



GEOLOGI FOR SAMFUNNET

SIDEN 1858



**NORGES
GEOLOGISKE
UNDERSØKELSE**
· NGU ·

NGU RAPPORT

2023.016

Geofysikk.
Elektriske metoder.
Bruk, teori, utførelse og
eksempler på tolking.



Rapport nr: 2023.016

ISSN: 0800-3416 (trykt)

ISSN: 2387-3515 (online)

Gradering: Åpen

Tittel: Geofysikk. Elektriske metoder. Bruk, teori, utførelse og eksempler på tolkinger

Forfatter: Jan S. Rønning

Oppdragsgiver: NGU/NTNU

Fylke:

Kommune:

Kartblad: (M=1:250.000):

Kartbladnr. og -navn: (M=1:50.000):

Forekomstens navn og koordinater:

Sidetall: 219

Pris:Kr. 700- (papirversjon)

Feltarbeid utført:

Rapportdato:

Prosjektnr: 329500

Ansvarlig: Marco Brønner

Emneord: Geofysikk, elektriske metoder, resistivitet, selv-potensial (SP), induert polarisasjon (IP), Oppladet potensial (CP), undervisningsmaterieell, fagrapport.

Sammendrag:

Rapporten er ment som et kompendium for undervisning ved NTNU, men også ved andre universiteter i Norge. Andre interesserte inviteres også til å studere muligheter og begrensninger ved elektriske målinger. Det gis en detaljert oversikt over:

- Ord og uttrykk
- Grunnleggende teori inklusive materialelegenskaper
- Faktorer som påvirker elektriske målinger
- Vertikale elektriske sonderinger (VES), datainnsamling, inversjon og tolking
- 2D resistivitet (ERT), datainnsamling, inversjon og tolking
- Muligheter og begrensninger ved 2D resistivitet (Modellering)
- Selv Potensial (SP), datainnsamling, inversjon og tolking
- Indusert Polarisasjon (IP), datainnsamling, inversjon og tolking
- Oppladet potensial (CP), datainnsamling, inversjon og tolking
- Elektriske borehullsmålinger, ERT, SP, IP og CP

Eksempler på gode resultater innenfor:

- Forundersøkelser for tunneler
- Kartlegging og karakterisering av leire
- Kartlegging av grunnvann og grunnvannsforurensing
- Kartlegging av sand- og grusforekomster
- Kartlegging av ustabile fjellparti
- Kartlegging av permafrost
- Resistivitet i kombinasjon med andre metoder

INNHold

1. INNLEDNING	9
1.1 Kort historikk	9
1.2 Anvendelser.....	10
1.3 Ord og uttrykk	13
1.3.1 Elektrisk ledningsevne / resistivitet.....	13
1.3.2 Homogene og isotrope masser	13
1.3.3 Tilsynelatende resistivitet (ledningsevne).....	13
1.3.4 Resistans og konduktans	14
2. GRUNNLEGGENDE TEORI	14
2.1 Materialeegenskaper	14
2.1.1 Elektronisk ledningsevne.....	14
2.1.2 Ionisk ledningsevne	15
2.1.3 Porøsitet i noen geologiske materialer	16
2.1.4 Resistivitet i noen geologiske materialer	17
2.1.5 Gruppering av materialer ut fra resistivitet	20
2.1.6 Spesialtilfeller	20
2.1.7 Elektrisk ledningsevne og temperatur	21
2.2 Hvordan måle elektrisk ledningsevne / resistivitet.....	23
2.2.1 Laboratoriemålinger	23
2.2.2 Målinger i felt	24
2.3 Elektrodekonfigurasjoner og geometriske faktorer	26
2.3.1 Elektrodekonfigurasjoner.....	26
2.3.2 Beregning av tilsynelatende resistivitet, geometrisk faktor	28
2.3.3 Potensialforløpet ved to strømelektroder	29
2.4 Faktorer som påvirker måleresultatene.....	31
2.4.1 Elektrodekonfigurasjonenes følsomhet	31
2.4.2 Elektrodeavstandenes betydning.....	33
2.4.3 Geologiens betydning.....	34
2.4.4 Praktisk utførelse, flytting av elektroder.....	35
2.4.5 Praktisk utførelse, utsending av strøm.....	35
2.4.6 Forbedring av signal/støy-forhold.....	36
2.4.7 Tilgjengelig måleutstyr	37
2.5 Alternative utførelser	38
2.5.1 Sleppe utlegg på land	38

2.5.2	Slepet utlegg i vann	39
2.5.3	Målinger med kapasitive elektroder	39
2.5.4	Målinger i borehull	40
3.	VERTIKAL ELEKTRISK SONDERING (VES)	41
3.1	Vanlige elektrodekonfigurasjoner	41
3.2	Sonderingskurve og tolking av denne	41
3.2.1	Kvalitativ fysisk tolking	42
3.2.2	Geologisk tolking	43
3.2.3	Teoretiske sonderingskurver	43
3.3	Inversjon av VES-data. Kvantitativ tolking.....	45
3.4	Begrensninger og spesielle effekter	46
3.4.1	Ekvivalens	46
3.4.2	Suppresjon (undertrykkelse)	47
3.4.3	Inhomogeniteter ved strømelektroden	49
3.4.4	Inhomogeniteter ved potensialelektrodene	49
3.4.5	Wenner-effekt	51
3.5	Kabelsystemer for VES.....	52
3.5.1	NGU Schlumberger-kabel	52
3.5.2	BGS-kabel for «offset» Wenner-konfigurasjon	55
4.	2D RESISTIVITET (ERT)	57
4.1	Aktuelle elektrodekonfigurasjoner.....	57
4.2	Kabelsystemet for 2D Resistivitet	58
4.2.1	LUND-systemet.....	58
4.2.2	AGI-systemet og Syscal-systemet.....	59
4.2.3	Andre kabelsystemer.....	59
4.3	Oppbygging av en pseudoseksjon	59
4.4	Inversjon av 2D Resistivitet	61
4.4.1	Prinsipp, forlengs modellering og inversjon.....	61
4.4.2	Inversjonsprogrammer	64
4.4.3	Behandling av støy	64
4.4.4	Terrengkorreksjon	65
4.4.5	Robust og standard inversjon.....	67
4.4.6	Vertikale og horisontale inversjonsmodeller	68
4.4.7	Demping av støy ved inversjon	70
4.4.8	Låsing av resistivitetsverdier og laggrenser	71
4.4.9	Feilkilder og fallgruver	72

5.	MULIGHETER OG BEGRENSNINGER VED 2D RESISTIVITET	73
5.1	Eksempel fra ETH i Zürich	73
5.2	Sprekkesoner i berg på land	75
5.2.1	Respons ved forskjellige elektrodekonfigurasjoner	75
5.2.2	Effekten av variasjon i svakhetssonens bredde	77
5.2.3	Effekten av variasjon i svakhetssonens utstrekning mot dypet	77
5.2.4	Effekten av variasjoner i svakhetssonenes fall	80
5.2.5	Effekten av variasjoner i svakhetssonenes resistivitet	80
5.2.6	Effekten av variasjoner i løsmassenes resistivitet	83
5.2.7	Effekten av variasjoner i løsmassedekkets tykkelse	83
5.3	Undersøkelser i saltvann	85
5.3.1	Utfordringer ved arbeid i saltvann	86
5.3.2	Valg av undersøkelsesbetingelser	86
5.3.3	Valg av elektrodekonfigurasjon.....	87
5.3.4	Effekten av variasjoner i sjøvannets resistivitet.....	90
5.3.5	Effekten av variasjoner i sjødyb	91
5.3.6	Effekten av variasjoner i løsmassetykkelse på sjøbunnen	93
5.3.7	Kombinert undersøkelse med elektroder på land og i sjø	93
5.3.8	Kombinert undersøkelse med elektrode på land og i sjø, data fra feltmålinger	95
5.3.9	Modellering av resistivitet i marine miljø, oppsummering	96
5.4	Modellering av mulig kvikkleire	96
5.4.1	Valg av elektrodekonfigurasjon.....	97
5.4.2	Modellering av mulig kvikkleire over salt leire.....	98
5.4.3	Påvisning av kvikkleirelag i salt intakt leire	100
5.4.4	Modellering av lag som kiler ut	101
6.	SELV-POTENSIAL (SP)	106
6.1	Anvendelser for SP (Motivasjon).....	106
6.2	Utførelse av SP-målinger	106
6.2.1	Elektrodekonfigurasjoner.....	107
6.2.2	U-polariserbare elektroder.....	108
6.3	Årsaker til SP-anomalier	108
6.3.1	Mineralpotensial	109
6.3.2	Elektrokinetisk effekt (strømningspotensial)	112
6.3.3	Elektrokjemisk effekt (konsentrasjonsforskjeller).....	115
6.3.4	Bioelektrisk effekt.....	116
6.3.5	Støykilder for SP	116
6.4	Eksempler på vellykkede SP-undersøkelser	119

7. INDUSERT POLARISASJON (IP)	119
7.1 Anvendelser for IP	119
7.2 Praktisk utførelse.....	120
7.2.1 Elektrodetyper	120
7.2.2 Elektrodekonfigurasjoner og strømutsendelse	120
7.2.3 Inversjon av IP-data	121
7.2.4 Måling av IP-effekt fra helikopter.....	121
7.3 Årsaker til IP-effekter	122
7.3.1 Mineralpotensial	122
7.3.2 Membranpotensial	123
7.4 Måleteknikker for IP-effekt	124
7.4.1 Målinger i tidsdomenet	124
7.4.2 Målinger i frekvensdomenet	125
7.4.3 Spektral IP (SIP)	127
7.5 Presentasjon av IP-data.....	128
7.5.1 Enkle tradisjonelle målinger av Indusert Polarisasjon.....	128
7.5.2 Moderne 2D Indusert Polarisasjon.....	132
7.6 Indusert Polarisasjon i oljeleting	134
8. OPPLADET POTENSIAL (Charged Potential, CP)	135
8.1 Motivasjon.....	135
8.2 Utførelse	135
8.3 Tolking av CP-målinger	138
8.4 Eksempler på mineralundersøkelser	139
8.4.1 Tradisjonell CP, Hornvann, Sortland kommune i Vesterålen	139
8.4.2 Moderne CP, Grafitt ved Møklund, Bø kommune i Vesterålen.....	140
8.4.3 Tradisjonell CP, Joma, Røyrvik kommune	141
8.4.4 Tolking av lengde langs fallet	143
8.5 CP ved hydrogeologisk undersøkelse, Haslemoen	145
8.6 CP ved lekkasje fra deponi	149
9. ELEKTRISKE MÅLINGER I BOREHULL	150
9.1 Resistivitet og Selv Potensial	150
9.2 Indusert Polarisasjon	152
9.3 CP-målinger i borehull	156

10. EKSEMPLER ELEKTRISKE MÅLINGER MED TOLKING	158
10.1 Forundersøkelser for tunneler	158
10.1.1 Tolkingmodell for svakhetssoner i berg	158
10.1.2 Svakhetszone med fall, Knappetunnelen i Bergen	162
10.1.3 Svakhetszone med fall Viggjatunnelen, Skaun kommune i Trøndelag.....	164
10.1.4 Ekstrem vannlekkasje, Holmestrandporten	167
10.1.5 Tunnel i løsmasser, Holmestrandporten	169
10.1.6 Forvitret berg på Bjarkøy.....	171
10.2 Kartlegging og karakterisering av leire	173
10.2.1 Tolkingmodell for leire, eksempel fra Buvika, Skaun kommune	174
10.2.2 Verifisering av resistivitetsnivåer og tolkingmodell.....	177
10.2.3 Kartlegging rundt skredgrop på Byneset, Trondheim kommune	179
10.2.4 Kartlegging av mulig kvikkleire i Kaldvelladalen, Melhus kommune	181
10.3 Kartlegging av grunnvann og grunnvannsforurensing	184
10.3.1 Vannførende grusavsetning i Rafsbotn, Alta kommune	184
10.3.2 Grunnvarme fra grunnvann på Melhus.....	185
10.3.3 Forurenset grunnvann på Haslemoen, Våler kommune i Solør	187
10.4 Kartlegging av sand/grus-forekomster	191
10.4.1 Grusavsetning i Verdalen	191
10.4.2 Sand- og grusmasser i Kaldvelladalen i Melhus	192
10.5 Kartlegging av fjellskred	194
10.5.1 Mulig fjellskred ved Åknes, Standa kommune	194
10.5.2 Modellering av anomalimønsteret ved Åknes	196
10.5.3 Alternativ inversjon av resistivitetsdata fra Åknes.....	201
10.6 Kartlegging av permafrost	202
10.6.1 Mulig permafrost ved Breitind, Rauma kommune.....	202
10.6.2 Permafrost på Wordiekammen, Svalbard	203
10.6.3 Aktiv sone i permafrost, Adventdalen Svalbard	204
10.7 Kombinerte geofysiske metoder	205
10.7.1 Kombinerte elektrisk metoder ved grafittundersøkelser, Møkland	206
10.7.2 Kombinerte undersøkelser av rassone i Hanekleivtunnelen.....	207
11. REFERANSER	210

FORORD

Forfatter av dette undervisningsmateriellet har undervist i faget TPG 4120 Mineral-, ingeniør- og miljøgeofysikk ved NTNU i en lengre periode. Studentene har lenge etterlyst et kompendium i faget på norsk, men på grunn av stort tidspress har det ikke vært mulig å gjøre noe med dette før nå i 2022 - 2023.

Kurset har utviklet seg over tid, nye metoder har kommet til og anvendelsene av eldre metoder har endret seg. Det har hele tiden vært et mål at kursinnholdet skal reflektere utviklingen innen den aktuelle geofysikken, også innenfor elektriske metoder.

I undervisningen er læreboka skrevet av J. Reynolds, *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics* benyttet, og kursinnholdet bærer preg av dette, men metoder og anvendelser for norske forhold er vektlagt. Fra starten av er det lagt vekt på Ingeniørgeofysikk og Miljøgeofysikk. De metodene som benyttes her, benyttes også ved mineralundersøkelser, og dette temaet er også tatt med.

Et viktig poeng for studentene har vært at geofysikk i seg selv er et utfordrende fagområde. Med undervisning for det meste på engelsk og alt kursmaterieell skrevet på engelsk, blir kurset ekstra utfordrende. Dette er bakgrunnen for dette initiativet med undervisningsmaterieell på norsk. For å lette koblingen til engelskspråklig litteratur, blir de fleste geofysiske termene angitt på engelsk (*i kursiv*) etter første gangs presentasjon på norsk.

Hensikten med dette undervisningsmaterialet er å gjøre unge geologer oppmerksom på hvilke verktøy som finnes i den geofysiske verktøykassen, hvordan disse fungerer og med dette gi et bilde av styrke og svakheter ved anvendelsene av metodene ved forskjellige problemstillinger. Materialet er ikke ment som en lærebok for geofysikere.

Undertegnede vil takke Norges geologiske undersøkelse (NGU) for muligheten til å arbeide med geofysikk i mer enn 40 år, og Norges teknisk naturvitenskapelige universitet (NTNU) for å ha fått muligheten til å formidle opparbeidet kunnskap til yngre generasjoner også i en lengre periode. Engasjementet på UNIS (Universitetssenteret på Svalbard) har gitt meg muligheten til å utvide erfaringsgrunnlaget til også å gjelde snø, is og strukturer i permafrost. En spesiell takk til mine uunnværlige kolleger ved NGU som i de fleste tilfellene har utført det praktiske arbeidet både i felt og ved prosessering av data, og som har bidratt med konstruktive kommentarer til dette manuskriptet. Til slutt en spesiell takk til NGU for å avsette midler slik at prosjektet med undervisningsmaterieell på norsk endelig kunne i alla fall delvis realiseres.

Trondheim 14.12.2023



1. INNLEDNING

Ved elektriske målinger benytter en elektrisk strøm til å kartlegge geologien. Strøm sendes ned i bakken vanligvis gjennom to elektroder og et elektrisk potensial måles ved to andre elektroder. Disse elektrodeparene blir da naturlig nok kalt strøm-elektroder og potensialelektroder. Ved hjelp av en geometrisk faktor som bestemmes av hvordan elektrodene er plassert, kan en tilsynelatende resistivitet, eller tilsynelatende elektrisk ledningsevne beregnes. Forskjellige materialtyper kan ha forskjellig elektrisk ledningsevne, og når en kjenner disse, kan en ut fra elektriske måleresultater tolke geologien.

Det finnes fire hovedtyper elektriske målemetoder avhengig av hvordan målingene utføres: Resistivitetsmålinger (*Resistivity Potential*, RP), Selv-Potensialmålinger (*Self-Potential*, SP), Indusert Polarisasjon (*Induced Polarisation*, IP) og Oppladet Potensial (*Charged Potential*, CP). Resistivitetsmålinger ble videreutviklet på 1990-tallet, og en begynte med 2D Resistivitets-målinger også kalt Elektrisk Resistivitetstomografi (*Electric Resistivity Tomography*, ERT).

Tre av metodene omtales gjerne som aktive metoder, dvs. det sendes strøm i bakken. SP er en passiv metode der en kun måler et elektrisk potensial som er i bakken. I dette dokumentet beskrives disse metodene, og det presenteres utvalgte eksempler på gode resultater (muligheter), men også eksempler der metodene fungerer mindre bra (begrensninger). For å undersøke muligheter og begrensninger er det i noen tilfeller foretatt modellering, dvs. en definerer en fysisk modell, beregner responsen fra denne som så blir invertert. Den inverterte modellen bør da være mest mulig lik utgangsmodellen.

1.1 Kort historikk

Elektriske målinger er ikke noe nytt. Robert Fox eksperimenterte allerede i 1830 med å måle elektrisk potensial mellom to metallplater (SP-målinger) for kartlegging av kobbersulfider i Cornwall, England (Reynolds 2011). Conrad Schlumberger eksperimenterte tidlig på 1900-tallet med å sende strøm i bakken mellom to elektroder og målte oppsatt spenning ved to andre. På denne måten var han i stand til å få et bilde av de elektriske egenskapene i undergrunnen.

Den første elektriske målingen for malmløsting her i Norge ble foretatt av Geofysisk Malmløsting, forløperen til Geofysikk ved NGU, i 1937 (Brækken & Welde 1937). Dette var forsøksmålinger med Selv-Potensial (SP, se kapittel 4). Logn (1946) utredet «Elektriske potensialmålinger i geologiens tjeneste» i en avhandling ved Universitetet i Oslo i 1946. Den første undersøkelsen for kartlegging av løsmassetykkelse med elektriske målinger ble foretatt ved Åbjøra kraftanlegg i Nord-Aurdal i 1949 (Logn 1949). Dette ble da også den første elektriske undersøkelsen ved tunnelundersøkelser.

Ørnulf Logn, som i 1962 var blitt NGU-er, benyttet Selv-Potensialmetoden (SP) systematisk for kartlegging av sulfidforekomster i Grongfeltet på 1970-tallet. Den første undersøkelsen var øst for Tronselv i Namsskogan kommune (Logn 1971). Sammen med Bjørn Bølviken (geokjemiker ved NGU) utførte også Ørnulf Logn de første SP målingene i borehull i Norge ved Joma-forekomsten i Røyrvik (Bølviken & Logn 1972).

Ole Bernt Lile, kjent for mange som Mr. Geofysikk på NTH, benyttet i sin licentiatgrad Oppladet Potensial (*Charged Potential* eller *Mise a la Masse*, MALM" i andre språkdrakter). Lile gjorde modellforsøk i sand, datidens svar på elektroniske modellering, for å studere responsen fra forskjellige modeller senket ned i vann (Lile 1971). Dette er en metode for kartlegging av størrelsen av kjente mineralforekomster med meget god elektrisk ledningsevne.

I løpet av 70-årene ble det ved NGU vanlig å lete malm med kombinerte elektriske målinger (RP-, SP-, IP-målinger). Gode elektriske ledere i bakken kunne avdekkes enten ved å måle den elektriske ledningsevnen (inverse av resistivitet) eller ved SP-metoden, mens disseminerte malmer (impregnasjonsmalmer) kunne kartlegges med induisert polarisasjon (IP). Sistnevnte gir respons på malmer selv om mineraliseringen ikke har sammenhengende metalliske mineraler som bidrar til elektronisk ledningsevne.

Etter hvert ble det vanlig å benytte resistivetsmålinger ved løsmassekartlegging. I sin dr.ing-grad fra NTH i 1983 studerte Bjørn Berger bl.a. elektriske egenskaper i kvikkleire v.h.a. Vertikale Elektriske Sonderinger (VES) (Berger 1983). Berger viste at det var mulig å skille mulig kvikkleire fra intakt salt leire ved bruk av elektriske målemetoder. Berger var den første i Norge som benyttet datamaskin for å invertere sine data slik at en tilnærmet sann resistivitet kunne beregnes, riktignok måtte han forutsette horisontal lagdeling (1D modell).

Moderne resistivetsmålinger i 2D og 3D ble for alvor aktuelt på midten av 1990-tallet. Thorleif Dahlin utviklet et kabelsystem for effektive målinger i både 2D og 3D i sitt dr.-grads-arbeide fra Lund i 1993 (Lund-systemet, Dahlin 1993). Parallelt med dette arbeidet M.H. Loke med inversjonsrutiner både for 2D og 3D i sin doktorgrad ved universitetet i Birmingham (Loke & Barker 1996). Etter at disse to arbeidene ble kommersialisert, ble det plutselig mulig for mange å investere i effektive målesystemer og inversjonsprogramvare som kunne gi et tilnærmet sant bilde av resistiviteten i bakken og ikke lengre bare tilsynelatende resistivetsverdier.

Norges geologiske undersøkelse (NGU) introduserte, i et samarbeid med Universitetet i Lund, 2D resistivetsmålinger for kartlegging av svakhetssoner i fjell innenfor prosjektet «Miljø og Samfunnstjenlige tunneler» i 2001 (Rønning 2003). Det ble etter hvert utviklet en tolkingsmodell basert på kartlagt resistivitet i svakhetssoner i berg (Rønning mfl. 2013a). I dag er 2D resistivetsmålinger (*Electric Resistivity Tomography*, ERT) en standard metode ved forundersøkelser for tunneler.

