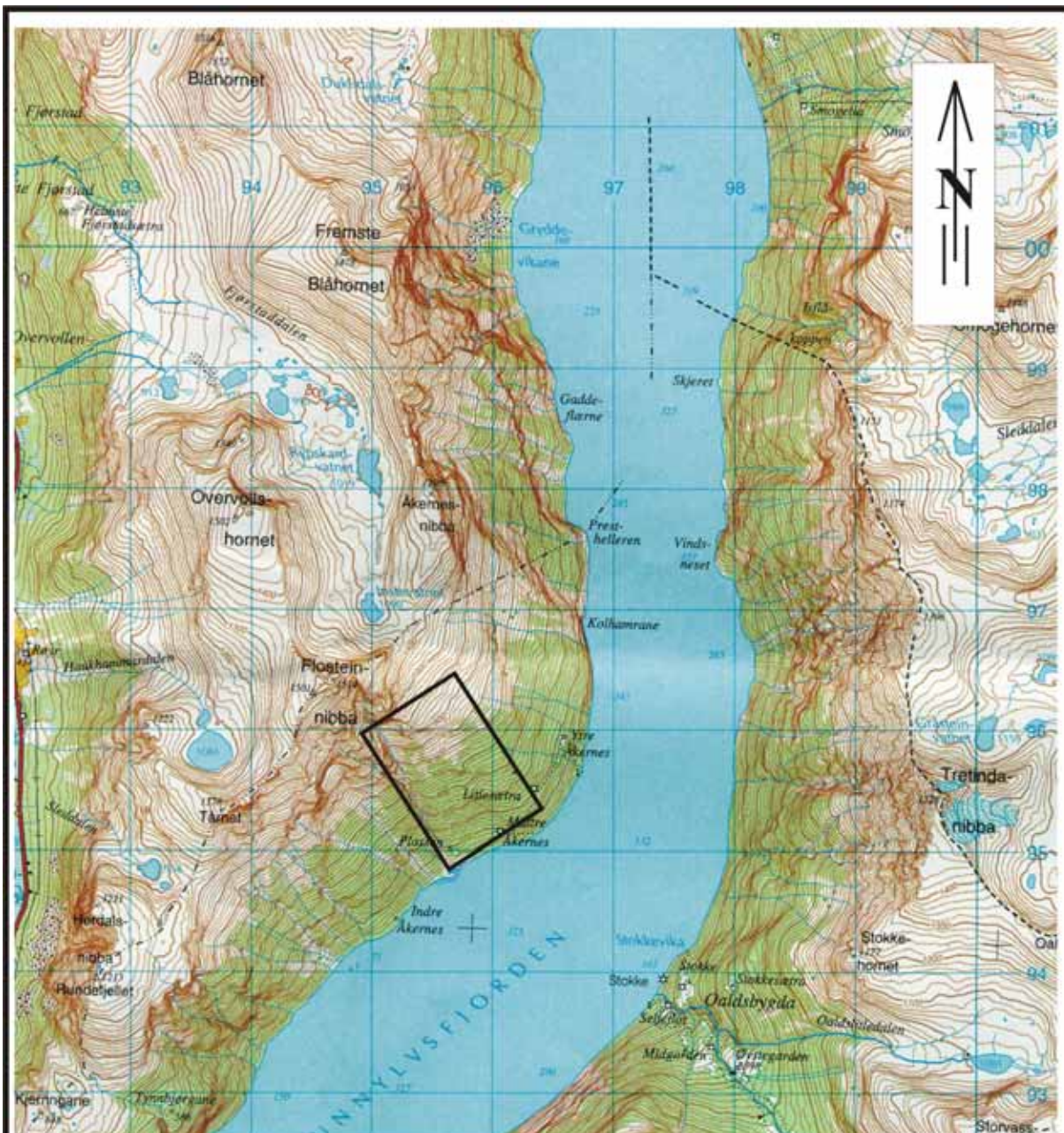


Figur 3: Målt P- og S-bølge hastighet, tetthetslogg, "caliperlogg" og beregnet "Bulk-", "Shear-" og "Young's-modul" samt Poisson's forhold.

Seismiske hastigheter i forskjellig geologisk materiale varierer, og nedenfor er vist noen eksempler.