Innenfor dr.-grads-arbeidet til Inger-Lise Solberg videreutviklet NGU tolkingsrutinene Bjørn Berger benyttet for karakterisering av leire (Solberg mfl. 2011), men nå ved bruk av 2D Resistivitet (ERT). Denne metodikken er nå etablert som en alternativ metode for kartlegging og karakterisering av leire ved vurdering av risiko for kvikkleireskred, spesielt i områder der det er vanskelig å komme til med borerigg.

Resistivetsmålinger er ellers benyttet ved grusundersøkelser, fjellskredundersøkelser, grunnvannsundersøkelser, miljøundersøkelser og undersøkelser av permafrost både i Norge og på Svalbard. En rekke universiteter har anskaffet utstyr for resistivetsmålinger og benytter dette i forskningsprosjekter. Flere konsulenter har også anskaffet utstyr og benytter dette i sine konsulentoppdrag.

1.2 Anvendelser

Elektriske målinger kan benyttes til å skaffe informasjon om en rekke geologiske tema slik Tabell 1.1 viser.

Tradisjonelt er elektriske målinger benyttet ved mineralundersøkelser og da spesielt massive sulfidforekomster, men også for kartlegging av grafitt. Metoden kan benyttes til lokalisering og karakterisering av slike forekomster (Rønning mfl. 2019a), men også til å avklare om ledningsevne-anomalier fra elektromagnetiske målinger skyldes elektronledende mineraler eller godt ledende oppsprukket berg. Impregnasjonsmalmer kan lokaliseres og kartlegges ved bruk av IP-målinger. Godt ledende forekomster kan kartlegges med CP-målinger der en kan få informasjon om strøk, fall, lengde langs strøk, lengde langs fall og andre mineraliseringer i nærområdet. SP-målinger er en enkel metode som kan benyttes til å lokalisere og kartlegg elektronisk ledende mineraliseringer.

Tabell 1.1: Bruksområder for elektriske målemetoder, hva de kan gi informasjon om og utvalgte referanser til vellykkede undersøkelser. Mange av disse blir beskrevet i kapittel 10.

Hovedtema	Informasjon om	Utvalgte referanser
Mineralundersøkelser	Lokalisering av forekomst Størrelse av forekomst Type mineralisering (disseminert?) Strukturgeologi (Strøk og fall)	Grafitt Vesterålen, Rønning mfl. 2019a Størrelse, Cu-min. Joma, Rønning 1981 Impregnasjon, Nussir Dalsegg mfl. 2014 Grafitt Sortland, Rønning 1993
Ingeniørgeologi berg	Lokalisering av svakhetssoner i berg Karakterisering av svakhetssoner Strukturgeologi (strøk og fall)	Sluttrapport ForForUT, Rønning 2021 Tolkingsmodell, Rønning mfl. 2014 Sone med fall, Rønning mfl. 2019b
Ingeniørgeologi løsmasser	Løsmassetykkelse Materialtyper Risikovurdering for kvikkleireskred	VES i løsmasser, Blikra mfl. 1991. Mulig kvikkleire, Solberg mfl. 2012 Veileder, Solberg mfl. 2010
Hydrogeologi berg	Lokalisering av svakhetssoner i berg Karakterisering av svakhetssoner Strukturgeologi (strøk og fall)	Sluttrapport ForForUT, Rønning 2021 Tolkingsmodell, Rønning mfl. 2014 Sone med fall, Rønning mfl. 2019b
Hydrogeologi løsmasser	Løsmassetykkelse Materialtype Grunnvannsspeil	Kaldvella, Dretvik & Dalsegg 2013 Rafsbotn, Dagestad mfl. 2005
Miljøgeologi	Lokalisering av forurensing Monitorering av forurensing Strømningshastighet	Lokalisering, Morris mfl. 1997 Monitorering, Morris mfl. 1996 Strømningshastighet, Lile mfl. 1997
Permafrost	Påvising av permafrost Fordeling av permafrost Variasjoner i permafrost	Breitind M&R, Dalsegg & Tønnesen 2004 Wordiekammen, Dalsegg mfl. 2004 Adventdalen, UNIS nettsider
Elektroteknikk	Vurdering av jordingspunkt v/kraftanlegg	Overføringslinje, Rønning & Dalsegg 1995 Kraftstasjon, Dalsegg & Rønning 2006
Arkeologi	Lokalisering av fornminner	Dette har ikke vært tema for NGU og undertegnede.

Den første undersøkelsen med elektriske målingene for ingeniørgeologiske undersøkelser ved et tunnelanlegg, ble som nevnt utført av Logn (1949). Etter denne ble det ikke gjort så mye, mest på grunn av at refraksjonsseismikk kom inn som en standard undersøkelsesmetode i begynnelsen på 1950-tallet. Elektriske målinger (ERT) kom tilbake og ble populære ved forundersøkelser for tunneler da NGU anskaffet utstyr for 2D resistivitetmålinger i 2001 (Rønning 2003). Som vi skal se etter hvert, kan ERT være et meget godt supplement til refraksjonsseismikk når det gjelder geometrisk og mineralogisk karakterisering av svakhetssoner i berg (Rønning mfl. 2014).

De første undersøkelsene for ingeniørgeologisk kartlegging av løsmasser startet på midten av 1980-tallet. En-dimensjonale (1D) vertikale elektriske sonderinger (VES) benyttet over et større areal ved Henning sør for Steinkjer, kunne kombineres til å gi 3D-bilde av godt ledende løsmasser (Blikra mfl. 1991). Ved doktorgradsarbeidet til Inger-Lise Solberg (2007) ble det utviklet en tolkingsmodell for karakterisering av løsmasser ved bruk av ERT. Dette arbeidet endte opp i en veileder for bruk av resistivitet i potensielle kvikkleireområder (Solberg mfl. 2010). ERT er benyttet ved en rekke prosjekter ved NGU og begynner nå å bli akseptert ved kvikkleireundersøkelser.

NGU og flere konsulentselskaper benyttet elektriske målinger for kartlegging av vannførende sprekkesoner i fjell i siste halvdel av 1980-tallet. Dessverre ble disse utført på en måte som gav lite informasjon fra berggrunnen (Rønning 2003). Utviklingen av utstyr for 2D resistivitet (Dahlin 1993) og nye tolkingsrutiner (Loke & Barker 1996) åpnet muligheter for en bedre kartlegging av svakhetssoner

i berg, men for hydrogeologiske undersøkelser der brønnborere garanterer nok vann blir denne type undersøkelser for kostbart.

Elektriske målinger for kartlegging av grunnvannsressurser i løsmasser har vært benyttet i begrenset omfang. NGU benyttet VES i noen prosjekter på 1990-tallet, og ERT i noen etter år 2000. For grunnvannsundersøkelser i løsmasser er georadar også kalt GPR (*Ground Penetrating Radar*) en mye raskere og derved billigere metode som heller benyttes. Men, i tilfeller der dagnære godt ledende løsmasser hindrer inntrengning med georadar, kan ERT være et meget godt alternativ.

Ved miljøgeologiske studier kan elektriske målinger benyttes for kartlegging av forurenset grunnvann (Morris mfl. 1997). Elektriske målinger kan også benyttes for kartlegging av strømningsretning og strømningshastighet (Morris mfl. 1996, Lile mfl. 1997). Ved sistnevnte ble en variant av CP-målinger benyttet. Denne type måling kan også benyttes for kartlegging av lekkasjer fra deponi som burde være tette. Moderne ERT-målinger, er det forfatteren kjenner til, ikke vært benyttet ved miljøgeologiske undersøkelser i Norge.

Permafrost låser ionene i en avsetning, og resistiviteten vil øke. Undersøkelser på Breitind i Rauma kommune viste resistivetsverdier opp mot 100 kΩm i bergarter en kunne forvente resistivetsverdier opp mot 10 kΩm, og dette kan ikke skyldes annet en frost i berget. På Svalbard er elektriske målinger benyttet ved en rekke undersøkelser. Som vi senere skal se, Håvard Juliussen benyttet gjentatte målinger langs et profil (*time lapse resistivity*) for overvåking av innfrysingen av det aktive laget i Adventdalen høsten 2009.

NGU har ved to anledninger studert resistiviteten i bakken for å kunne vurdere beste jordingspunkt for elektriske anlegg. Det ene tilfellet var i forbindelse med overføringslinjer for elektrisk kraft til Danmark, såkalte HVDC-linjer (*High Voltage Direct Current*). Dessverre kunne en ikke finne mineralforekomster på Sørlandet som kunne konkurrere med sjøen som jordingspunkt (Rønning & Dalsegg 1995). I det andre tilfellet var det snakk om jordingspunkter i Funna kraftstasjon i Meråker. Her ble det funnet frem til jordingspunkter som reduserte energitapet med nesten 50 % (Dalsegg & Rønning 2006). I et tredje tilfelle var installeringen av metallisk utstyr i en underjordisk kraftstasjon kommet så langt at måledata ble ødelagt.

Elektriske målinger kan også benyttes ved arkeologi, men her kjenner forfatteren ikke til undersøkelser i Norge.

1.3 Ord og uttrykk

Flere ord og uttrykk kan være greit å ha definert før en starter metodebeskrivelser.

1.3.1 Elektrisk ledningsevne / resistivitet

Elektrisk ledningsevne (*electric conductivity*) beskriver hvor lett et materiale leder elektrisk strøm. Den inverse størrelsen er **elektrisk motstand** (*electric resistivity*) som beskriver materialets motstand mot å lede strøm. På norsk benytter en gjerne også termen resistivitet (*resistivity*). Det er vanlig å benytte de greske bokstavene σ (sigma) for ledningsevne og ρ (rho) for resistivitet. Disse to egenskapene er da inverse størrelser, $\sigma = 1 / \rho$. Merk at den greske bokstaven ρ også benyttes for materialers tetthet.

Tabell 1.2: Ord og uttrykk som benyttes ved elektriske målinger, hva de uttrykker og kommentarer knyttet til disse.

Term	Forklaring	Kommentar
Anomali	Avvik fra det normale	Benyttes ofte ved malmleting
Elektrisk ledningsevne, σ	Hvor godt materialer leder strøm	Måles i Siemens pr. m (S/m, mS/m)
Elektrisk motstand, ρ	Motstand mot å lede strøm	Måles i ohm m (Ω m), $\rho = 1 / \sigma$
Homogent materiale	Samme resistivitet/ledningsevne innenfor et målevolum	Motsatte er inhomogent materiale
Isotrop materiale	Samme resistivitet / Ledningsevne i alle tre retninger	Motsatte er anisotrop materiale
Tilsynelatende resistivitet	Det vi måler kan være sammensatt av volumer med forskjellig resistivitet	Vi måler en veid middelveid.
Konduktans	Her: Ledningsevne x tykkelse	Måles i Siemens (S)
Resistans	Her: Resistivitet x tykkelse	Måles i ohm m ² , (Ω m ²)

1.3.2 Homogene og isotrope masser

Et **homogent** (*homogeneous*) materiale har ved elektriske målinger samme elektriske ledningsevne (resistivitet) i hele volumet som påvirker en måling. Dersom materialet ikke er homogent, betegnes det som **inhomogent** (*inhomogeneous*). Utenfor influensområdet for en måling kan de elektriske egenskapene variere.

Et **isotrop** (*isotropic*) materiale har samme elektriske egenskaper i alle de tre retningene. Et materiale kan imidlertid ha forskjellig elektrisk ledningsevne i en retning, eller i all tre retningene. Vi snakker da om et **anisotrop** (*anisotropic*) materiale.

1.3.3 Tilsynelatende resistivitet (ledningsevne)

Dersom et materiale er homogent og isotropt, vil en måle den sanne resistiviteten (ledningsevnen) i materialet. Dessverre, eller skal en heller si heldigvis, er ikke geologien slik at en har homogene og isotrope materialer. Det betyr at en måler en resistivitetsverdi som er et veid middel av alle resistivitetsverdier innenfor et influensvolum, hvor store de forskjellige delvolumene er og hvor disse ligger innenfor influensvolumet (avstand fra målepunkt). I tillegg vil også en eventuell anisotropi innvirke. Vi sier derfor at vi måler en **tilsynelatende resistivitet** (*apparent resistivity*) eller **tilsynelatende ledningsevne** (*apparent conductivity*). For å kunne finne den sanne resistiviteten (ledningsevnen) må

en foreta målinger med mange elektrodeposisjoner, og så foreta en inversjon av dette datasettet (se senere).

1.3.4 Resistans og konduktans

Ved inversjon av måledata kan det være vanskelig å skille forskjellige effekter fra hverandre ved en inversjon. Hvis en for eksempel har lag med høy resistivitet mellom to lag med lavere resistivitet, kan en ofte bare finne produktet av resistiviteten og tykkelsen entydig. Denne størrelsen kalles **resistansen** (*resistance*) og uttrykkes i ohm m². Et tilsvarende problem har en når et lag med lav resistivitet ligger mellom to lag med høyere resistivitet. Da er det produktet av elektrisk ledningsevne og tykkelsen som kan bestemmes og dette produktet omtales som **konduktans** (*conductance*). Konduktansen får da enheten Siemens (S/m x m = S). De to uttrykkene resistans og konduktans betegner noe annet i elektrolæren, noe som kan være forvirrende.

2. GRUNNLEGGENDE TEORI

2.1 Materialeegenskaper

Begrepene elektrisk ledningsevne og resistivitet brukes om hverandre, noe som kan være forvirrende. I malmundersøkelser er det ofte høy elektrisk ledningsevne som er viktigst og denne benyttes. Ved løsmasse-undersøkelser er det en tendens til at resistiviteten benyttes. Det er derfor greit å venne seg på begge disse begrepene, og om nødvendig kunne regne om.

Ved elektromagnetiske målinger vil også dielektrisk ledningsevne og magnetiske egenskaper påvirker forplantning og demping av elektromagnetiske bølger. Disse to egenskapene påvirker ikke elektriske målinger og beskrivelsen av disse utelates i dette dokumentet. Den elektriske ledningsevnen kan være elektronisk (electronic) eller ionisk (*ionic*).

2.1.1 Elektronisk ledningsevne

Ved elektronisk ledningsevne er det frie elektroner som forplanter seg i et materiale slik at en får en strøm av ladninger. Elektronisk ledningsevne finnes i naturen i:

- Sulfidmineraler som pyritt, magnetkis, kobberkis, blyglans og andre
- Jernoksider som magnetitt, hematitt og ilmenitt
- Grafitt
- Rene metaller, kobber, sølv, gull og andre.

Den elektroniske ledningsevnen i de fleste nevnte mineralene er vanligvis meget høye (Reynolds 2011), og ofte mye høyere enn den ioniske ledningsevnen. Egenskapen er blitt benyttet ved malmundersøkelser i Norge i snart 100 år, og da spesielt i kartlegging av massive sulfidforekomster og grafitt. Jernoksider kartlegges lettere og raskere ved magnetiske målinger, og rene metaller finnes svært sjeldent i så store mengder at de enkelte kornene har sammenhengende elektrisk kontakt. Det betyr at strømmen må ledes ionisk mellom kornene, og den ioniske ledningsevnen blir dominerende.

Tabell 2.1: Resistivitet i noen elektronisk ledende mineraler og noen rene elementer (Fra Reynolds 2011 og Store Norske Leksikon (* = SNL, snl.no).

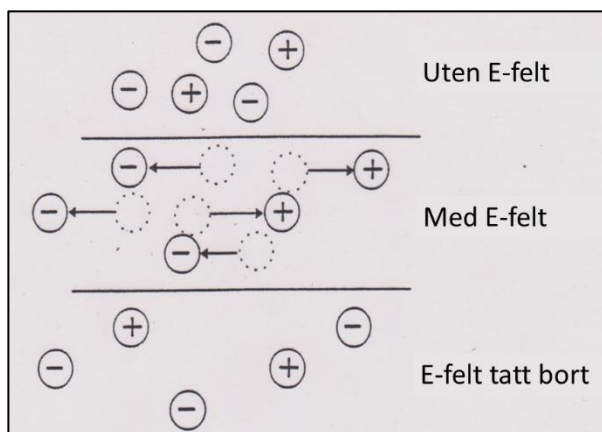
Mineral	Minimum resistivitet (Ωm)	Maksimum resistivitet (Ωm)
Sulfider (<i>Sulphides</i>)		
Kobberkis (<i>Chalcopyrite</i>)	$1,2 \times 10^{-5}$	3×10^{-1}
Svovelkis (<i>Pyrite</i>)	$2,9 \times 10^{-5}$	1,5
Magnetkis (<i>Pyrrhotite</i>)	$7,5 \times 10^{-6}$	5×10^{-2}
Blyglans (<i>Galena</i>)	3×10^{-5}	3×10^2
Sinkblende (<i>Sphalerite</i>)	$1,5 \times 10^7$	$1,5 \times 10^7$
Oksider (<i>Oxides</i>)		
Magnetitt (<i>Magnetite</i>)	5×10^{-5}	$5,7 \times 10^3$
Hematitt (<i>Hematite</i>)	$3,5 \times 10^{-3}$	10^{-7}
Ilmenitt (<i>Ilmenite</i>)	10^{-3}	5×10
Rene elementer		
Grafitt* (<i>Graphite</i>)	$1,3 \times 10^{-3}$	$1,2 \times 10^{-3}$
Gull* (<i>Gold</i>)	$2,21 \times 10^{-8}$	$2,21 \times 10^{-8}$
Sølv* (<i>Silver</i>)	$1,59 \times 10^{-8}$	$1,59 \times 10^{-8}$
Kobber* (<i>Copper</i>)	$1,75 \times 10^{-8}$	$1,75 \times 10^{-8}$

Flere av mineralene og elementene i Tabell 2.1 viser til dels meget lav resistivitet (høy elektrisk ledningsevne). Unntaket er sinkblende som har en høy resistivitet, og kan derfor ikke kartlegges ved elektriske målinger. Den lave resistiviteten gjelder rene mineraler, men svært sjelden (for ikke å si aldri) opptrer disse mineralene alene i naturen. De vil opptre sammen med andre mineraler i en bergart, og disse vil ikke ha tilsvarende lav resistivitet. Det betyr at en massiv sulfidforekomst, en forekomst der de elektronisk ledende mineralene har elektrisk kontakt, kan resistiviteten erfaringsmessig ligge i intervallet 1 til $10 \Omega\text{m}$. Tilsvarende har en erfart at grafittforekomster gjerne kan ha en resistivitet ned mot $1 \Omega\text{m}$, kanskje noe bedre ledende enn sulfider, men dette varierer fra forekomst til forekomst.

Metallene gull, sølv og kobber, som kan opptre rent i naturen, har ekstremt lave resistiviteter. Disse metallene opptrer imidlertid i så små konsentrasjoner og som isolerte korn at de ikke gir noe utslag i resistiviteten til vertsbergart, og kan derved ikke påvises ved elektriske målinger.

2.1.2 Ionisk ledningsevne

Ved ionisk ledningsevne er det som navnet sier, ioner i porevann (en elektrolytt) som leder strømmen. Uten en ytre påvirkning, vil fordelingen av ioner være nøytral med positive og negative ioner godt blandet (Figur 2.1). Når det settes på et elektrisk felt gjennom to strømelektroder, vil positive ioner i porevannet gå mot den negative strømelektroden og negative ioner mot den positive elektroden. Flyttingen av disse ionene vil da utgjøre en elektrisk strøm. Når det elektriske feltet tas bort, vil de positive og negative ionene blande seg igjen slik at det ikke blir en ladningskonsentrasjon noe sted.



Figur 2.1: Prinsippskisse av ionisk lednings-evne, med og uten et elektrisk felt.

Den ioniske ledningsevnen er styrt av Archie's første og andre lov (Archie 1942). En sammenstilt utgave av disse sier at ledningsevnen (σ) i et materiale er proporsjonal med porevolumet i et materiale (ϕ), vannfyllingen i porene (S) og ledningsevnen i porevannet (σ_w) som vist i ligning 2.1.

$$\sigma = a \phi^m S^n \sigma_w + \sigma_g \quad (2.1)$$

a , m og n er her konstanter som er avhengige av mineralkornenes tekstur og sementeringen i materialet. Disse vil da variere fra et materiale (bergart eller løsmasse) til et annet. I tillegg til ledningsevnene i porefyllingen, kan mineralene selv ha en viss elektrisk ledningsevne på overflaten (σ_g , g står her for *grain*). Dersom mineralkornene er elektronisk ledende, vil denne ledningsevnen dominere over den ioniske ledningsevnen, og Archie's lover er ikke lenger gyldig.

Tabell 2.2 viser resistiviteten i noen bergartsdannende mineraler. Flere slike rene mineraler som for eksempel kvarts, glimmer, kalsitt og fluoritt, kan ha ekstremt høy resistivitet. Andre mineraler som biotitt, hornblende rutil og serpentin kan ha mer moderate resistivitetsverdier. Uansett, i bergarter og løsmasser bygd opp av denne type mineraler, vil σ_g (ligning 2.1) være svært lav, og det vil være de tre parameterne porøsitet, vannfylling og vannets ledningsevne i Archie's sammenstilte lov (ligning 2.1) som bestemmer ledningsevnen (resistiviteten) i materialet.

Tabell 2.2: Resistivitet i noen bergartsdannende mineraler og vann, * avhengig av temperatur (Fra Telford mfl. 1977).

Mineral	Minimum resistivitet (Ωm)	Maksimum resistivitet (Ωm)
Kvarts (<i>Quartz</i>)	4×10^{10}	2×10^{14}
Glimmer (<i>Mica</i>)	9×10^2	10^{14}
Biotitt (<i>Biotite</i>)	2×10^2	10^6
Hornblende (<i>Hornblende</i>)	2×10^2	10^6
Rutil (<i>Rutile</i>)	30	1000
Kalsitt (<i>Calcite</i>)	2×10^{12}	2×10^{12}
Fluoritt (<i>Fluorite</i>)	8×10^{13}	8×10^{13}
Serpentin (<i>Serpentine</i>)	2×10^2	3×10^3
Ferskvann* (<i>Natural water</i>)	1	100
Sjøvann* (<i>Sea water</i>)	0,2	0,3

2.1.3 Porøsitet i noen geologiske materialer

Porøsiteten i en bergart kan være primær (fra dannelsen av bergarten) eller sekundær (fra senere knusing og oppsprekking av bergarten). I løsmasser vil porøsiteten kanskje være primær, men det

finnes senere prosesser her som påvirker denne (f.eks. kompaktering av is-tyngde, kvikkleireskred der porøsiteten kollapser).

Primær porøsitet i noen geologiske materialer er vist i Tabell 2.3. Vulkanske og metamorfe bergarter har i utgangspunktet en meget lav porøsitet. Siden ledningsevnen er styrt av porøsiteten vil disse bergartene vanligvis ha en lav ledningsevne (høy resistivitet). Tabellene 2.4 og 2.5 viser hvilken resistivitet en kan forvente i norske vulkanske og metamorfe bergarter, jevnt over mellom 2 000 og 10000 Ωm . Dersom bergarten har vært utsatt for tektoniske bevegelser, vil den sprekke opp og få en sekundær porøsitet i tillegg. Dette gjør at resistiviteten blir lavere.

Sedimentære bergarter har vanligvis noe høyere og delvis mye høyere porøsitet, og dette avspeiles i generelt lavere resistivitet i sedimentære bergarter (Tabell 2.4). Alunskiferen skiller seg ut og det kommer vi tilbake til.

Tabell 2.3: Primær porøsitet i noen geologiske materialer (Kilde: Flere på internett bl.a. McNeill 1980).

Bergart og -gruppe	Porøsitet (%)	Løsmasse	Porøsitet (%)
Vulkanske og metamorfe b.a.	0,5 - 2	Morene	
Tett kalkstein	3 - 4	Grus	25 - 40
Tett sandstein	3 - 4	Sand	25 - 50
Skifer	1 - 10	Silt	35 - 50
Sandstein	10 - 20	Leire	40 - 70
Kalkstein, dolomitt	15 - 40	Myr	80 - 90

Løsmassene har jevnt over høyere porøsitet enn bergarter, og det slår ut i lavere resistivitet som vist i Tabell 2.6. Som ligning 2.1 uttrykker, er resistiviteten i et materiale også styrt av ledningsevnen i porevannet og hvor mye vann som finnes i porene.

2.1.4 Resistivitet i noen geologiske materialer

I internasjonal litteratur oppgis tidvis resistivetsverdier en sjeldent ser her i Norge. Dette kan ha sammenheng med geologisk historie. Det er derfor viktig med en oversikt over hvilke resistivetsverdier en har kartlagt gjennom årene her hjemme.

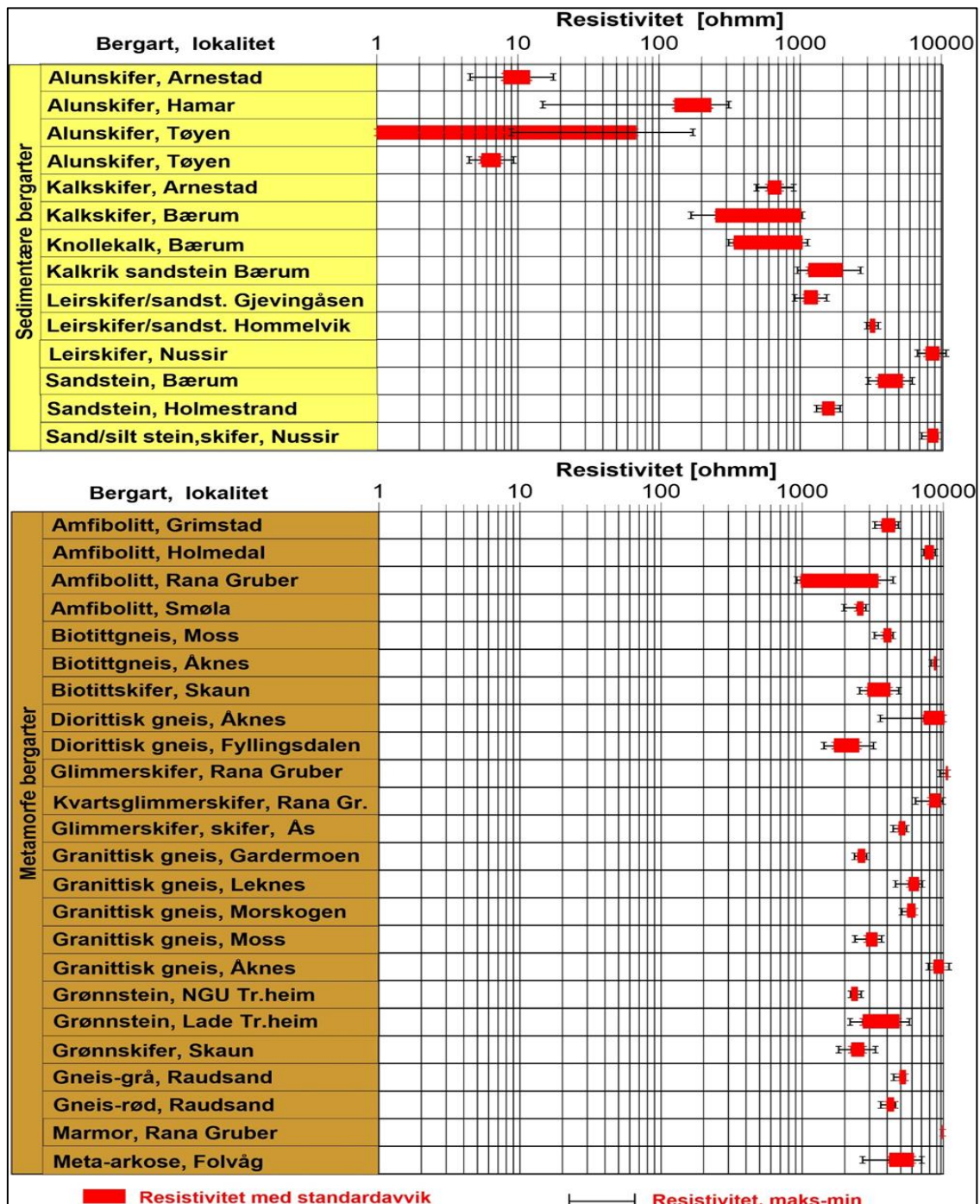
NGU har sammenstilt resistivitet i norske bergarter målt direkte på bergarten i borehull innenfor et samarbeidsprosjekt med Vegdirektoratet, ForForUT (Forbedrede Forundersøkelser Utbygging Tunneler, Elvebakk & Larsen 2021). Dette er tilsynelatende resistivitet, men siden målingene er målt tett med en liten elektrodekonfigurasjon direkte på bergarten i et borehull, er disse verdiene ikke langt fra sanne resistivetsverdier (se senere under borehullsmålinger). Totalt er det logget over 200 borehull/brønner fordelt på de fleste deler av Norge (Elvebakk & Larsen 2021).

I denne sammenstillingen av resistivitet er det lett frem til partier i borehullene der berget er lite eller ikke oppsprukket. Dette betyr at de resistivetsintervallene som presenteres i Tabellene 2.4 og 2.5, kan regnes som representative verdier for ikke oppsprukne bergarter (bare primær porøsitet). Den sorte streken angir minimum og maksimum resistivitet, mens det røde feltet angir bredden av standardavviket. Resistivetsverdiene en her ser kan derfor benyttes som en referanse når bergmassekvalitet skal vurderes og sprekkesoner karakteriseres. Selv om en har funnet frem til lite oppsprukne partier, varierer likevel resistiviteten innenfor hver bergartsenhet, noe som kan skyldes variasjoner i den primære porøsiteten og porevannets ledningsevne.

Som vist i Tabell 2.4, er resistiviteten i alunskifer spesielt lav. Dette gjelder ved Arnestad skole i Asker og ved Geologisk Museum ved Tøyen, men også ved Hamar. Dette skyldes nok et visst innhold av

grafitt, og i praksis betyr dette at alunskifer kan kartlegges ved bruk av resistivetsmålinger både fra helikopter (Elektromagnetiske målinger) og på bakken (se bl.a. Walker 1993, Paffhuber mfl. 2017). Tilstedeværelse av grafitt betyr også at Archie's lov ikke gjelder.

Tabell 2.4: Resistivitet i norske sedimentære og metamorfe bergarter målt i borehull (Fra Elvebakk & Larsen 2021).

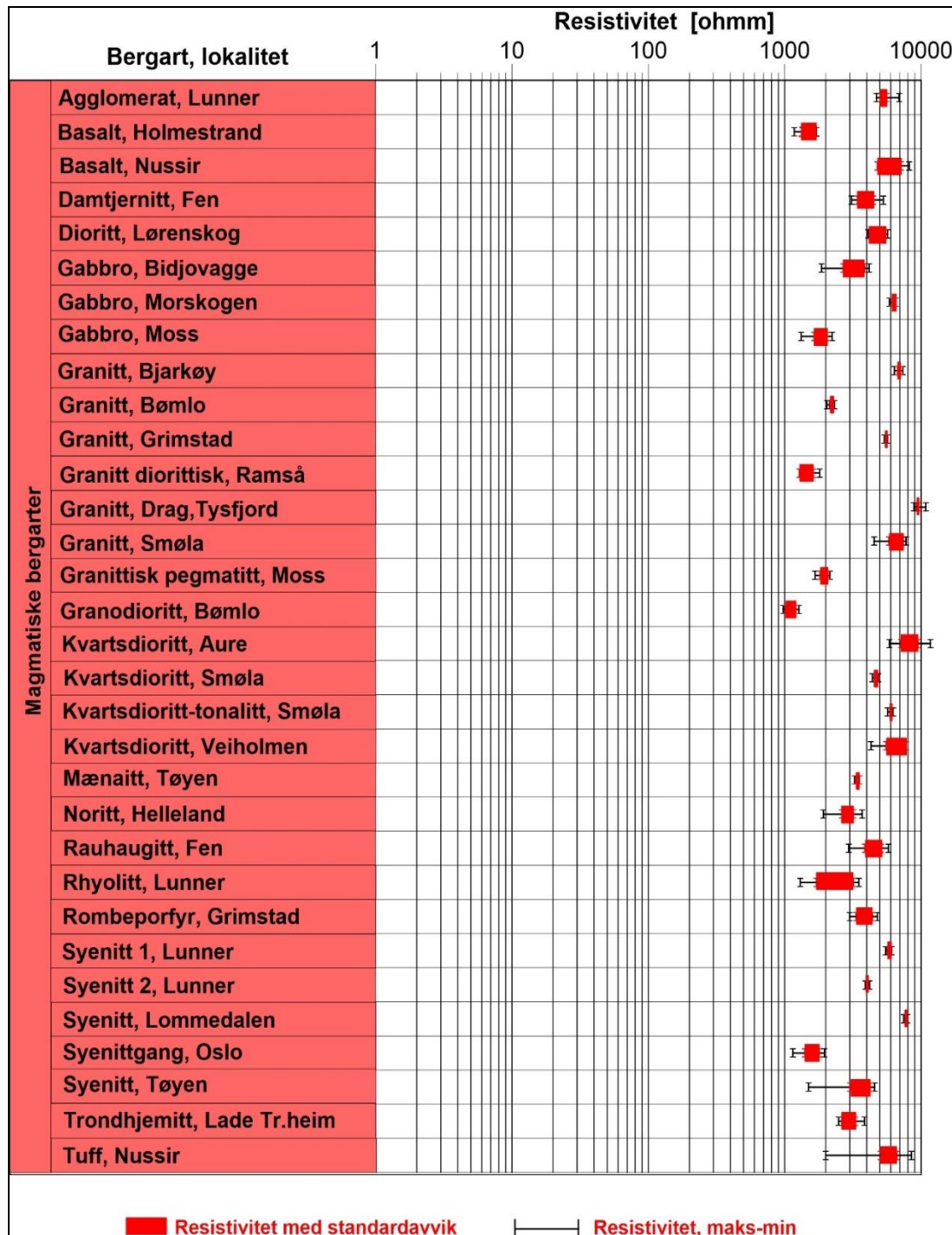


En legger også merke til at kalkskifre i Oslofeltet (ved Arnestad i Asker og i Bærum) og knollekalk i Bærum har resistivitet i hovedsak lavere enn 1000 Ω m. Dette har nok først og fremst sammenheng med større porøsitet, og relativt lave resistivetsnivået kan gjøre at kontrasten i resistivitet mot sprekkesoner blir liten og sonene blir vanskelig å lokalisere/karakterisere. Ut over dette er resistiviteten i norske sedimentære bergarter i hovedsak godt over 1000 Ω m. Lokalisering og karakterisering av svakhetssoner i berg er avhengig av en viss kontrast i resistiviteten (Rønning 2021).

Ved lav resistivitet i den opprinnelige bergarten, kan kontrasten til svakhetssoner bli liten, og dette kan gjøre det vanskeligere å lokalisere og karakterisere svakhetssoner i berg som for eksempel de sedimentære bergartene i Oslofeltet.

Med få unntak er resistiviteten i ikke oppsprukne metamorfe bergarter mellom 2000 og 10000 Ωm .

Tabell 2.5: Resistivitet i norske magmatiske bergarter målt i borehull (Fra Elvebakk & Larsen 2021).



Resistiviteten i magmatiske bergarter (Tabell 2.5) ligger også i hovedsak mellom 2000 og 10000 Ωm . Noen bergarter viser en resistivitet mellom 1000 og 2000 Ωm , og dette skyldes mest sannsynlig noe høyere primær porøsitet.

Tabell 2.6 viser typiske resistivetsverdier i noen norske løsmassetypene (Berger 1983). Det er viktig her å huske på at det ikke er skarpe grenser mellom de forskjellige materialtypene, og at det derfor også blir glidende overganger. Et eksempel på dette er overgangen mellom salt intakt marin leire til utvasket leire. Utvaskingen er ikke enten eller, men en gradvis overgang, og derved får resistiviteten en gradvis overgang også.

Tabell 2.6: Typiske resistivetsverdier i noen løsmassetypene i Norge (Fra Berger 1983).

Materiale	Spesifikk motstand (ohm m)					
	1	10	100	1000	10000	100000
Leire, salt	[Horizontal line from 1 to 10]					
Leire, utvasket	[Horizontal line from 10 to 100]					
Silt, våt	[Horizontal line from 100 to 1000]					
Sand, vannm.	[Horizontal line from 1000 to 10000]					
Grus, vannm.	[Horizontal line from 1000 to 10000]					
Grus, tørr	[Horizontal line from 10000 to 100000]					
Morene	[Horizontal line from 100 to 100000]					
Fjell	[Horizontal line from 1000 to 100000]					

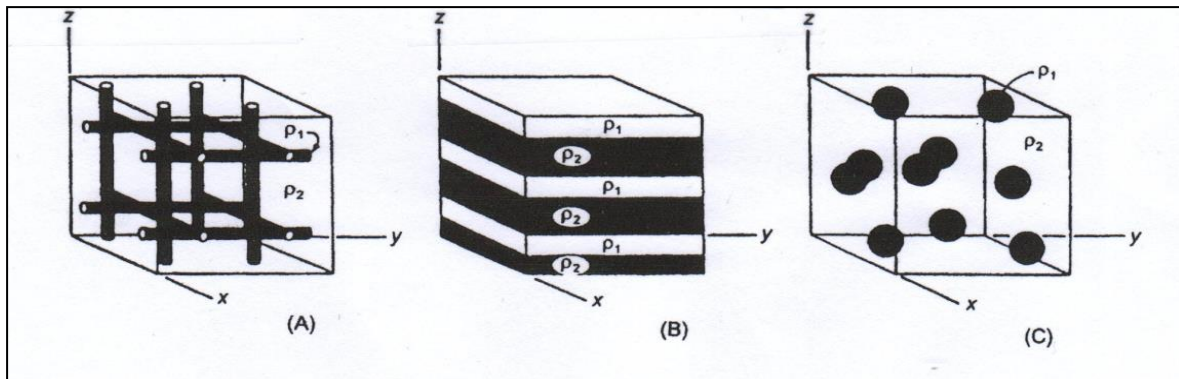
2.1.5 Gruppering av materialer ut fra resistivitet

Noen forfattere liker å gruppere bergarter og mineraler ut fra størrelsen av resistiviteten (Telford mfl. 1977). Ledere (*conductors*) defineres vanligvis som materialer der resistiviteten er lavere enn $10^5 \Omega\text{m}$. Isolatorer (*insulator*) har gjerne en resistivitet høyere enn $10^7 \Omega\text{m}$. Materialer med resistivetsverdier mellom disse kalles gjerne halvledere (*semiconductors*). Sistnevnte kan være forvirrende da mange kanskje vil tenke på halvledermateriale i elektronikken.

En alternativ og kanskje bedre måte å gruppere ledere på er å benytte begrepene god (*good*), intermediær (*intermediate*) og dårlig (*poor*) ledere (*conductors*). I internasjonal litteratur (bl.a. Telford mfl. 1977) settes grensene ved disse beskrivelsene urealistisk vidt. I Norge snakker en gjerne om materialer med resistivitet lavere enn $10 \Omega\text{m}$ som gode ledere, mellom 10 og $10^3 \Omega\text{m}$ som intermediære ledere, mens materialer med resistivitet høyere enn $10^3 \Omega\text{m}$ gjerne omtales som dårlige ledere. Dette betyr at sulfidmineraliseringer, grafitt og kanskje marin leire omtales som gode ledere. Løsmasser generelt, noen bergarter (sedimentære) og oppsprukket berg blir betegnet som intermediære ledere. De fleste bergarter (vulkanske og metamorfe) og spesielt permafrostmaterialer havner da i gruppen dårlige elektriske ledere.

2.1.6 Spesieltillfeller

Figur 2.2 viser tre spesieltillfeller med forskjellige kombinasjoner av elektronledende mineraler (vist i sort) i en ionisk ledende bergart (hvit).



Figur 2.2: Materialer med elektronisk ledningsevne (sorte mineraler) i kombinasjon med materialer med ionisk ledningsevne (hvite mineraler). Disse vil gi helt forskjellige resistiviteter (Fra Reynolds 2011).

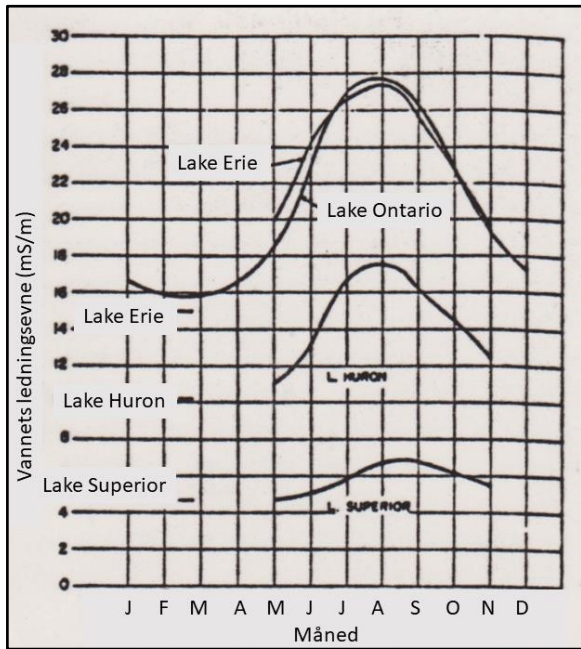
Figur 2.2A viser et tilfelle der elektronisk ledende mineraler opptrer i et tredimensjonalt nettverk i en bergart. Her kan strømmen gå elektronisk gjennom materialet i alle de tre retningene, og en slik bergart vil vise meget lav resistivitet. Forfatteren er selv blitt lurt på denne type mineralisering ved undersøkelser ved Borvasselv i Røyrvik kommune (Rønning 1983). I den geologiske loggen fra borehull var det markert med « ρ_0 » i parentes, dvs. små mineraler av magnetkis. Enkle tester viste imidlertid at magnetkisen utgjorde et tre-dimensjonalt nettverk av tynne årer, og siden magnetkis er en meget god leder og at mineralene var sammenhengende, fikk bergarten en meget god ledningsevne (lav resistivitet).

Figur 2.2B viser en lagdelt bergart der elektronledende mineraler (i svart) veksler med ionisk ledende mineraler (i hvitt). I dette tilfellet får bergarten en meget god ledningsevne langs de sorte mineralene, med mye dårligere på tvers av disse. I det siste tilfellet må strømmen gå ionisk i de hvite båndene, og dette gjør at ledningsevnen blir betydelig lavere enn langs de sorte båndene. Dette er et typisk eksempel på en bergart med anisotrop ledningsevne. Anisotropi kan også forekomme i løsmasser.

Figur 2.2C viser et spesialtilfelle der de elektronledende mineralene ligger isolert i en matriks av ionisk ledende mineraler. I dette tilfellet kontrolleres bergartens ledningsevne av sistnevnte. Dette er det typiske eksemplet der metoden Indusert Polarisasjon (IP) kommer til nytte som vi senere skal se.

2.1.7 Elektrisk ledningsevne og temperatur

Den elektriske ledningsevnen påvirkes av temperaturen. Høyere temperatur gir ionene en større mobilitet og ledningsevnen øker. Effekten av dette er vist ved målinger i de store Nord-Amerikanske sjøene gjennom ett år (Figur 2.3, fra McNeill 1980). Temperaturen i alle de fire sjøene øker gjennom sommeren, og da øker også ledningsevnen i vannet, og får et maksimum i august. Utover høsten og vinteren reduseres temperaturen og derved også ledningsevnen igjen. Effekten er ikke like stor for de fire sjøene, størst for Lake Erie og Lake Ontario. Prinsipielt burde derfor alle resistivetsmålinger i felt vært korrigert for temperaturen, men delvis lav porøsitet og hovedsakelig målinger på sommeren med mindre temperaturvariasjoner gjør effekten mindre.