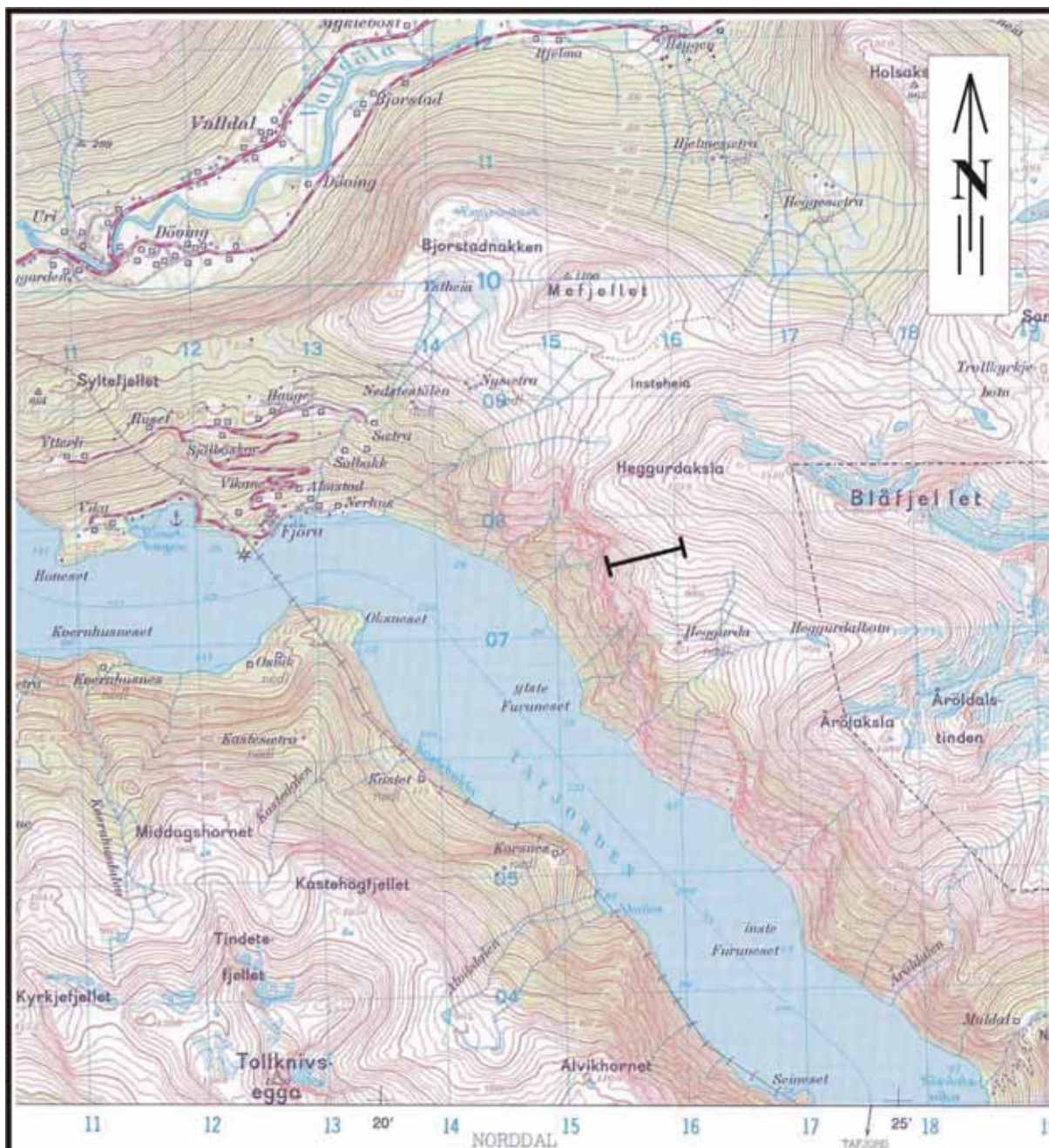
Jordarter	P-bølge hastighet (m/s)	Bergarter, ikke oppsprukket	P-bølge hastighet (m/s)
Torv	150 – 500	Sandstein	3000 – 3500
Leire (tørr)	600 – 1200	Kalkstein	4000 – 6000
Sand (tørr)	400 – 900	Dolomitt	2500 – 6500
Grus (tørr)	400 – 1000	Kvartsitt	5500 – 6000
Morene (tørr)	400 – 1600	Granitt	4800 – 5500
Leire (vannmettet)	1200 – 1600	Gneis	4700 – 5800
Sand (vannmettet)	1400 – 1800	Diabas	5700 – 6500
Grus (vannmettet)	1400 – 1900	Gabbro	6200 – 6700
Morene (løs)	1500 – 1900	Ultramafisk	6500 – 7500
Morene (hard)	1900 – 2800		

Tabell 1: P-bølge hastighet i noen geologiske materialer. Data er hentet fra norske erfaringer (NGU og Geomap). S-bølge hastigheten er ofte lik ca 60 % av P-bølge hastigheten (varierer). Oppsprekning av bergarten og leiromvandling vil kunne redusere hastighetene betydelig.