Ledningsevnen i vann kan korrigeres til standard temperatur 25 °C med ligning 2.2.

$$\sigma_{(25)} = \sigma_{(T)} / (1 + \beta (T-25^{\circ}\text{C})) \quad (2.2)$$

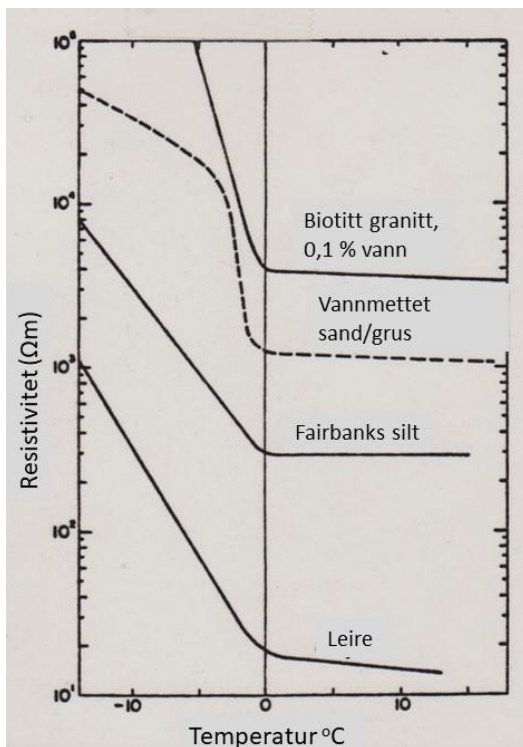
hvor $\beta = 2.2 \cdot 10^{-2}$ per °C

T = temperatur (°C) målingen er foretatt ved.

Figur 2.3: Målt temperatur i de store Nord-Amerikanske sjøene gjennom året (Modifisert fra McNeill 1980).

Dersom temperaturen i et materiale synker under frysepunktet (0 °C) endrer resistiviteten i et materiale med ionisk ledningsevne dramatisk som vist i Figur 2.4 (McNeill 1980). Ionene låses fast i det frosne porematerialet etter hvert som temperaturen synker under null, og ionene mister mobiliteten. Som vist i Figur 2.4 kan resistiviteten øke med tier-potenser. Denne effekten gjør at permafrost kan kartlegges med resistivitetsmålinger.

Ved elektronisk ledningsevne får en ikke tilsvarende effekt siden det er frie elektroner som leder strømmen.



Figur 2.4: Målt resistivitet i noen materialer over og under 0° C (Fra McNeill 1980).

2.2 Hvordan måle elektrisk ledningsevne / resistivitet

Elektrisk ledningsevne på forskjellige materialer kan måles i laboratorium og ute i felt.

2.2.1 Laboratoriemålinger

Et oppsett for måling av resistivitet på prøver i laboratorium er vist i Figur 2.5. Prøven må ha kjente dimensjoner, areal (A) av endeflatene og prøvens lengde (L). En strømstyrke (I) sendes gjennom prøven, og spenningen (V) måles. For å oppnå homogen strømgjennomgang, noe som er nødvendig, fordeles strømmen med metallplater på hver side av prøven, skravert på venstre side, men tilsvarende også til høyre side. Resistansen (R) som her måles ($R = V/I$, Ohms lov) vil bli proporsjonal med lengden (L) og omvendt proporsjonal med arealet (A).

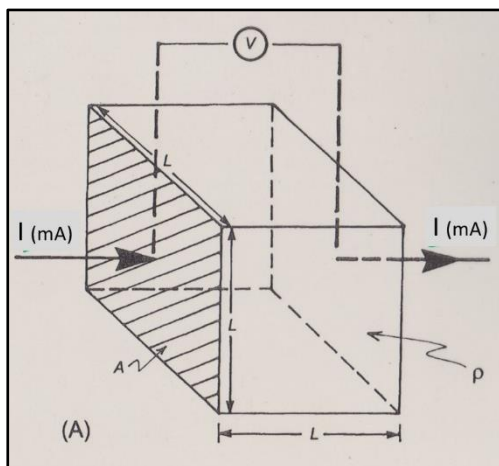
$$R \propto L/A \quad (2.3)$$

Proporsjonalkonstanten er her materialets resistivitet (ρ), og ligning 2.3 kan uttrykkes ved:

$$R = \rho L/A \quad (2.4)$$

Hvis vi stikker om på denne ligningen finner vi at

$$\rho = R \times A/L = V/I \times A/L \quad (2.5)$$



Når en da kjenner prøvens areal (A) og lengde (L), vet hvor mye strøm en sender (I) og måler spenningen over prøven (V) kan materialets resistivitet ρ beregnes (Ligning 2.5).

Figur 2.5: Prinsipp for måling av resistivitet på prøver i laboratorium (Fra Reynolds 2011).

Det er flere usikkerheter ved denne type målinger som en må være klar over, og flere spørsmål kan stilles:

- Er prøven homogen og isotrop?
- Er strømgjennomgangen homogen?
- Er prøven representativ?

Dersom prøvematerialet ikke er homogent, vil måleresultatet bli en tilsynelatende resistivitet. Dersom prøven ikke er isotrop, vil en måle resistiviteten bare i den ene retningen. Ved kubiske eller rektangulære prøver som vist i Figur 2.5 kan en måle resistiviteten i alle tre retningene og derved få kontroll på mulig anisotropi.

Hvordan strømmen går gjennom prøven kan være et problem. Bruken av Ohms lov i ligning 2.5 forutsetter at strømmen går homogent gjennom prøven, samme strømtetthet over alt. For å oppnå dette benyttes metallplater på begge sider til å fordele strømmen på hele prøven. Dersom prøven er

våt etter å ha ligget i vannbad for å få 100 % vannmetning som ute i felt, kan den være fuktig på overflaten, og deler av strømmen går på overflaten i vannets resistivitet.

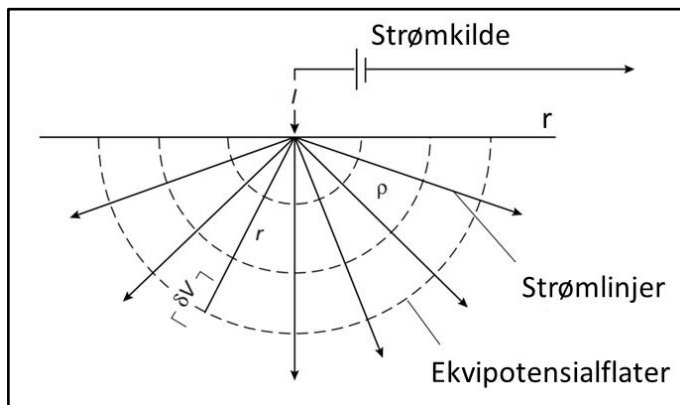
Den største usikkerheten er imidlertid om prøven er representativ. Dersom bergarten eller løsmassene er inhomogene kan selve prøvetakingen være en utfordring. Hvis en tar prøve av borekjerner, vil en selvsagt ta ut prøve fra en sammenhengende kjerne. En vil da ikke få med store sprekker som kanskje er de som leder det meste av strømmen ute i felt. Prøven kan bli liggende og tørke ut, og den må da mettes med vann for å simulere originaltilstanden. Det mest vanlige blir da at en benytter det vannet som er tilgjengelig, springvann. Dette behøver slett ikke ha samme ledningsevne som porevannet i felt, og som tidligere vist, vil resistiviteten (elektriske ledningsevnen) være avhengig av porevannets ledningsevne (ligning 2.1).

Som vist ovenfor, er det flere utfordringer ved måling av resistivitet på prøver i laboratorium, og dette er grunnen til at forfatteren er tilhenger av målinger i felt, gjerne i borehull der en kommer nært på materialet med elektroder med korte avstander, og en tilnærmet sann resistivitet kan måles. En annen fordel med målinger i borehull er at en kan gjøre langt flere målinger og får derved et bedre statistisk grunnlag for resistiviteten i et materiale.

Ved elektronledende materiale (sulfider, jernoksider og grafitt) vil usikkerheter knyttet til porevann og vannmetning og manglende sprekke materiale bli minimalisert, og resultatene kan bli mer pålitelige.

2.2.2 Målinger i felt

Ved målinger i felt sendes strøm ned i bakken gjennom strømelektroder. Strømelektroden kan være ca. 40 cm lange, ca. 1 cm i diameter, og de er gjerne laget av stål. Ved homogene og isotrope materialer



i bakken, vil strømmen gå radielt ut fra strømelektroden som vist i Figur 2.6. Strømmen vil sette opp et elektrisk potensial i bakken, og strømlinjene vil gå vinkelrett på ekvipotensialflatene.

Figur 2.6: Prinsippskisse for hvordan strømmen går ut fra en strømelektrode i et homogent og isotropt materiale.

Siden strømmen I , målt i Ampere (A), som går ut av elektroden fordeler seg på ei halvkule, må vi se bort fra den tradisjonelle Ohms lov ($U = RI$). Spenningen U erstattes med et elektrisk felt (E), som har enheten volt pr. meter (V/m). Resistansen R erstattes med resistiviteten (ρ) målt i ohm*m ($\Omega \text{ m}$) og strømstyrken (I) må erstattes med en strømtetthet (i) som måles i Ampere pr. kvadratmeter (A/m^2). Ohms lov uttrykkes da som

$$E = \rho i \quad (2.6)$$

og strømtettheten blir

$$i = I / 2\pi r^2 \quad (2.7)$$

der r er avstanden fra strømelektroden. Det elektriske feltet defineres som

$$E = \delta V / \delta r \quad (2.8)$$

Siden potensialet (V) avtar med økende avstand[®] må vi sette inn et minustegn og

$$\delta V / \delta r = - \rho i \quad (2.9)$$

Hvis vi setter inn formelen for strømtettheten (ligning 2.7) finner vi at

$$\delta V / \delta r = - \rho I / 2 \pi r^2 \quad (2.10)$$

Ut fra dette blir

$$\delta V = - (\rho I / 2 \pi r^2) \delta r \quad (2.11)$$

Dersom vi integrerer ligning 2.11 fra en gitt avstand (radius, r) til uendelig finner vi at

$$V(r) = \rho I / 2 \pi r \quad (2.12)$$

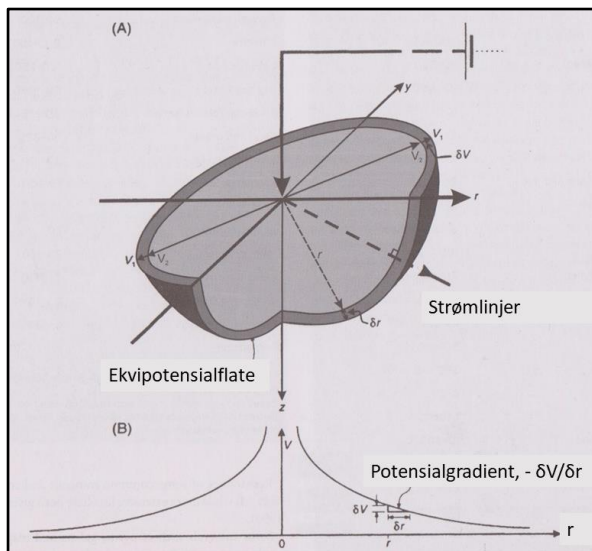
Dette betyr at potensialet (V) vi kan måle i en avstand r fra en strømelektrode på bakken er proporsjonalt med strømstyrken (I) og resistiviteten (ρ) og omvendt proporsjonalt med avstanden (r).

Ligning 2.12 kan omformes til

$$\rho = 2 \pi r V / I \quad (2.13)$$

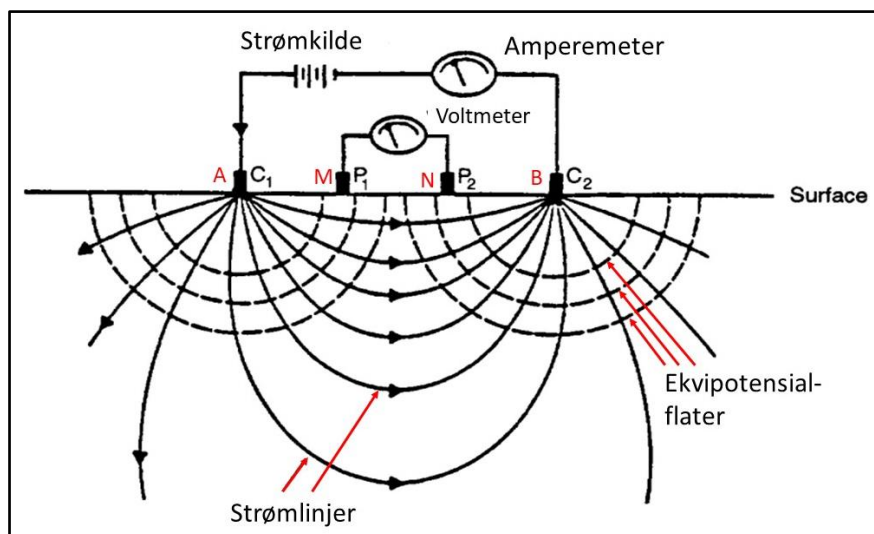
Når vi kjenner strømstyrken (I) og avstanden (r) fra en strømelektrode kan vi finne resistiviteten ved å måle potensialet i denne avstanden (r) fra strømelektroden. Dersom bakken er homogen og isotrop, blir dette den sanne resistiviteten.

Ligning 2.12 beskriver hvordan potensialet vil endre seg ut fra en strømelektrode og potensialet vil avta som 1/r. Figur 2.7A viser hvordan strømmen fra en strømelektrode vil gå ut i halvrommet i et homogent materiale. Siden luft har uendelig høy resistivitet, vil det ikke gå strøm opp i lufta. Figur 2.7B viser hvordan potensialet (V) avtar som 1/r ut fra elektroden.



Figur 2.7: En 3D-illustrasjon av hvordan strømmen går ut fra en enkelt strømelektrode (A) og kurve som viser hvordan potensialet (V) endres med avstanden (Fra Reynolds 2011).

Figur 2.8 viser et komplett oppsett for måling av resistivitet i bakken. Det benyttes gjerne to strømelektroder som kalles A og B eller C₁ og C₂. De to potensialelektroder kalles tilsvarende M og N eller P₁ og P₂. Det trengs en strømkilde og et amperemeter for å sende ut strøm og samtidig ha kontroll på strømstyrken. I tillegg trengs et voltmeter med høy inngangsimpedans for å måle potensialforskjellen mellom de to potensialelektrodenes. Legg merke til at strømmen ikke lengre går radielt ut fra den ene strømelektroden og radielt inn til den andre. De to strømelektrodenes påvirker hverandre slik at strømlinjene blir buet, men fremdeles står strømlinjene vinkelrett på ekvipotensialflatene.



Figur 2.8: Komplettelektrodeoppsett med strømelektroder og to potensialelektroder. Så lenge materialet er homogent og isotropt vil strømlinjene bli som vist her.

2.3 Elektrodekonfigurasjoner og geometriske faktorer

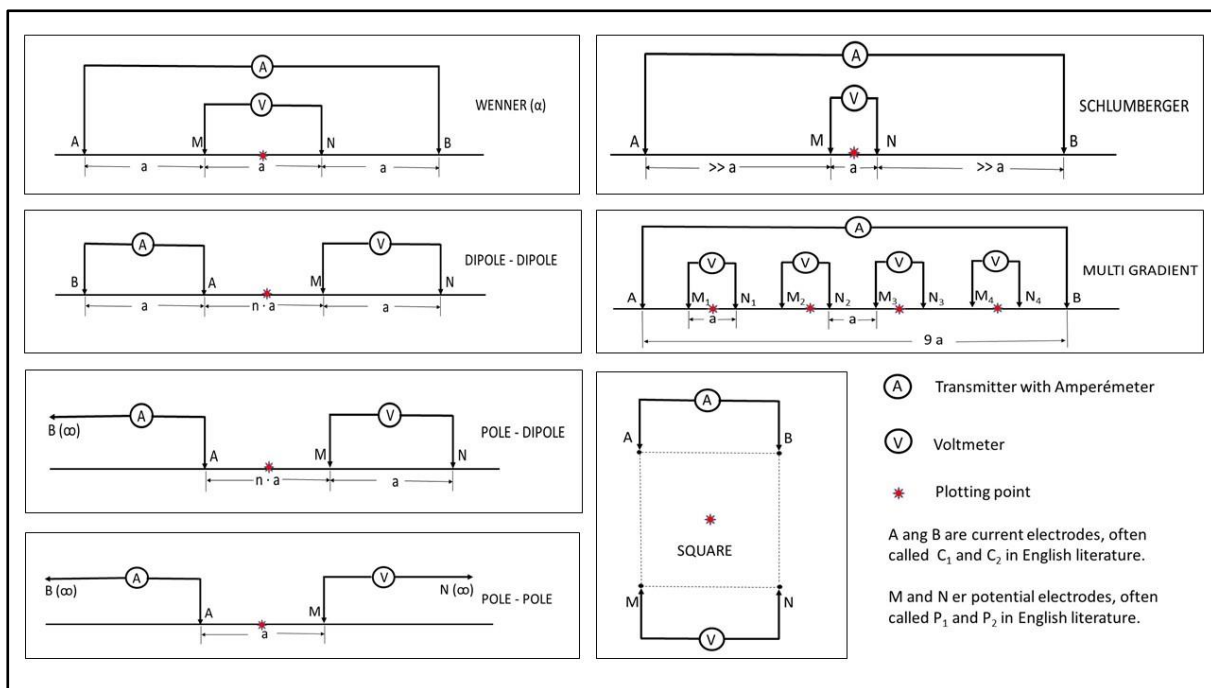
Som nevnt benyttes vanligvis to strømelektroder og to potensialelektroder, men disse kan plasseres ut på forskjellige måter. En snakker gjerne om elektrodekonfigurasjoner, og disse har forskjellig følsomhet overfor forskjellige kartleggingsbehov.

2.3.1 Elektrodekonfigurasjoner

I prinsippet kan antall elektroder og plasseringen av disse være tilfeldig, men praktiske hensyn gjør at spesielle konfigurasjoner velges. Figur 2.9 viser skisser av de mest vanlige konfigurasjonene.

Wenner-konfigurasjonen (*Wenner*) kjennetegnes med fast avstand a mellom alle de fire elektrodene. Potensialelektrodene står i midten noe som gjør at den målte potensialforskjellen blir høy og støyyproblemer minimaliseres. Konfigurasjonen har tidligere vært benyttet mye, men med mer moderne flerkanals måleutstyr (utstyr som kan måle flere potensialelektrodepar samtidig) er den blitt utkonkurrert.

Ved **dipol-dipol**-konfigurasjonen (*dipole-dipole*) plasseres strømelektrodene og potensialelektrodene på hver side. Dette er en konfigurasjon som gir god lateral oppløsning, men siden strømmen for det aller meste går mellom potensialelektrodene, blir potensialet som måles lite, og konfigurasjonen kan være følsom overfor støy. En fordel med denne konfigurasjonen er at flere potensialdipoler kan måles samtidig, og måleprosessen effektiviseres ved bruk av flerkanals måleutstyr.



Figur 2.9: Vanlige elektrodekonfigurasjoner ved elektriske målinger. Plottepunkter for måleverdiene er angitt med rødt stjerne.

Ved å ta utgangspunkt i en dipol-dipol-konfigurasjon, men fjerne den ene strømelektroden ut til uendelig, får vi en **pol-dipol**-konfigurasjon (*pole-dipole*). Med uendelig menes her så langt vekk fra måleområdet at potensialet fra denne strømelektroden er tilnærmet lik null. I prinsippet kan to strømelektroder beholdes i måleområdet, men den ene potensialelektroden kan flytte til uendelig. Konfigurasjonen burde da hete **dipol-pol** (dipole-pole).

Ved en **pol-pol**-konfigurasjon (pole-pole) er både en strømelektrode og en potensialelektrode flyttet ut til uendelig. Dette betyr praktiske utfordringer ved at kabler til de to fjernelektrodene må følge med under målingen.

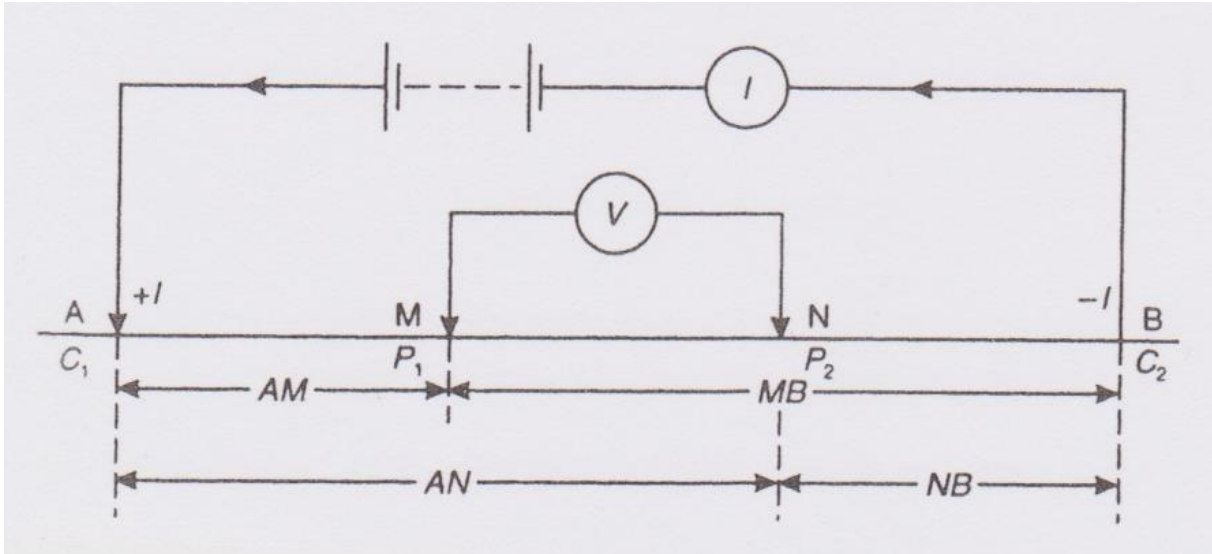
Schlumberger-konfigurasjonen (*Schlumberger*) ligner på Wenner, men her er avstanden mellom de to potensialelektrodene mye mindre. Denne konfigurasjonen er mye benyttet ved Vertikale Elektriske Sonderinger (VES, se senere).

Den konfigurasjonen som i dag benyttes mest, i alle fall hos erfarne aktører, er **Multi Gradient** (*Multi gradient*). Her plasseres strømelektrodene med relativt stor avstand, og et sett av potensialdipoler mellom disse kan måles samtidig. Det krever flerkanals måleutstyr, og utstyr med 12 kanaler er tilgjengelig på markedet. Ved universitetet i Lund, arbeides det nå med å utvikle måleutstyr som kan måle 32 kanaler samtidig (Torleif Dahlin, personlig meddelelse). En tar her sikte på å måle både dipoler mellom strømelektrodene og utenfor på begge sider.

Den **kvadratiske** (*Square*) elektrodekonfigurasjonen er lite benyttet, noe som skyldes at det blir mye arbeid med kabler ut til elektrodene. Ved målinger av resistiviteten i to forskjellige retninger kan denne konfigurasjonen være aktuell.

2.3.2 Beregning av tilsynelatende resistivitet, geometrisk faktor

Ligning 2.12 viser hvordan potensialet (V) avtar ut fra en strømelektrode som funksjon av avstanden (r). Vi har nå sett at det er vanlig å benytte (minst) to strømelektroder og to potensialelektroder, og vi må finne hvordan en kan beregne en tilsynelatende resistivitet ut fra målte potensialforskjeller. Til dette benyttes superposisjonsprinsippet (*principle of superposition*). Dette sier at en kan summere effekten av to eller flere strømelektroder, men en må huske på at de to strømelektrodene har motsatt polaritet (+I og -I).



Figur 2.10: Prinsipp-skisse av en elektrodekonfigurasjon (her en Wenner-konfigurasjon).

Figur 2.10 viser en prinsipp-skisse av en generell elektrodekonfigurasjon, som i dette tilfellet er en Wenner-konfigurasjon. Ved potensialelektrode M og N kan en ifølge superposisjonsprinsippet måle følgende to størrelser der AM, MB, AN og NB er avstander som vist i Figur 2.9

$$V_M = \frac{\rho I}{2\pi} \left[\frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} \right] \quad V_N = \frac{\rho I}{2\pi} \left[\frac{1}{AN} - \frac{1}{NB} \right] \quad (2.14, 2.15)$$

I praksis vil en måle potensialforskjellen (δV) mellom elektrodene M og N, dvs. $\delta V = V_M - V_N$

$$\delta V_{MN} = V_M - V_N = \frac{\rho I}{2\pi} \left\{ \left[\frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} \right] - \left[\frac{1}{AN} - \frac{1}{NB} \right] \right\} \quad (2.16)$$

Ligning 2.16 kan stokkes om slik at en finner et uttrykk for resistiviteten i det materialet det måles på:

$$\rho = \frac{2\pi \delta V_{MN}}{I} \left\{ \left[\frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} \right] - \left[\frac{1}{AN} - \frac{1}{NB} \right] \right\}^{-1} \quad (2.17)$$

Dette uttrykket kan forenkles ved trekke ut alt som har med geometri i en egen geometrisk faktor (*geometric factor*) K

$$K = 2\pi \left[\frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{NB} \right]^{-1} \quad (2.18)$$

Resistansen R er her lik $\delta V/I$ og ligning 2.17 kan forenkles til

$$\rho_a = RK \quad (2.19)$$

Siden en sjeldent måler den sanne resistiviteten ρ i et materiale benyttes indeksen a for å angi at dette er en tilsynelatende (*apparent*) resistivitet. Denne tilsynelatende resistiviteten kan ved noen spesielle tilfeller være negativ.

Noen av de konfigurasjonene som ble presentert i Figur 2.9 har en relativt enkel geometrisk faktor som vist i Tabell 2.7. Her angir størrelsen a dipolavstanden, elektrodeavstanden som benyttes. Avstanden mellom strømpolen og potensialdipolen i en pol-dipol-konfigurasjonen angis i multipler (n) av dipolavstanden a. Tilsvarende angir n multipler av a mellom strømdipolen og potensialdipolen ved dipol-dipol-konfigurasjonen, og tilsvarende for pol-pol-konfigurasjonen. Andre konfigurasjoner har en mer komplisert geometri, og den geometriske faktoren kan variere. Dette gjelder spesielt konfigurasjonen «Multi Gradient» der de enkelte målingene mellom strømelektrodene kan være pol-pol-konfigurasjon eller pol-dipol-konfigurasjoner som varierer gradvis til en Schlumberger-konfigurasjon der potensialdipolen ligger sentralt. Ved slike varierende konfigurasjoner er det greit å benytte geometriske faktorer som er beregnet på forhånd og lagt inn i måleutstyret.

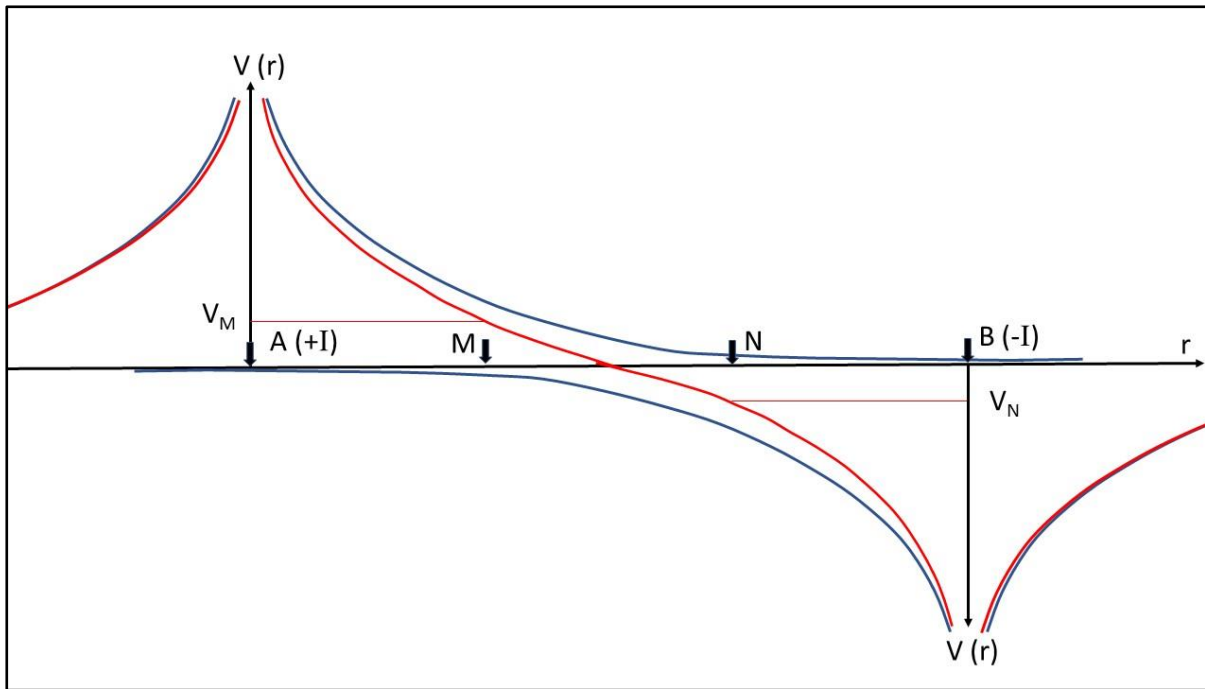
Tabell 2.7: Geometrisk faktor (K) og formel for tilsynelatende resistivitet for noen standard elektrode-konfigurasjoner. Størrelsene a og n defineres i teksten. R er den målte resistansen (lik $\delta V/I$).

Konfigurasjon	Geometrisk faktor, K	Tilsynelatende resistivitet, ρ_a
Wenner	$2 \pi a$	$2 \pi a R$
Pol-pol	$2 \pi a$	$2 \pi a R$
Pol- dipol	$2 \pi n (n+1) a$	$2 \pi n (n+1) a R$
Dipol - dipol	$\pi n (n+1) (n+2) a$	$\pi n (n+1) (n+2) a R$
Kvadratisk	$\pi (2 + \text{sqr } 2) a$	$\pi (2 + \text{sqr } 2) a R$

2.3.3 Potensialforløpet ved to strømelektroder

Figur 2.11 viser hvordan potensialet langs en linje hvor det er lagt ut en elektrodekonfigurasjon med to strømelektroder (A og B) og to potensialelektroder (M og N). I denne konfigurasjonen er avstanden mellom alle elektrodene en fast avstand som gjerne angis med a (Wenner-konfigurasjon). De blå kurvene viser hvordan potensialet fra hver av de to strømelektrodene varierer separat, mens den røde kurven viser summen av disse to (Superposisjons-prinsippet). Potensialet fra hver av strømelektrodene avtar med $1/r$ (avstanden), og vil nærme seg nullpotensial når avstanden øker. Dette betyr at potensialet fra strømelektrode A er nær null ved strømelektrode B og motsatt. Ved potensialelektrodene M og N er potensialet fra de to strømelektrodene A og B henholdsvis positivt og negativt. Potentialforskjellen som måles blir her

$$\delta V = V_M - V_N = \rho I / 2\pi a \quad (2.20)$$



Figur 2.11: Komplette potensialforløp ved to strømmelektroder i bakken. De blå kurvene viser potensialet fra hver av de to strømmelektroder separat mens den røde kurven viser summen av potensialene fra de to strømmelektroder A og B.

Som illustrert i Figur 2.11 vil en med en Wenner-konfigurasjon måle en relativt stor potensialforskjell ($V_M - V_N$) noe som kan bidra til et signal godt over støynivået, et høyt signal/støy-forhold (*signal/noise ratio, s/n ratio*). Dersom en endrer denne konfigurasjonen til en Schlumberger-konfigurasjonen, der avstanden mellom de to potensialelektroderne er mindre, vil den målte potensialforskjellen bli mindre og konfigurasjonen er mer utsatt for støy. Dersom en flytter strømmelektrode B ut mot uendelig (pol-dipol-konfigurasjon), vil effekten av denne strømmelektroden bli neglisjerbar. Med samme plassering av potensialelektroderne vil en da måle et noe lavere signalet enn ved Wenner-konfigurasjonen. Ved å flytte potensialelektroden N også ut til uendelig (pol-pol-konfigurasjon), vil det målte potensialet bli noe større. Ved å redusere avstanden mellom A og M i denne pol-pol-konfigurasjonen, kan en få økt målesignalet (bedret signal-støy-forhold). Dersom en flytter begge potensialelektroderne til side for strømmelektroderne A og B, vil en få en dipol-dipol-konfigurasjon hvor den målte potensialforskjellen kan bli liten. Denne konfigurasjonen er derfor følsom overfor støy (lavt signal/støy-forhold). Denne diskusjonen viser hvordan signal/støy-forholdet kan variere med elektrodekonfigurasjon.

Strømstyrken som sendes ut ved en elektrode (I) vil fordele seg på et halvkuleskall slik at strømtettheten (i) i en avstand (R) fra strømmelektroden blir

$$i = I/2\pi r^2 \quad (2.21)$$

Dersom avsetningen det måles på er homogen og isotrop, vil strømtettheten ved M og N bli den samme (i) og med en fast avstand a mellom elektrodene blir r i ligning 2.14 lik a . Det betyr at den totale strømmen

$$I = i \cdot 2\pi a^2 \quad (2.22)$$

Ved å sette inn ligning 2.21 i ligning 2.20 finner en at potensialforskjellen som måles mellom M og N er

$$\delta V = \rho \cdot i \cdot 2\pi a^2 / 2\pi a = \rho \cdot i \cdot a \quad (2.23)$$

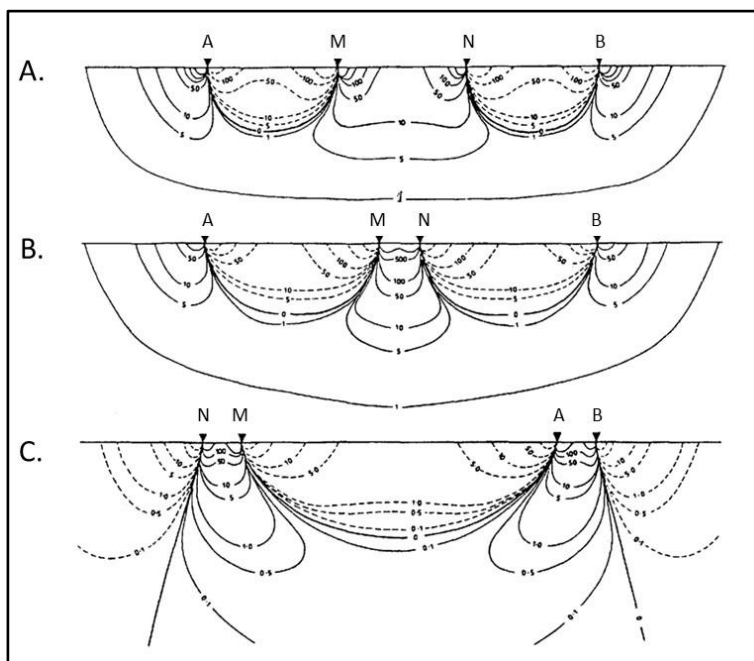
Ligning 2.23 sier da at det målte potensialet mellom to strømelektroder avhenger av resistiviteten i bakken ved potensialelektrodene (ρ), strømtettheten (i) under potensialelektrodene og potensial-elektrodeavstanden (a).

2.4 Faktorer som påvirker måleresultatene

Det er flere faktorer som påvirker måleresultatene og kvaliteten ved elektriske målinger. Disse kan være elektrodekonfigurasjonenes følsomhet, elektrodeavstand og geologien, men også støyforhold.

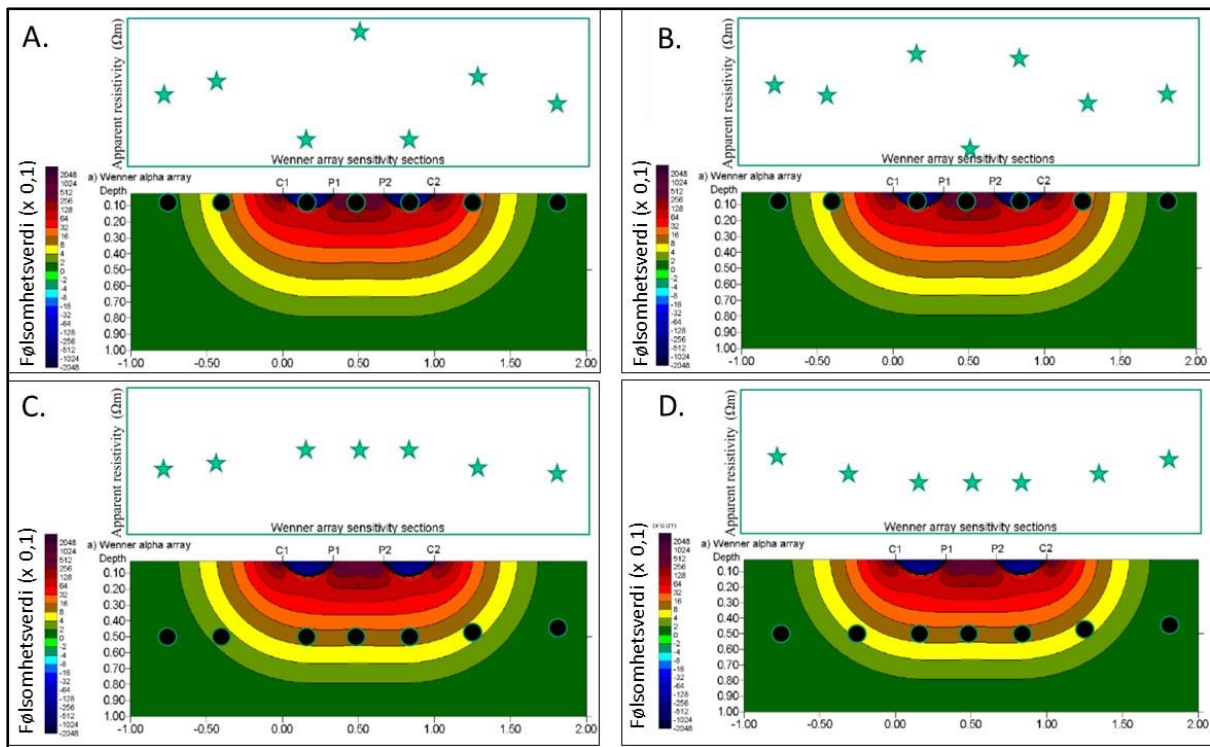
2.4.1 Elektrodekonfigurasjonenes følsomhet

Elektrodekonfigurasjonenes følsomhet er et komplisert tema som kan være vanskelig å forstå. Forskjellige konfigurasjoner har forskjellig følsomhet i forskjellige deler av undergrunnen. Figur 2.12 viser følsomhetsmatrisen (*sensitivity section, signal contribution section*) for konfigurasjonene Wenner, Schlumberger og dipol-dipol. Følsomheten er noen ganger positiv (heltrukket linje) og noen ganger negativ (stiplet linje). Dette kan gi opphav i forvirrende målte tilsynelatende resistiviteter.



Figur 2.12: Følsomhetsmatrise for konfigurasjonene: A) Wenner, B) Schlumberger og C) Dipol-dipol. Heltrukket linje er positiv følsomhet mens stiplet linje uttrykker negativ følsomhet. (Modifisert fra Reynolds 2011).

For å illustrer hvordan følsomheten kan fungerer i praksis, er det i Figur 2.13 simulert målinger over en liten inhomogenitet (et objekt som en kule eller sylinder) med en Wenner-konfigurasjon. Flytting av elektrode-konfigurasjonen simuleres med at objektet flyttes langs profilet i motsatt retning. Dersom inhomogeniteten har samme resistivitet som vertsmaterialet, vil en måle en konstant resistivitetsverdi som tilsvarer vertsmaterialets resistivitet. Dersom inhomogeniteten har en annen resistivitet enn vertsmaterialet, vil responsen avhenge av resistivitetskontrast (positiv eller negativ og størrelse) og hvor i profilet inhomogeniteten (objektet) ligger.



Figur 2.13: Prinsippkisser for responser ved måling med Wenner-konfigurasjon over et mindre objekt (sort ball). A) høy resistivitet dagnært, B) lav resistivitet dagnært, C) høy resistivitet på noe større dyp og D) lav resistivitet på noe større dyp. Stjernene angir variasjonen i tilsynelatende resistivitet som måles med objektet i forskjellige posisjoner (Modifisert fra Loke 2023).

I Figur 2.13A simuleres det målinger over et objekt med høyere resistivitet enn i vertsmaterialet. Når objektet ligger til venstre i figuren der sensitiviteten er nær null, måles resistiviteten i vertsmaterialet (elektrodekonfigurasjonen «ser» ikke objektet). Flyttes objektet (konfigurasjonen) et hakk, blir følsomheten +8, og tilsynelatende resistivitet (*apparent resistivity*) blir noe høyere. Ved objektets neste posisjon, mellom C1 (A) og P1 (M), er sensitiviteten sterkt negativ, og responsen på høyere resistivitet i objektet blir betydelig lavere enn vertsbjergartens resistivitet. Flyttes konfigurasjonen enda et hakk slik at objektet plasseres mellom P1 (M) og P2 (N) hvor følsomheten er sterkt positiv, blir målt tilsynelatende resistivitet betydelig høyere enn vertsmaterialets resistivitet. Ved videre flytting av konfigurasjonen oppnås det samme i motsatt rekkefølge. Resultatet blir at en relativt enkel geologisk modell, gir en komplisert respons som varierer opp og ned i forhold til vertsmaterialets resistivitet.

Dersom det lille objektet har en lavere resistivitet enn vertsmaterialet (Figur 2.13B), vil en oppnå samme type responser, men med motsatt fortegn. Lav resistivitet i positiv sensitivitet gir lavere respons, mens lav resistivitet i negativ følsomhet gir høyere respons. En kan godt si at dette er enkel matematikk.

Dersom vi lar objektet ligge dypere, vil det alltid falle i positive følsomhetsverdier, og høy resistivitet gir tilsynelatende resistivitet høyere enn resistiviteten i vertsbjergarten (Figur 2.13C). Tilsvarende vil et objekt med lav resistivitet (Figur 2.13D) gi en tilsynelatende resistivitet lavere enn resistiviteten i vertsmaterialet. Siden objektet er lite og ligger på et noe større dyp der følsomheten er lav, vil størrelsen på responsen bli mye lavere. Større objekter vil gi større respons, større resistivitetskontrast gir større respons mens dypere objekter med samme størrelse gir mindre respons. Loke (2016) beskriver følsomhetsmatrisen for andre elektrode-konfigurasjoner.

Generelt kan en si at jo større variasjoner en har i sensitivitetmatrisen, jo større responser gir konfigurasjonen. Dette betyr at noen konfigurasjoner kan være følsomme for laterale resistivitetsvariasjoner, mens andre er mer følsom for vertikale variasjoner. Tabell 2.8 viser hvordan de forskjellige konfigurasjonene egner seg ved forskjellige problemstillinger.