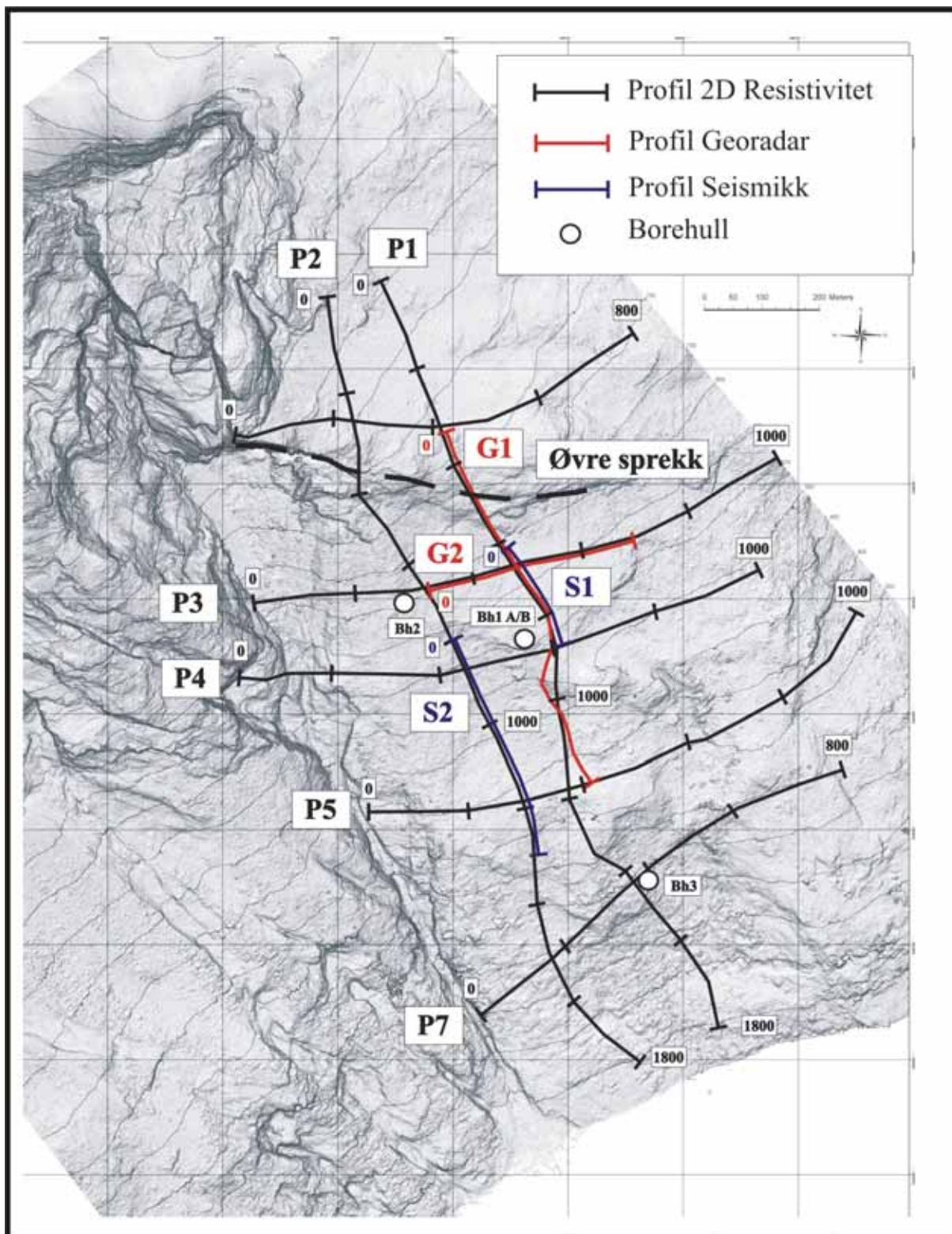
 UNDERSØKT OMRÅDE

NGU OVERSIKTSKART ÅKNES STRANDA, MØRE OG ROMSDAL	MÅLESTOKK	MÅLT ED-HE	2004 og 2005
	1:50 000	TEGN E.D.	Januar 2006
		TRAC	
		KFR	
NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE TRONDHEIM	KARTBILAG NR 2006.002-01	KARTBLAD NR 1219 II	



—|— MÅLT PROFIL

NGU OVERSIKTSKART TAFJORD NORDDAL, MØRE OG ROMSDAL	MÅLESTOKK	MÅLT E.D.	Aug. 2005
	1:50 000	TEGN E.D.	Januar 2006
		TRAC	
		KFR	
NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE TRONDHEIM	KARTBILAG NR 2006.002-02	KARTBLAD NR 1319 IV	