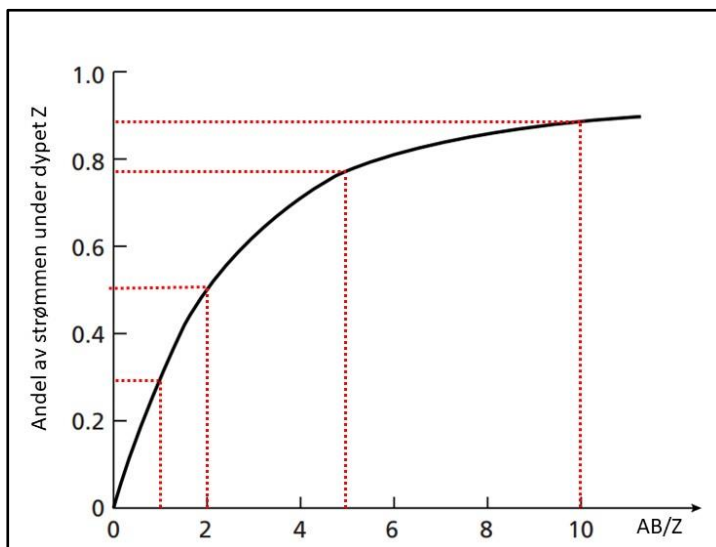
Tabell 2.8: Egnethet for forskjellige problemstillinger for konfigurasjonene Wenner, Schlumberger, dipol-dipol og kvadratisk, målt uten kabelsystemer (se senere). $\sqrt{\sqrt{V}}$: God, \sqrt{V} : Moderat, V : Dårlig og X : Ikke egnet. (Fra Reynolds 2011).

Problemstilling	Wenner	Schlumberger	Dipol-dipol	Kvadratisk
Vertikal oppløsning	$\sqrt{\sqrt{V}}$	\sqrt{V}	V	\sqrt{V}
Dybdepenetrasjon	V	$\sqrt{\sqrt{V}}$	$\sqrt{\sqrt{V}}$	\sqrt{V}
Egnethet for dybdesondering	\sqrt{V}	$\sqrt{\sqrt{V}}$	V	X
Egnethet for profilering	$\sqrt{\sqrt{V}}$	X	$\sqrt{\sqrt{V}}$	X
Følsomhet for orientering	$\sqrt{\sqrt{V}}$	$\sqrt{\sqrt{V}}$	\sqrt{V}	V
Følsomhet for lateral inhomogenitet	$\sqrt{\sqrt{V}}$	\sqrt{V}	\sqrt{V}	V
Følsomhet for støy	$\sqrt{\sqrt{V}}$	\sqrt{V}	V	V
Ressurskrevende	$\sqrt{\sqrt{V}}$	\sqrt{V}	\sqrt{V}	V

Generelt kan en ut fra Tabell 2.8 si at Wenner-konfigurasjonen har mange positive sider sammenlignet med de andre konfigurasjonene. En må her bemerke at egnetheten kan være avhengig av dypet en ønsker å undersøke. For detaljert grunn arkeologi kan den kvadratiske konfigurasjonen være godt egnet. I dag vil en gjerne utføre 2D- og kanskje 3D-undersøkelser med kabelsystem (se senere). Da vil Multi-gradient elektrodekonfigurasjon egne seg for de fleste problemstillingene. Oppløsningen øker med antall målinger, og det gjør at Wenner-konfigurasjonen kommer dårlig ut (se senere).

2.4.2 Elektrodeavstandenes betydning

Jo større avstand en benytter mellom strømelektrodene, jo dypere vil strømmen fordele seg. Dette er illustrert i Figur 2.14.



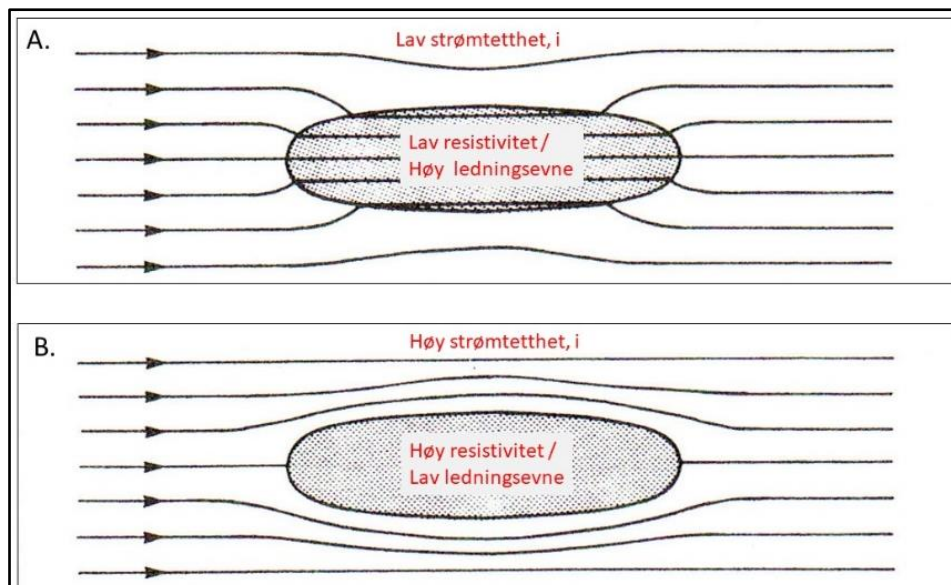
Figur 2.14: Andel av strømmen som går dypere enn dypet Z som funksjon av strøm-elektrodeavstanden AB i en homogen avsetning (Modifisert fra Telford mfl. 1977).

For å illustrere hvordan dette fungerer i praksis, kan en ta utgangspunkt i en homogen avsetning (samme resistivitet innenfor influensvolumet) og se på hvor mye strøm som går dypere enn 10 m ($Z=10$ m). Ved en elektrodeavstand AB lik 10 m ($AB/Z=1$), vil ca. 30 % av strømmen gå dypere enn 10 m. Ved AB lik 20 m, vil ca. 50 % av strømmen gå dypere enn 10 m. Ved $AB=50$ m går nesten 80 % av strømmen dypere enn 10 m og tilsvarende ved $AB=100$ m vil ca. 90 % av strømmen gå dypere enn 10 m. Dette kan da benyttes til å foreta vertikale sonderinger av ledningsevnen mot dypet (se Kapittel 3).

Figur 2.13 kan også benyttes til å vurdere hvor stor strømelektrodeavstand en bør benytte for at en ønsket strømmengde når ned til et aktuelt undersøkelsesdyp. Dersom en ønsker at 50 % av strømmen skal gå dypere enn f.eks. 10 m, må strømelektrodeavstanden være minst 20 m. Som vi har sett er følsomheten overfor inhomogeniteter størst dagnært. Ofte kan det derfor være ønskelig med en enda større andel av strømmen på et visst dyp, kanskje 80 %. Da må strømelektrode-avstanden økes til ca. 60 m for å kunne få 80 % av strømmen dypere enn 10 m. Som en tommelfingerregel kan en si at dybderekkevidden (penetrasjonen) ved elektriske målinger er ca. en sjettedel ($1/6$) av strømelektrodeavstanden. Dette avhenger imidlertid av lagdeling og variasjoner i resistiviteten.

2.4.3 Geologiens betydning

Figur 2.15 illustrerer hvordan volumer med avvikende elektrisk ledningsevne (resistivitet) påvirker strømforløpet og derved den målte potensialforskjellen. Strømmen vil alltid søke den letteste vegen gjennom et materiale. I tilfellet med et godt ledende volum (lav resistivitet) et stykke ned i bakken (Figur 2.15A), vil strømmen søke å gå gjennom dette i stedet for å gå i vertsmaterialet. Dette betyr at strøm-tettheten dagnært blir redusert og ifølge ligning 2.23 vil den målte potensialforskjellen reduseres. Lavere måleverdi betyr lavere beregnet tilsynelatende resistivitet. Dersom et slikt volum av godt ledende materiale ligger dagnært og har stor utbredelse, kan dette laget hindre strømmen i å gå dypt, og dybderekkevidden blir ikke som forventet.



Figur 2.15: Geologiens betydning for målte responser ved elektriske målinger. Se teksten for detaljer.

Dersom det finnes et volum med høy resistivitet i bakken (Figur 2.15B), vil strømmen unngå å gå i dette materialet, og strømtettheten dagnært (og dypere) blir større. Det betyr at beregnet tilsynelatende resistivitet blir større (Ligning 2.23). Samspeillet mellom flere volum med forskjellig størrelse, posisjon

og resistivetskontrast til omgivelsene, vil da utgjøre en komplisert modell som bestemmer en målt tilsynelatende resistivitet.

2.4.4 Praktisk utførelse, flytting av elektroder

Det er flere måter en kan flytte elektroden på og på den måten få forskjellig type informasjon om undergrunnen.

Ved profilering med en **fast avstand mellom alle elektrodene** (*constant separation traversing, CST*) kan en få et bilde av laterale variasjoner i bakkens resistivitet ned til et visst dyp bestemt av elektrodeavstanden. Dette er den enkleste måten å utføre elektriske målinger på, og den gir bare et bilde av tilsynelatende resistivitet langs profilet. En kan med andre ord ikke angi hvor i dypet en har en inhomogenitet, et volum med avvikende resistivitet.

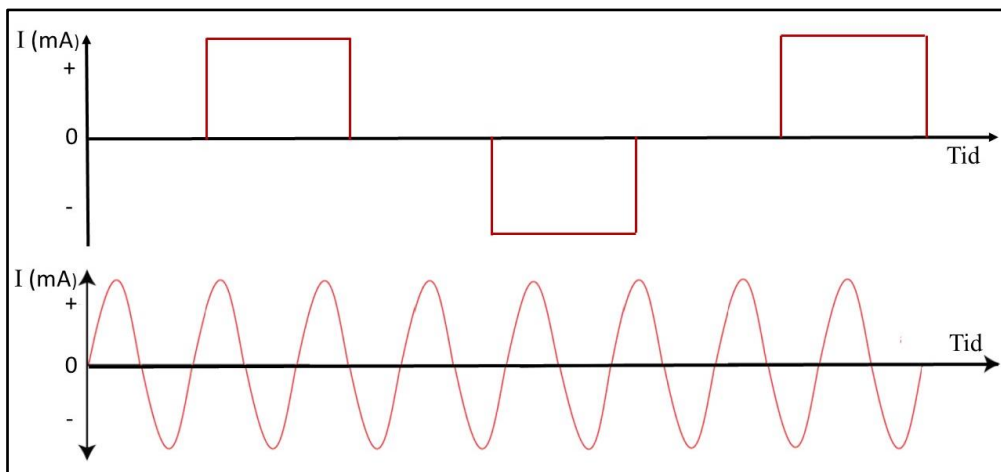
Ved en **Vertikal elektrisk sondering** (*Vertical electric sounding, VES*) flyttes strømelektrodene fra hverandre og en kan foreta en kartlegging av resistiviteten mot dypet. Ved denne type måling kan en få et en-dimensjonalt (1D) bilde av resistiviteten mot dypet. Mer om dette i kapittel 3.

Ved **2D resistivitet** (*electric resistivity tomography, ERT*) kombineres de to metodene profilering og vertikal sondering, og en kan få et bilde av resistiviteten i bakken i to dimensjoner (2D). Ved å måle flere parallelle 2D-profiler, kan en oppnå en 3D resistivetskartlegging. Mer om dette i kapittel 4.

Elektriske målinger kan også utføres som **borehullslogging** (*borehole logging*). En bestemt elektrodekonfigurasjon kan føres ned i et borehull, og gi informasjon om resistiviteten nedover i hullet. Resistivetsmålinger i borehull kan kombineres med måling av selvpotensial (SP) og industert polarisasjon (IP) og beskrives mer i detalj i kapittel 9.

2.4.5 Praktisk utførelse, utsending av strøm

Ved elektriske målinger er det mest vanlig å benytte likestrøm (*direct current, DC*) i pulser med alternerende polaritet som vist i figur 2.16A. Strømpulsene kan være ett eller to sekund lange, unntaksvis også noe lengre ved større undersøkelser. Strømstyrken bør være så høy som mulig, gjerne flere hundre milli-Ampere (mA).



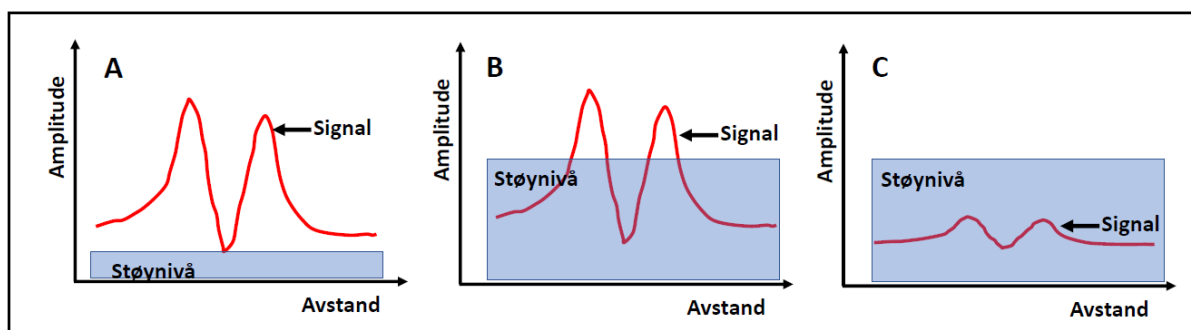
Figur 2.16: Strømfølør ved elektriske målinger. Øverst: Likestrøm (DC) i pulser med alternerende polaritet. Nederst: Vekselstrøm (AC).

Noen instrumenter benytter også kontinuerlig vekselstrøm (*alternating current, AC*). Dette gjelder spesielt ved borehullslogging, og frekvensen kan da være noen hundre Hertz (Hz).

2.4.6 Forbedring av signal/støy-forhold

I innledningsdelen til dette undervisningsmaterialet beskrives problemer med støy i målingen i forhold til signalstyrken og hvordan dette signal-støy-forholdet kan skape problemer for datakvaliteten. For å få pålitelige måleresultater må signalstyrken være klart høyere enn støyen (Figur 2.17A). I dette tilfellet er det ikke nødvendig å foreta noen grep for å øke kvaliteten.

Noen ganger kan støynivået være høyere, og bare sporadisk er signalstyrken høyere enn støynivået (Figur 2.17B). I dette tilfellet er det nødvendig å øke signal-støy-forholdet slik at signalstyrken blir klart høyere enn støyen. Dette kan gjøres ved enten å øke signalstyrken, eller ved å redusere støyen.



Figur 2.17: Forholdet mellom signalstyrke og støy (signal to noise ratio, s/n ratio). A) Signalet er klart større enn støynivå, B) Signal delvis over støynivå og C) støyen større enn signalnivå (Modifisert fra Reynolds 2011).

I tilfellet vist i Figur 2.17C er signalet håpløst lavere enn støynivået og det er tvilsomt om en her kan få noe ut av målingene. Kanskje kan både en reduksjon av støyen og en økning av signalstyrken bedre situasjonen.

2.4.6.1 Øke signalstyrken

Ved elektriske målinger kan signalstyrken (den målte potensialforskjellen) økes ved å øke strømstyrken slik ligningene 2.21 og 2.23 viser. Økt strømstyrke kan oppnås ved tre forskjellige måter:

1. Større utgangseffekt på senderen
2. Tilføre fuktighet rundt elektrodene
3. Benytte flere strømelektroder på hvert sted

Hvor mye strøm en kan få sendt ned i bakken ved elektriske målinger avhenger av overgangsmotstanden ved strømelektrodene. Moderne måleutstyr har muligheter til å justere utgangseffekten og derved øke strømstyrken. Det har også vært en praksis der en benytter en strømforsterker (*Booster*) for å få ut mere strøm.

Dersom instrumentets utgangseffekt er utnyttet fullt ut, kan en likevel få ut mer strøm ved å redusere overgangsmotstanden ved strømelektrodene. Dette kan oppnås ved å fukte bakken rundt strøm-

elektrodene med tilgjengelig vann, men aller helst saltvann. På bart fjell er det ved enkelt undersøkelser benyttet våt myr eller svamper mettet med saltvann for å oppnå tilsvarende effekt.

Den tredje muligheten er å benytte flere elektroder på hvert elektrodepunkt noe som også vil redusere overgangsmotstanden. Da er det viktig at disse ekstra elektrodene settes ut mest mulig vinkelrett på utlegget slik at geometrien i utlegget ikke endres så mye. Spesielt ved korte elektrodeavstander er dette viktig. Dersom en benytter en elektrodeavstand på 2 m, vil en elektrode som flyttes 0,5 m nærmere en elektrode endre den geometriske faktoren betydelig, og når denne ikke endres tilsvarende før beregning av tilsynelatende resistivitet, blir måleverdien feil.

Signal-støy-forholdet kan også økes ved å øke det målte signalet. Dette kan gjøres på to forskjellige måter:

1. Øke avstanden mellom potensialelektrodene
2. Velge en annen elektrodekonfigurasjon.

Ved vertikale elektriske sonderinger (VES) er det svært vanlig å øke avstanden mellom potensialelektrodene for å oppnå høyere målesignal. Etter hvert som strømelektrodene flyttes fra hverandre, vil strømmen gå dypere og med konstant strømstyrke vil da strømtettheten ved potensialelektrodene bli lavere. Dette gir lavere målesignal (Ligning 2.23) og for å kompensere for dette flyttes potensialelektrodene fra hverandre. Dobbel avstand gir dobbelt så stort signal.

I diskusjonen om signalstørrelse i avsnitt 2.3.3 så vi at en dipol-dipol-konfigurasjon kunne gi lavt målesignal fordi potensialelektrodene var plassert til side for de to strømelektrodene. Ved en slik situasjon vil en kunne oppnå langt bedre signal-støy-forhold ved å benytte en annen elektrodekonfigurasjon som f.eks. Wenner.

2.4.6.2 Redusere støyen

Bedre signal-støy-forhold kan også oppnås ved å redusere støynivået. Ved elektriske målinger sendes gjerne strømmen i firkant-pulser med alternerende polaritet (Figur 2.16). Ved å måle ved flere strømpulser og beregne middelerdien for disse målingene kan tilfeldig støy reduseres, og derved oppnås et bedre signal-støy-forhold. Ved å gjøre statistiske beregninger på disse gjennomsnittsmålingene kan en også få informasjon om støynivået på de enkelte målepunktene. Dette er til hjelp ved evaluering av kvaliteten av måledata og hvilke måleverdier som eventuelt bør tas ut av en måleserie.

Ved å benytte alternerende polaritet vil også et konstant støynivå kanselleres ved at dette adderes til målesignalet ved en strømrretning, men trekkes fra ved motsatt strømrretning. Selv-Potensial (SP, Kapittel 6) kan være et slikt støysignal.

2.4.7 Tilgjengelig måleutstyr

Loke (2023) presenterer en lang liste over kommersielle produsenter av utstyr for elektriske målinger. Ved valg av utstyr kan det være lurt å benytte kjente leverandører som har vært på markedet lenge. Av hensyn til effektiv service, kan det være gunstig at utstyrsprodusenten har service-avdeling i vår tidssone. Tabell 2.9 viser en oversikt over de mest kjente utstyrs-leverandørene.

Tabell 2.9: Liste over de mest etablerte utstyrsprodusentene (utdrag fra Loke 2023).

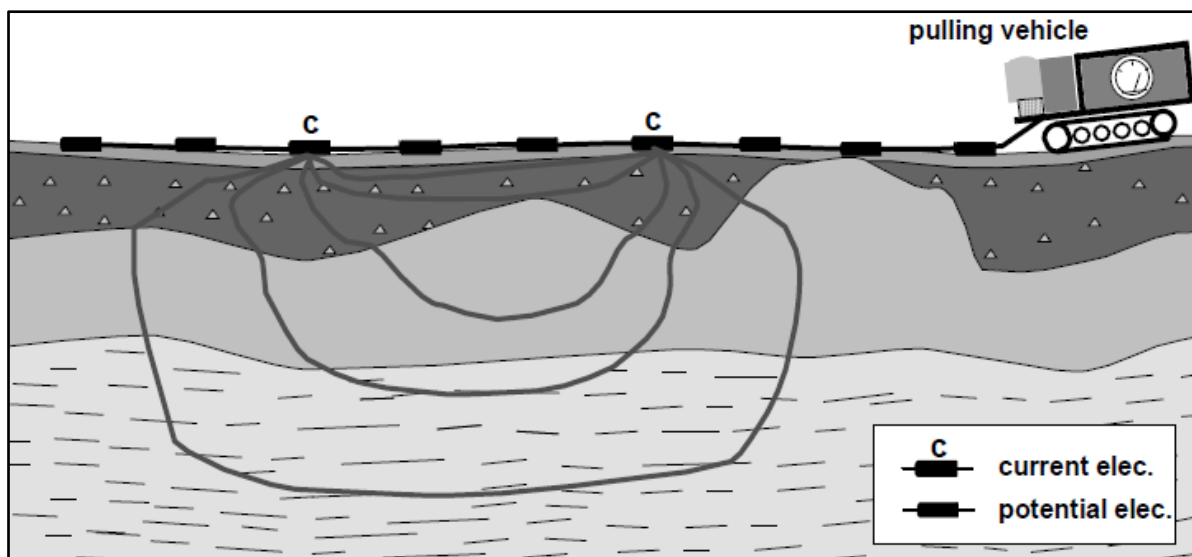
Utstyrsprodusent	Resistivitet (statisk)	Resistivitet dynamisk	IP-effekt
ABEM GuidelineGeo. www.guidelinegeo.com	X		X
AGI, Advanced Geophysical Instruments, USA. www.agiusa.com	X		X
GF Instruments, Czech Republic. www.gfinstruments.cz	X		X
Geometrics, USA. www.geometrics.com		X	
IRIS Instruments, Frankrike. www.iris-instruments.com	X		X
Quantec Geoscience, Canada. www.quantecgeoscience.com	X		X
ZZ Resistivity Imaging Pty Lts, Australia. www.zzgeo.com	X		X

2.5 Alternative utførelser

Elektriske målinger kan være tidkrevende, spesielt om en ønsker informasjon i to og tre dimensjoner (2D- og 3D-målinger). Flere aktører har testet alternative måter å samle data på for derved å øke innsamlingshastigheten.