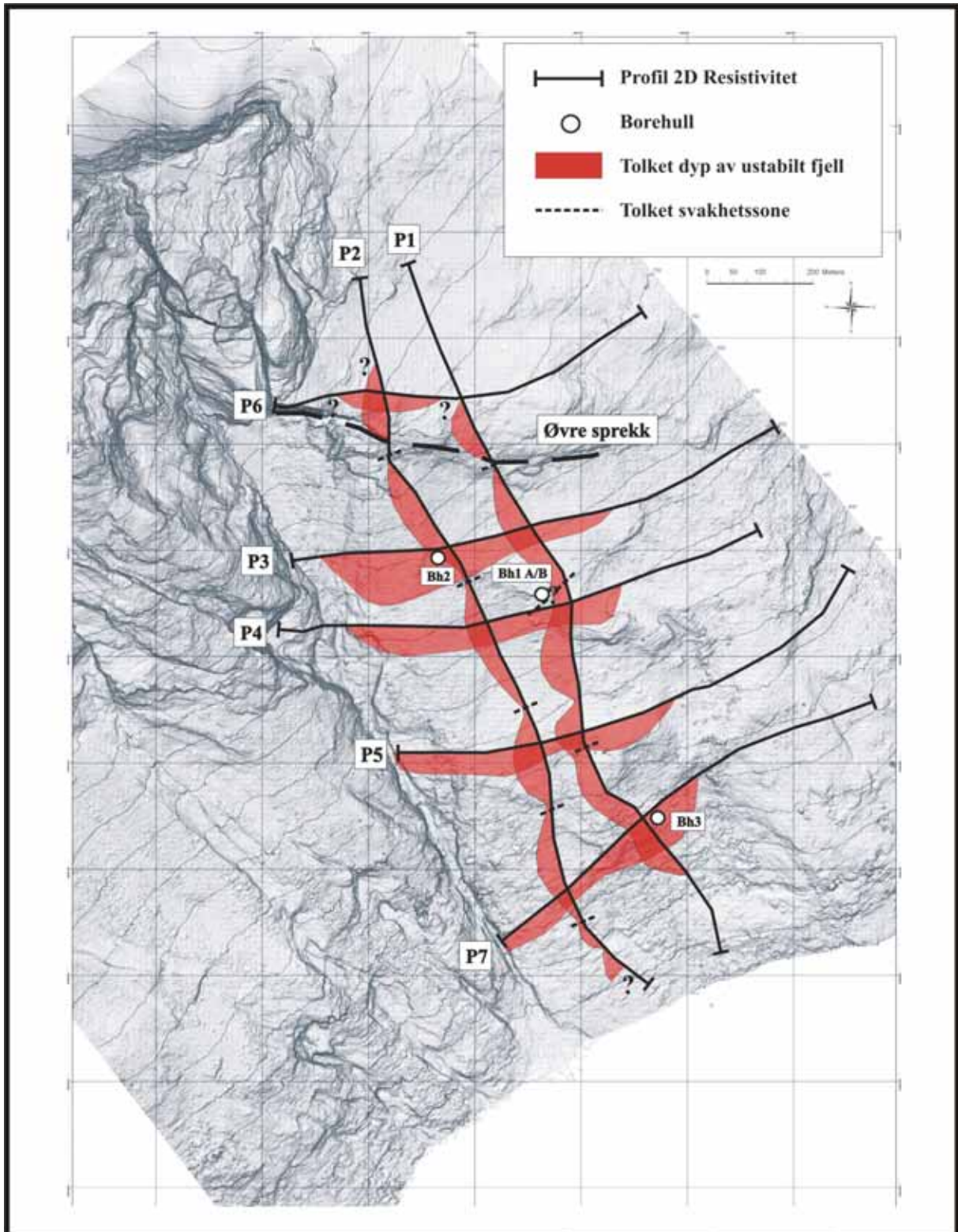
NGU
 OVERSIKTSKART MED GEOFYSISKE PROFILER
ÅKNES
 STRANDA, MØRE OG ROMSDAL

MÅLESTOKK 1 : 10 000	MÅLT ED-HE	2004 og 2005
	TEGN E.D.	Januar 2006
	TRAC	
	KFR	

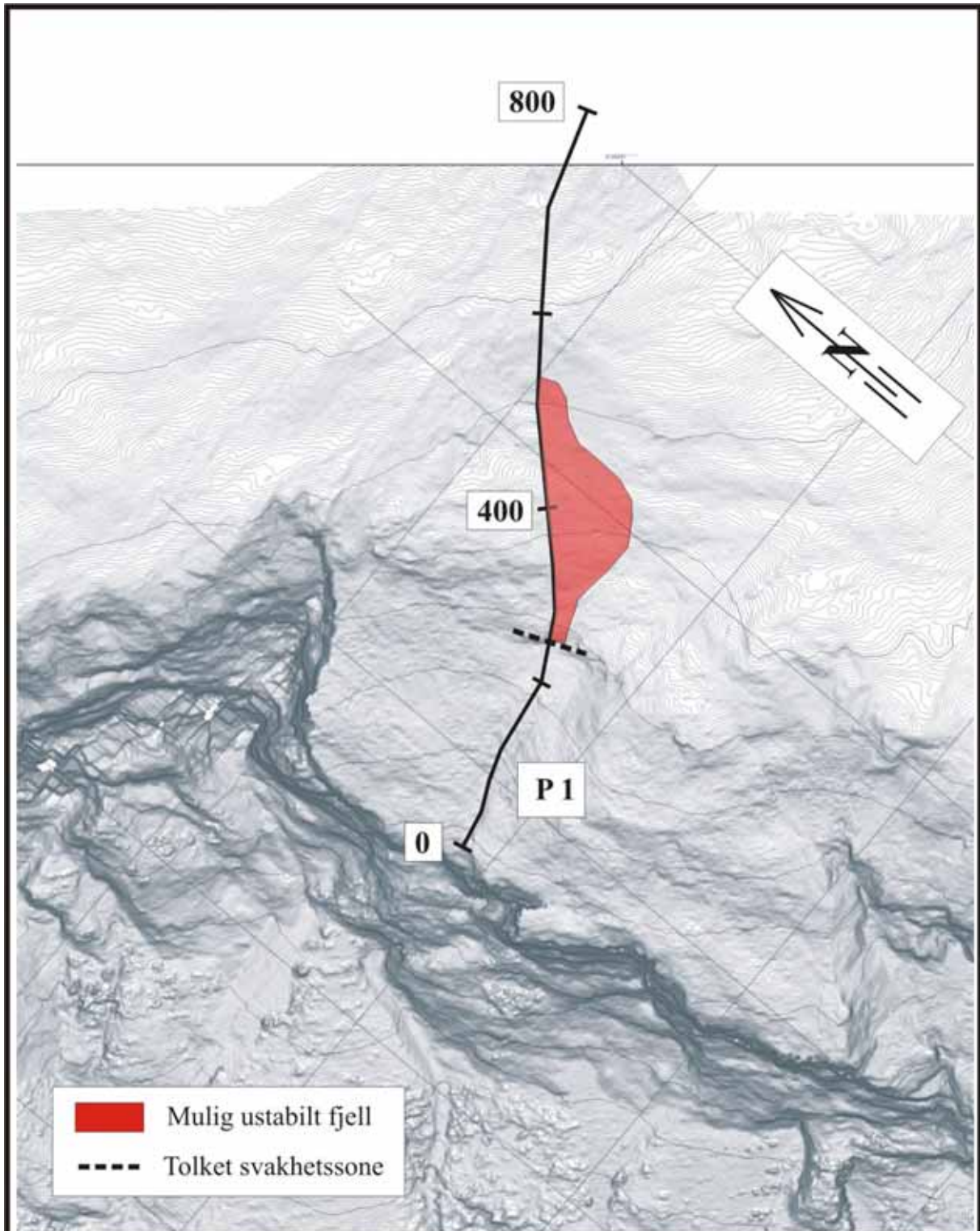
NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE
 TRONDHEIM

KARTBILAG NR
 2006.002-03

KARTBLAD NR
 1219 II



NGU 2D RESISTIVITETSPROFILER MED TOLKET USTABILT FJELL ÅKNES STRANDA, MØRE OG ROMSDAL	MÅLESTOKK 1 : 10 000	MÅLT E.D.	2004 og 2005
		TEGN E.D.	Januar 2006
NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE TRONDHEIM	KARTBILAG NR 2006.002-04	TRAC	
		KFR	
		KARTBLAD NR	1219 II



Mulig ustabilt fjell
 Tolket svakhetssone

NGU
 GEOFYSISK PROFIL MED TOLKNING
TAFJORD
 NORDAL, MØRE OG ROMSDAL

MÅLESTOKK 1:5 000	MÅLT E.D.	Aug. 2005
	TEGN E.D.	Januar 2006
	TRAC	
	KFR	

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE
 TRONDHEIM

KARTBILAG NR 2006.002-05	KARTBLAD NR 1319 IV
-----------------------------	------------------------