2.5.1 Slepert utlegg på land

Ved Universitetet i Aarhus ble det på slutten av 1990-tallet eksperimentert med et slepet elektrodeutlegg (Figur 2.18) for målinger på land. Denne måleteknikken har metodiske begrensninger ved at det ble benyttet få potensialelektroder og at det var bare et par strømelektroder. Dette gir da liten penetrasjon, og best egnet til å studere resistiviteten i bakken ned til ca. 5 – 10 meter. Ved ujevnheter i bakken kunne elektrodene lette slik at en derved ikke fikk noen måling, eller at målingen var beheftet med mye støy. I dag erstattes dette måleutstyret av andre kabelsystemer eller av elektromagnetiske målinger.

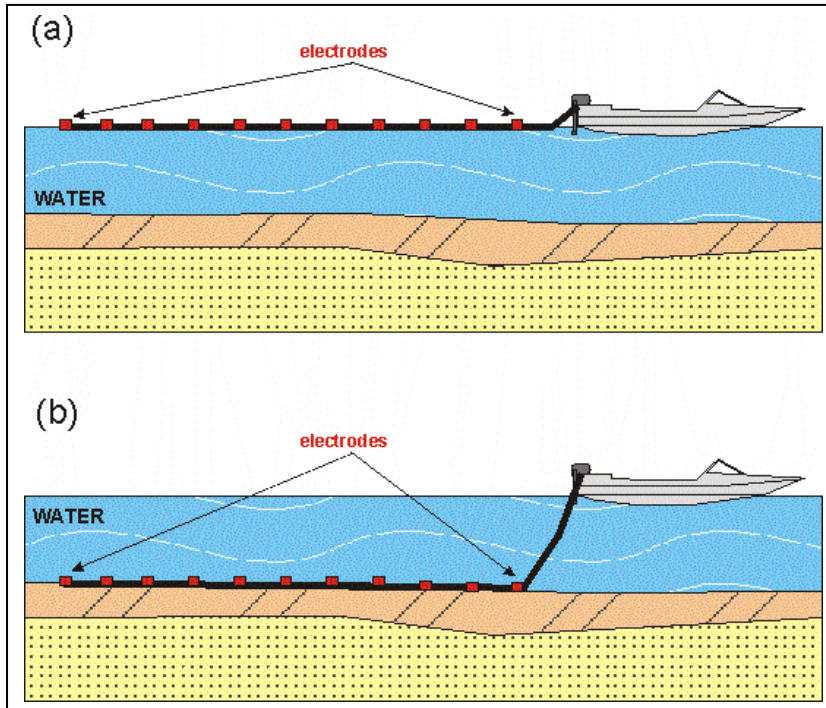


Figur 2.18: Slepert utlegg utviklet ved Universitetet i Aarhus. Her benyttes to strømelektroder og seks potensialelektroder (Fra Christensen og Sørensen 1998).

2.5.2 Slepet utlegg i vann

Tilsvarende system som vist i avsnitt 2.5.1 er også benyttet ved målinger i vann (Figur 2.19). Ved slike målinger får en god kontakt med vannet og en trenger ikke store elektroder. Problemene med elektroder som letter fra bakken er selvsagt fraværende. Elektroderne kan slepes i vannskorpa (Figur 2.19A), i sjøen eller på sjøbunnen (Figur 2.19B).

Å utføre denne type måling i vann er uproblematisk. Som vi senere skal se, er det fysiske begrensninger ved målinger i saltvann.



Figur 2.19: Skjematisk bilde av slepet utlegg for målinger i vann. Her benyttes to strømmelektroder og tolv potensialelektroder. Med dette utlegget kan flere elektrodekonfigurasjoner benyttes (Fra Loke 2023).

2.5.3 Målinger med kapasitive elektroder

Elektriske målinger kan også benytte kapasitive elektroder. Disse fungerer som en kondensator som overfører strøm til bakken. Med et slikt opplegg slipper en arbeidet med å plassere elektroder ned i bakken, og mye tid kan spares. Systemet egner seg godt i områder der det kan være vanskelig å etablere faste elektroder (asfalt, betong, harde sedimenter o.l.)

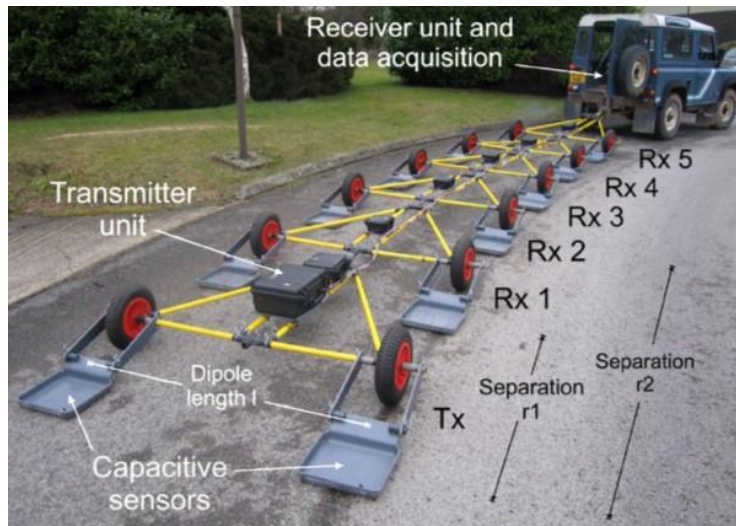
Firmaet Geometrics markedsfører et instrument de kaller OhmMapper (Figur 2.20). Instrumentet benytter seg av en strømdipol, og flere potensialdipoler i form av linjeelektroder. Instrumentet benytter flere dipol-dipol-konfigurasjoner og en kan derved utføre dybdesondering. Strømmen sendes som likestrøm (DC) i pulser som repeteres med 2 Hz, dvs. pulser med lengde 0,125 sekund. Standard lengden av hver dipol er 5 m, 10 m, 15 m eller 20 m, men lengre dipoler er også mulig. Et produktskjema finnes på

https://geometrics.com/wp-content/uploads/2018/10/OhmMapper_Spec_Sheet.pdf

Figur 2.21 viser bilde av et målesystem utviklet ved den Britiske Geologiske Undersøkelsen (BGS). Dette systemet benytter en kvadrupol-konfigurasjon med en strømdipol (2m) og fem potensial-dipoler (2m) med relativt kort avstand fra strømdipolen (2 – 10 m). I stedet for linjeelektroder benyttes plateelektroder. Med de korte avstandene mellom elektrodeparene blir penetrasjonen liten (ca. 2 m).



Figur 2.20: A) Målinger med kapasitive elektroder (instrumentet Geometrics OhmMapper®). B) Prinsippskisse av linjeelektroder ved dette systemet (Foto: NGU/JSR, Skisse fra Geometrics).



Figur 2.21: Målesystem med kapasitive elektroder utviklet ved (BGS) den Britiske Geologiske Undersøkelsen (From Loke mfl. 2013).

2.5.4 Målinger i borehull

Elektriske målinger kan også foretas i borehull, og da gjerne sammen med Selv-Potensialmålinger (SP) og måling av Indusert Polarisasjon (IP). Disse målingene presenteres samlet i kapittel 9.

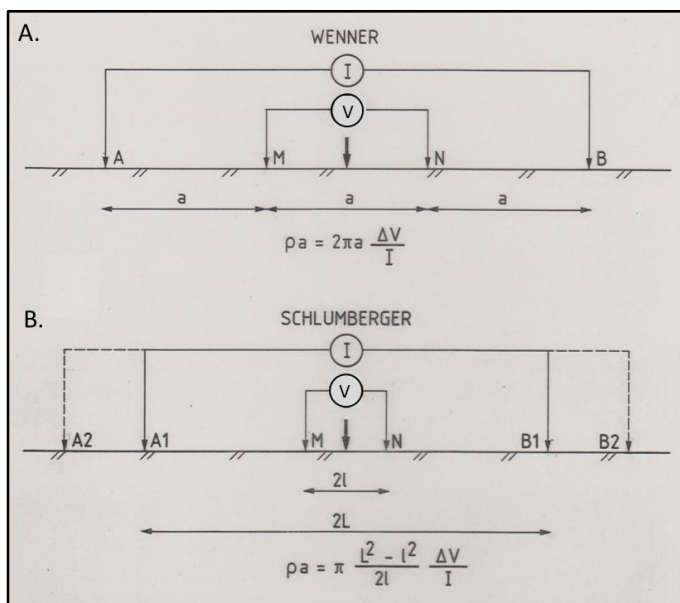
3. VERTIKAL ELEKTRISK SONDERING (VES)

Vertikal Elektrisk Sondering (*Vertical Electric Sounding*), VES, benyttes til å få en oversikt over variasjonen i resistiviteten mot dypet. Metoden er endimensjonal (1D), dvs. variasjonen i resistivitet kartlegges bare i en retning, Z-retningen (mot dypet). Ved tolkingen av VES antar en at lagene er horisontale og har uendelig utstrekning i forhold til elektrodeutleggets størrelse.

Enkle 1D VES-målinger er ikke vanlig i Norge i dag, men metoden dokumenterer noen prinsipper som er viktige. Internasjonalt benyttes metoden og spesielt i land med begrensede ressurser. At det tidligere er utført en del VES-målinger i Norge gjør at en må kjenne til metodens styrke og svakheter.

3.1 Vanlige elektrodekonfigurasjoner

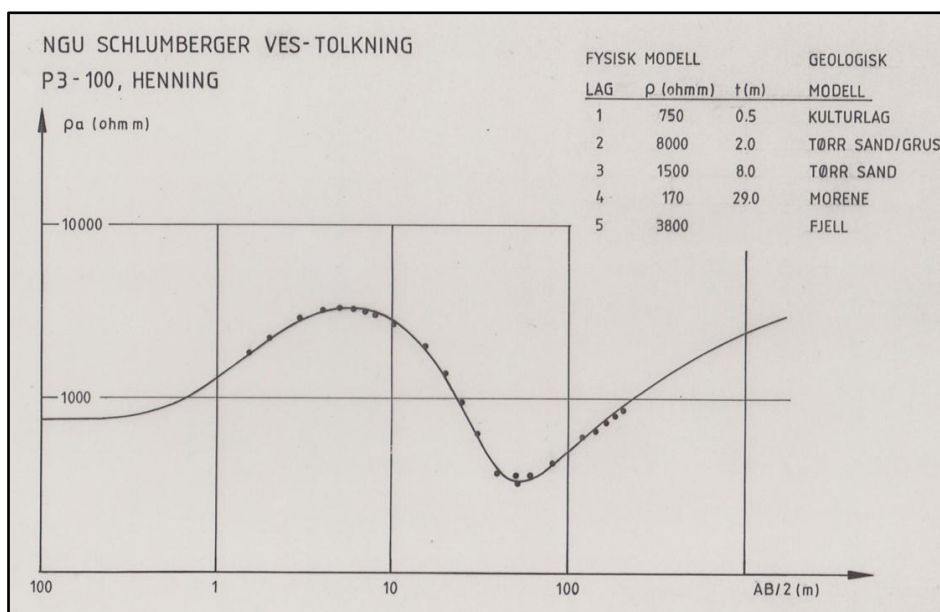
Som vist i Figur 2.14, vil strømmen gå dypere og dypere etter hvert som strømelektrodene flyttes utover. I prinsippet kan en benytte de fleste konfigurasjonene vist i Figur 2.9 til å utføre vertikale sonderinger. Det er praktisk lettere å benytte et elektrodeutlegg hvor elektrodene ligger på linje, og de mest vanlige elektrode-konfigurasjonene ved VES er Wenner eller helst Schlumberger (Figur 3.1). Grunnen til at Schlumberger-konfigurasjonen foretrekkes er at potensialelektrodene kan holdes fast ved flere målinger og en trenger bare å flytte strømelektrodene. Ved Wenner-konfigurasjonen flyttes alle fire elektrodene. Ved Schlumberger-konfigurasjonen kan målesignalet avta så mye at en får problemer med støy, og da må en også flytte potensialelektrodene (jfr. ligning 2.23). Ved Wenner-konfigurasjonen er problemene med støy mindre siden en flytter potensialelektrodene til større avstander for hver måling.



Figur 3.1: Vanlige elektrodekonfigurasjoner ved Vertikale Elektriske Sonderinger. A) Wenner og B) Schlumberger.

3.2 Sonderingskurve og tolking av denne

Ved en sonderingskurve plottes målt tilsynelatende resistivitet langs Y-aksen og den halve elektrodeavstanden (AB/2 ved Schlumberger-konfigurasjonen) langs X-aksen (Figur 3.2). Begge størrelsene plottes i logaritmisk skala slik at variasjonene kommer klart frem, og at sonderingskurvene blir standardiserte, noe som letter den kvalitative tolkingen.



Figur 3.2: Eksempel på sonderingskurve fra en VES med Schlumberger elektrodekonfigurasjon. Punkter angir målt tilsynelatende resistivitet (ρ_a) mens heltrukken linje er responsen fra en tilpasset teoretisk modell angitt øverst til høyre (Illustrasjon fra NGU).

3.2.1 Kvalitativ fysisk tolking

Den **kvalitative tolkingen** av sonderingen i Figur 3.2 blir som følger: For korte avstander av $AB/2$ ($< 1\text{ m}$) der strømpenetrasjonen er liten, er den sanne resistiviteten lav, trolig mindre enn $1000\ \Omega\text{m}$. Etter hvert som $AB/2$ øker, «ser» sonderingen stadig dypere og resistiviteten i neste lag (nr. 2) er åpenbart høyere, kanskje opp mot $7000 - 8000\ \Omega\text{m}$. Når $AB/2$ passerer 10 m , krummer sonderingskurven nedover, og det ligger åpenbart et lag (nr. 3) med lavere resistivitet i dypet. Når $AB/2$ passerer ca. 50 m (husk logaritmisk skala) øker tilsynelatende resistivitet igjen noe som skyldes et fjerde lag der den sanne resistiviteten er høyere enn $1000\ \Omega\text{m}$. Eksakt hvor høy denne resistiviteten er i dette siste laget, er usikkert. For å kartlegge det, burde strømelektroden vært flyttet enda lengre ut, opp mot $AB/2 = 1000\text{ m}$, noe som er en utfordrende jobb. Husk at hele tiden er den målte tilsynelatende resistiviteten sammensatt av effekten fra flere resistivitetslag, og at de forskjellige verdiene fases inn gradvis.

Her må en merke seg at kurven har en jevn krumning, og den sanne resistiviteten i lag nr. to er høyere enn den høyeste målte verdien (ca. $3000\ \Omega\text{m}$ ved $AB/2 = 5\text{ m}$). Tilsvarende er resistiviteten i lag nr. 3 lavere enn laveste målte tilsynelatende resistivitet (Ca. $300\ \Omega\text{m}$ ved $AB = 50\text{ m}$). Den kvalitative tolkingen av denne sonderingskurven blir da: Minst 4 lag siden minst fire resistivitets-nivåer kan registreres. Resistiviteten i disse lagene er henholdsvis mindre enn ca. $1000\ \Omega\text{m}$, høyere enn $3000\ \Omega\text{m}$, mindre enn $300\ \Omega\text{m}$ og til slutt et lag hvor resistiviteten er høyere enn $1000\ \Omega\text{m}$. Som vi skal se i avsnitt 3.2.1 kan en også tolke kvalitativt tykkelsen av lagene, men dette blir usikre størrelser.

Sonderingskurven i Figur 3.2 er **tolket kvantitativt ved modelltilpasning** (se avsnitt 3.3). Den fysiske modellen fra denne er vist øverst til høyre i figuren. Her er det benyttet fem lag i modellen for å kunne forklare de målte tilsynelatende resistivitetene. Det første laget har en resistivitet på (kvalitativ tolking i parentes) $750\ \Omega\text{m}$ ($< 1000\ \Omega\text{m}$) og er ca. $0,5\text{ m}$ tykt. Resistiviteten i lag nr. 2 er $8000\ \Omega\text{m}$ ($> 3000\ \Omega\text{m}$), og laget er ca. 2 m tykt. For å få god modelltilpasning måtte en her legge inn et ekstra lag som i modellen har resistiviteten $1500\ \Omega\text{m}$ og som er ca. 8 m tykt. Det fjerde laget har resistivitet $170\ \Omega\text{m}$ ($< 300\ \Omega\text{m}$) og tykkelsen her er tolket til ca. 29 m . Det siste indikerte laget har en resistivitet på ca. $3800\ \Omega\text{m}$ ($> 1000\ \Omega\text{m}$). Her angis ikke noen tykkelse siden sonderingen ikke ser flere lag, og da blir dette et

halvrom med uendelig tykkelse. Dersom sonderingen hadde vært utført til større verdier av $AB/2$, er det mulig at en kunne ha sette enda flere lag.

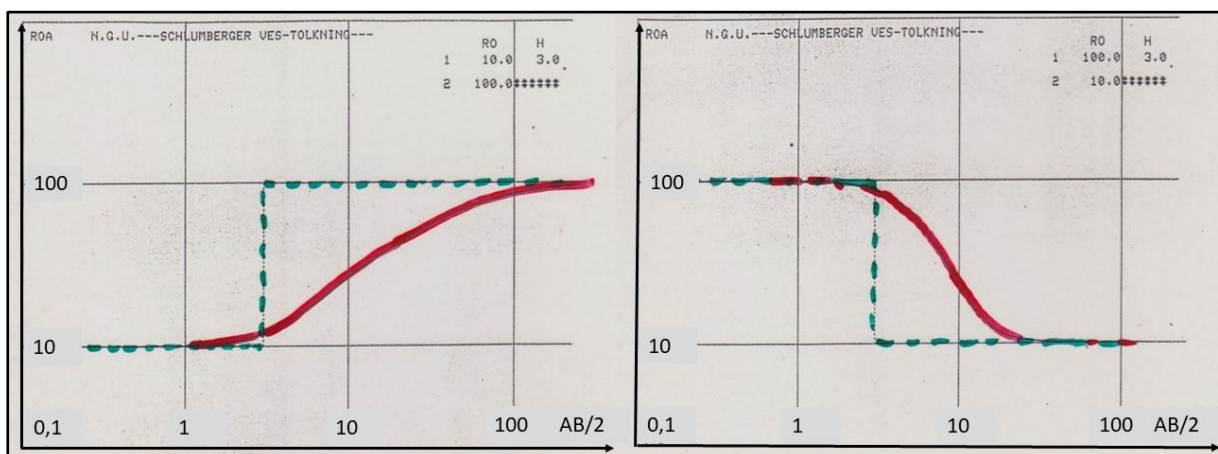
3.2.2 Geologisk tolking

Den kvantitative modellen vist i Figur 3.2 kalles **en fysisk modell**. Denne må **tolkes geologisk** for å kunne gi mening. En må da benytte det en vet om resistivitet i forskjellige geologiske materialer, og kombinere dette med geologisk kunnskap. Med andre ord, geologen og geofysikeren må samarbeide om dette.

Det første laget i modellen ble tolket som et kulturlag. Sonderingen er utført på landbruksjord, og her vil en nesten alltid ha et topplag som inneholder mye humus som kan holde på fuktighet, og som kanskje er påvirket av gjødsling (høyere ioninnhold) slik at resistiviteten blir lavere enn i det underliggende laget. Kulturlaget er sjeldent tykkere enn ca. 0,5m. Lag nummer to hadde ved modelltilpasning en resistivitet på 8000 Ωm . Ifølge tabell 2.6 tilsvarer dette tørr sand/grus. Her kunne det selvsagt også vært tolket som fjell, men siden det kommet lag med lavere resistivitet under, og at landformen (geologien) tilsier tykke løsmasser, blir dette å tolke som tørr sand/grus. Et tredje lag viste en resistivitet på 1500 Ωm . Dette ligger på grensen mellom vannmettet sand/grus og tørr sand/grus. Her er det gradvise overganger og ett sted ble grensen satt. Dette kan da representere sandige masser med noe større vanninnhold. I det fjerde laget antydes en resistivitet på 170 Ωm . Dette tilsvarer resistiviteten i morenematerialer, men også siltige marine avsetninger. Resistiviteten i det siste laget ble geofysisk tolket til 3800 Ωm . Det er usannsynlig at en her skal få et nytt lag av tørr sand og grus, og da må dette være fjell. Den totale løsmassetykkelsen blir ut fra dette ca. 40 m, men resistivitetsmålinger gir ikke de sikreste tolkinger av dyp til fjell.

3.2.3 Teoretiske sonderingskurver

For å forstå hvordan sonderingskurver bedre kan tolkes, kan det være greit med modellering. En tar da utgangspunkt i en gitt fysisk modell og beregner hvilken respons en får fra denne. Figur 3.3 viser responsen for to-lagsmodeller. Figur 3.4 viser responsene for fire tre-lags-modeller.



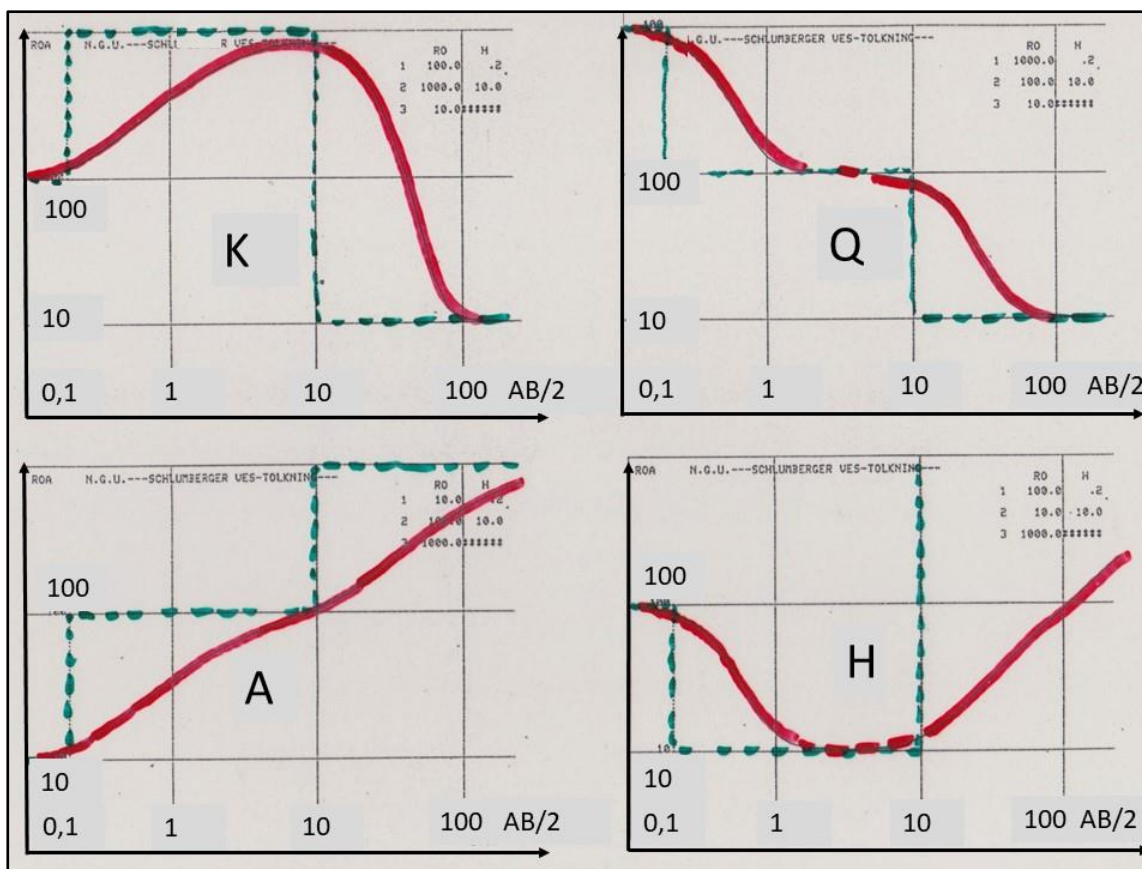
Figur 3.3: Beregnet Schlumberger sonderingskurver fra to-lags-modeller. Grønn stiplet linje viser modellen (lagtykkelse angitt som $AB/2$ -verdi i meter) mens rød heltrukket kurve viser beregnet tilsynelatende resistivitet. Beregningen er foretatt end egenutviklet tolkingprogram på NGU.

To-lags-modellen i Figur 3.3 til venstre har et 3 meter tykt lag med resistivitet $10 \Omega\text{m}$ over et lag med resistivitet $100 \Omega\text{m}$. Den beregnede tilsynelatende resistiviteten (rød kurve) er tilnærmet lik $10 \Omega\text{m}$ for lave verdier av $AB/2$. Etter hvert som $AB/2$ øker, øker også den beregnede tilsynelatende resistiviteten gradvis til denne flater ut ved den sanne resistiviteten for lag 2. To resistivetsnivåer angir to lag.

For de motsatte resistivetsverdiene i **to-lags-modellen** til høyre får sonderingskurven et motsatt forløp, starter ved resistiviteten i første laget ($100 \Omega\text{m}$) og gradvis ned mot og flater ut ved resistiviteten i lag 2 ($10 \Omega\text{m}$). En merker seg også her at tykkelsen av det første laget kan leses av på $AB/2$ -aksen der hvor sonderingskurven har fått et mindre utslag fra resistiviteten i første laget. Ved enkle sonderingskurver som dette, kan en derfor tolke tykkelsen av lag kvantitativt, selvsagt med en viss usikkerhet.

Sonderingskurvene for **tre-lags-modeller** vist i Figur 3.4, viser flere typer forløp, og disse har fått typenavn som K, Q, A og H. Felles for disse er at sonderingskurven starter ved resistiviteten i det første laget, går gradvis mot resistiviteten i lag 2, for så å gå gradvis mot resistiviteten i lag 3. Tre resistivetsnivåer indikerer tre lag.

Type K trelagsmodell starter ved en middels resistivetsverdi (her $100 \Omega\text{m}$), går mot en høyere resistivitet (her $1000 \Omega\text{m}$) for så å gå mot en lav verdi (her $10 \Omega\text{m}$). Som for to-lags-modellene kan en også her lese av tykkelsen av lag 1 der kurven begynner å få et avvik. På samme måte kan en lese av dypet ned til lag 3, som er lik summen av tykkelsene av lag 1 og lag 2, der kurven begynner å «se» lag 3.



Figur 3.4: Beregnet Schlumberger sonderingskurver fra tre-lags-modeller. Grønn stiplede linje viser modellen (lagtykkelse angitt som $AB/2$ -verdi i meter) mens rød heltrukket kurve viser beregnet tilsynelatende resistivitet. Forløpet av tre-lags-modeller har fått typenavn som K, Q, A og H etter hvordan resistiviteten varierer. Beregningen er foretatt med egenutviklet tolkingsprogram på NGU.

Type Q tre-lags-modell starter på en høy resistivitetsverdi (her 1000 Ωm), går mot en moderat resistivitetsverdi (her 100 Ωm) og så mot en lav resistivitetsverdi (her 10 Ωm). Dette gir en sonderingskurve som viser en tendens til utflating ved den moderate resistiviteten i lag 2 før den går videre mot tredjelagets resistivitet. Størrelsen på denne utflatingen avhenger av tykkelsen av lag 2. Også her ser en at ca. tykkelse av lag 1 og dypet ned til lag 3 (tykkelsen av lag 1 og lag 2) kan leses ut på AB/2-aksen der sonderingskurven begynner å se effekten av neste lag.

Type A tre-lags-modell starter på en lav resistivitetsverdi (her 10 Ωm), går mot en moderat resistivitetsverdi (her 100 Ωm) og så mot en høy resistivitetsverdi (her 1000 Ωm). Også denne sonderingskurven viser en utflating, men ikke så stor som ved type Q, selv om lag 2 har samme tykkelse. Resistiviteten i lagene 1 og 3 kan leses ut, men resistiviteten i lag 2 blir mer usikker. I dette tilfellet kan tykkelsen av lag 1 leses av, men dypet til lag 3 blir mer usikker.

Type H tre-lags-modell starter på en moderat resistivitetsverdi (her 100 Ωm), går mot en lav resistivitetsverdi (her 10 Ωm) og så mot en høy resistivitetsverdi (her 1000 Ωm). Sonderingskurven viser klare signaler om at det her er snakk om tre lag, og lagenes resistivitet kan leses ut. Det samme gjelder tykkelse av lag 1 og dypet til lag 4.

Dersom en har en **fem-lags-modell**, vil en ideelt se fem forskjellige resistivitets nivå, men tykkelsen av de enkelte lagene kan være mer utfordrende å tolke. Fem-lags-modeller fremstår som kombinasjoner av type-kurvene for fire-lags modellene, og kan gjerne kalles type HK, type KH og andre. Sonderingskurven i Figur 3.2, som i utgangspunktet sto frem som en fire-lags-modell, representerte ved mer kritisk analyse en fem-lags-modell. For å finne den mest sannsynlige fysiske modellen som tilfredsstiller de målte data, er en avhengig av automatisk inversjon på datamaskin.

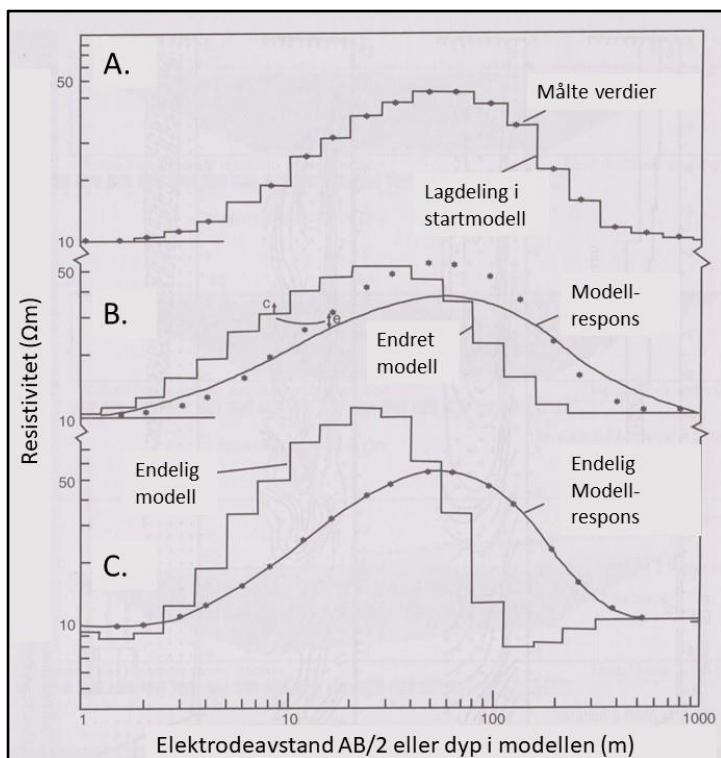
3.3 Inversjon av VES-data. Kvantitativ tolking

Ved forlengs modellering tas det utgangspunkt i en definert modell og beregner responsen fra denne. Ved inversjon gjør en det motsatte ofte også kalt invers modellering. Det tas da utgangspunkt i målte data, og en vil finne en modell som kan forklare disse.

Ved all inversjon er en avhengig av **en startmodell**. Ved inversjon av VES-data benyttes gjerne de målte data som startmodell som vist i Figur 3.5A. Antall lag er det samme som antall målepunkter, resistiviteten i disse lagene er lik den målte tilsynelatende resistiviteten mens lagenes tykkelse er lik forskjellen i AB/2-verdier mellom to påfølgende målinger.

Tykkelsen og resistiviteten i lagene i startmodellen justeres i en retning som gjør at respons som beregnes fra denne nye modellen kommer nærmere de målte data. Responsen fra modellen sammenlignes med de målte data punkt for punkt og et gjennomsnittlig avvik beregnes (RMS-verdi) (Figur 3.5B). Prosessen kalles en iterasjon, og dette blir da første iterasjon.

Sjelden vil programmet treffe på en modell som kan forklare de målte data etter første iterasjon. Modellen justeres igjen, både lagenes tykkelse og resistivitet og en ny respons beregnes (andre iterasjon). Prosessen gjentas inntil responsen fra den justerte modellen faller sammen med de målte data (Figur 3.5C). Inversjonen kan stoppes enten ved et bestemt antall iterasjoner eller når RMS-feilen er mindre enn en angitt verdi. En har da kommet frem til en sannsynlig fysisk modell som forklarer de målte data. Dessverre er det ofte flere slike modeller som kan forklare et datasett, det er ikke en entydig løsning (*no unique solution*).



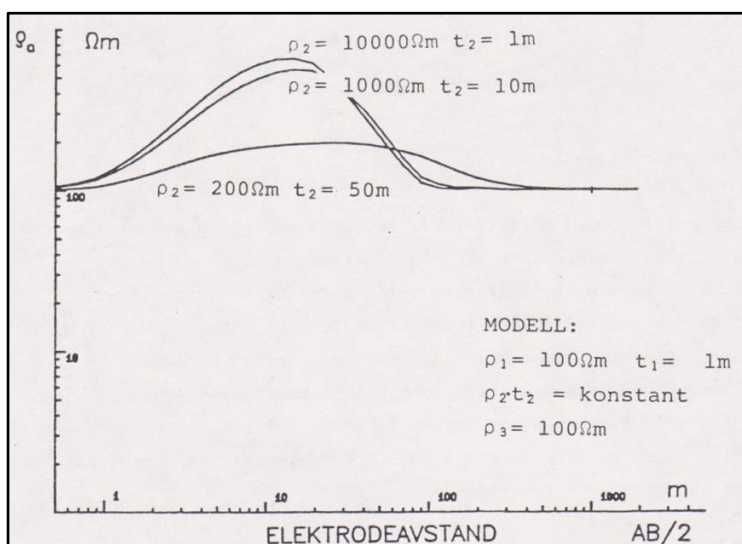
Figur 3.5: Prinsipp for inversjon av VES-data. A) Startmodell som er lik de målte tilsynelatende resistivitetsverdiene ved forskjellige AB/2-verdier. B) Endret modell der både lagenes tykkelse og resistivitets-verdi er justert. C) Endelig modell etter flere justeringer (iterasjoner) som gir en modellrespons som tilfredsstiller de målte data (Modifisert fra Reynolds 2011).

3.4 Begrensninger og spesielle effekter

Prinsippene om ekvivalens (*equivalence*) og undertrykkelse (*suppression*) ved vertikale elektriske sonderinger gjør at en ikke kan komme frem til entydige løsninger (*unique solutions*). Det er også feilkilder som kan påvirke sonderingskurvene slik at en kan komme ut med feil modell.

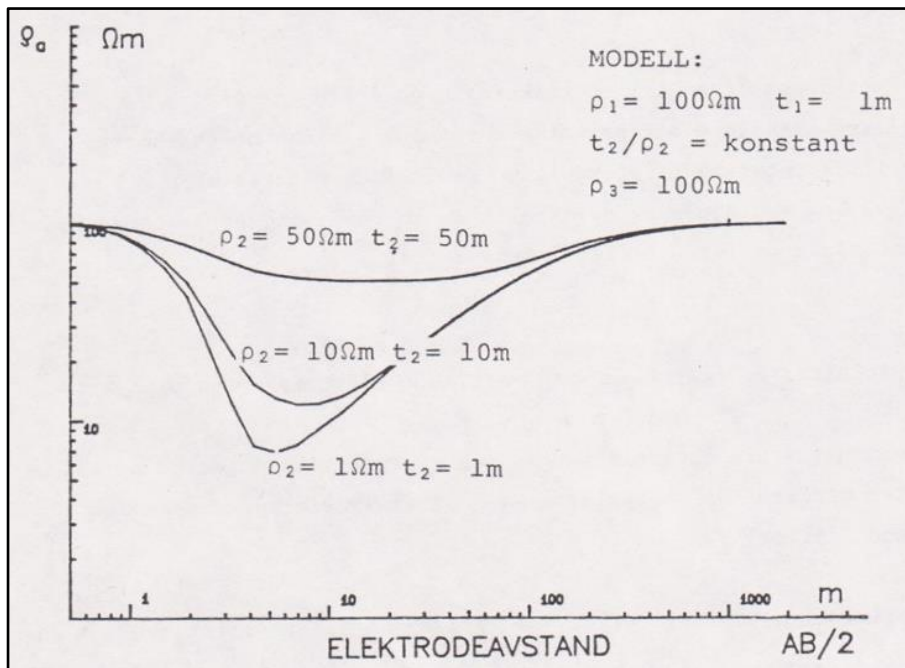
3.4.1 Ekvivalens

Prinsippet om ekvivalens betyr at flere tilnærmet like modeller kan tilfredsstille de målte data. Dette er demonstrert i Figurene 3.6 og 3.7 for henholdsvis K-type sonderingskurve og H-type sonderingskurve.



Figur 3.6: Prinsipper for ekvivalens ved en K-type sonderingskurve (Fra Berger 1983).

Ved K-type sonderingskurve er $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$. De tre modellene i Figur 3.6 har samme resistivitet i lag en ($\rho_1 = 100 \Omega\text{m}$) og lag tre ($\rho_3 = 100 \Omega\text{m}$), mens resistivitet ρ_2 og tykkelse i lag to (t_2) varierer slik at produktet av disse er konstant lik $10 \text{ k}\Omega\text{m}^2$. De to første modellene, der tykkelsen av lag to er 1 m og 10 m, viser tilnærmet samme sonderingskurve, og alle variasjoner av t_2 mellom disse to verdiene vil også gi samme sonderingskurve. Først når tykkelsen av lag to overstiger 10 m (50 m i tredje eksempel), får en klare variasjoner i sonderingskurven. Ved denne type resistivitetsforløp (K-type sonderingskurve) kan en ved relativt like modeller bare bestemme produktet $\rho_2 \times t_2$ som her kalles resistans (*resistance*) og som får enheten Ωm^2 .

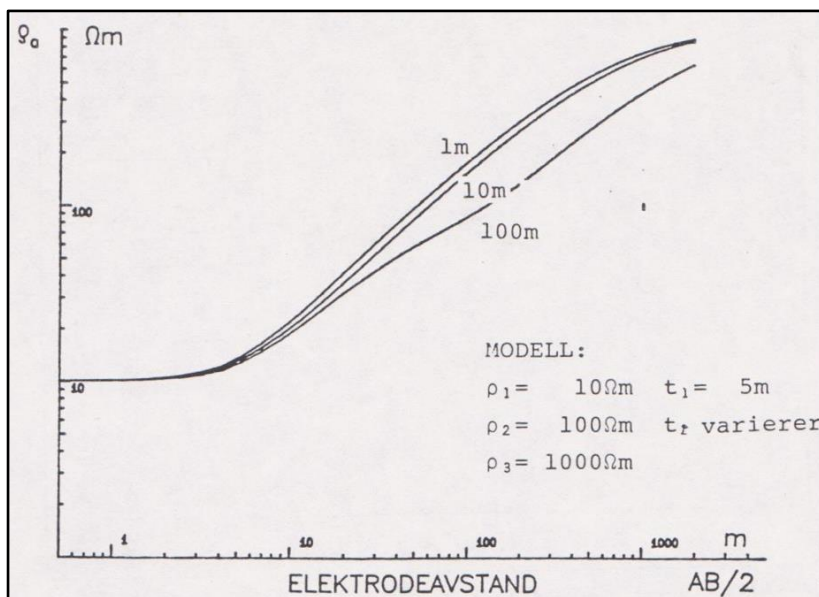


Figur 3.7: Prinsipper for ekvivalens ved en H-type sonderingskurve (Fra Berger 1983).

Ved H-type sonderingskurve er $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$. De tre modellene i Figur 3.7 har samme resistivitet i lag en ($\rho_1 = 100 \Omega\text{m}$) og lag tre ($\rho_3 = 100 \Omega\text{m}$), mens resistiviteten i lag to er lavere og forholdet mellom tykkelse i lag to (t_2) og resistivitet (ρ_2) varierer slik at dette er konstant lik 1. Her spriker sonderingskurvene noe mer enn i Figur 3.6, men to av modellene ($\rho_2 = 1 \Omega\text{m}$ og $\rho_2 = 10 \Omega\text{m}$) viser relativt like kurver. Med modeller som ligger med tykkelse og resistivitet mellom disse to modellene vil sonderingskurvene bli relativt like. I det tredje tilfellet ($\rho_2 = 50 \Omega\text{m}$) viser en klar forskjell fra de to andre sonderingskurvene. Ved relativt like modeller kan en ved H-type modell kun bestemme forholdet mellom t_2 og ρ_2 og dette blir da lik $\sigma_2 \times t_2$. Dette produktet, konduktivitet \times tykkelse, kalles her konduktansen (*conductance*) og får enheten Siemens (S).

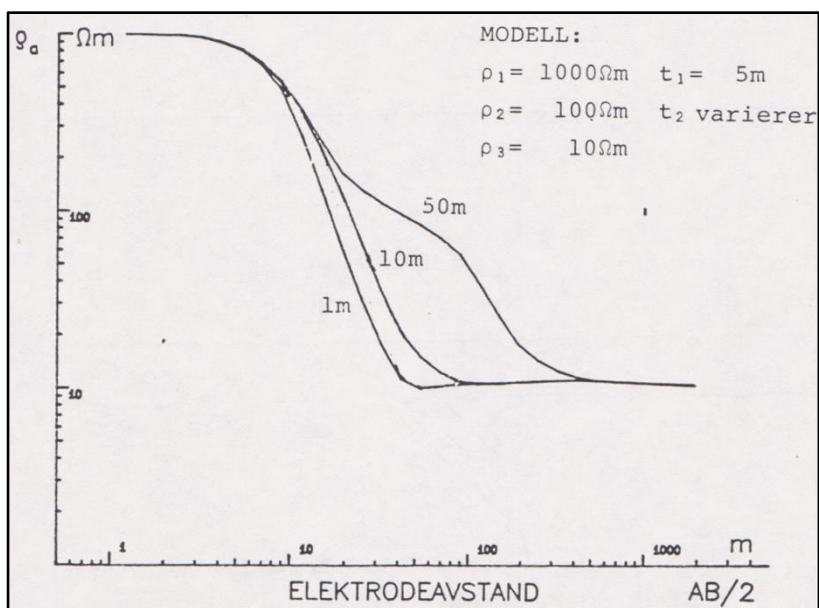
3.4.2 Suppresjon (undertrykkelse)

Prinsippet for undertrykkelse (*suppression*) betyr i praksis at dersom en har stegvis økende resistivitet i lagene (A-type sonderingskurve) eller stegvis avtagende resistivitet i lagene (Q-type sonderingskurve), vil en ikke kunne avdekke et lag med mellomliggende resistivitet dersom dette er for tynt. Dette er illustrert i Figurene 3.8 og 3.9.



Figur 3.8: Prinsipper for undertrykkelse ved en A-type sonderingskurve (Fra Berger 1983).

Ved A-type sonderingskurve er $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$. I dette tilfellet kan det være svært vanskelig å «se» lag nummer to (Figur 3.8). Resistiviteten i de tre lagene er 10 Ωm, 100 Ωm og 1000 Ωm. Tykkelsen av lag en (t_1) er 5 m mens tykkelsen av lag to (t_2) varierer fra 1m, til 10 m og til 100 m. De to første modellene viser nær identisk sonderingskurve. Dersom tykkelsen av lag to er så stor som 100 m, er avviket synlig. Modelleringen viser at relativt tykke lag, kanskje opp mot tykkelse 20 m, kan bli undertrykt, dvs. blir ikke synlig, selv ikke ved automatisk modell-tilpasning.

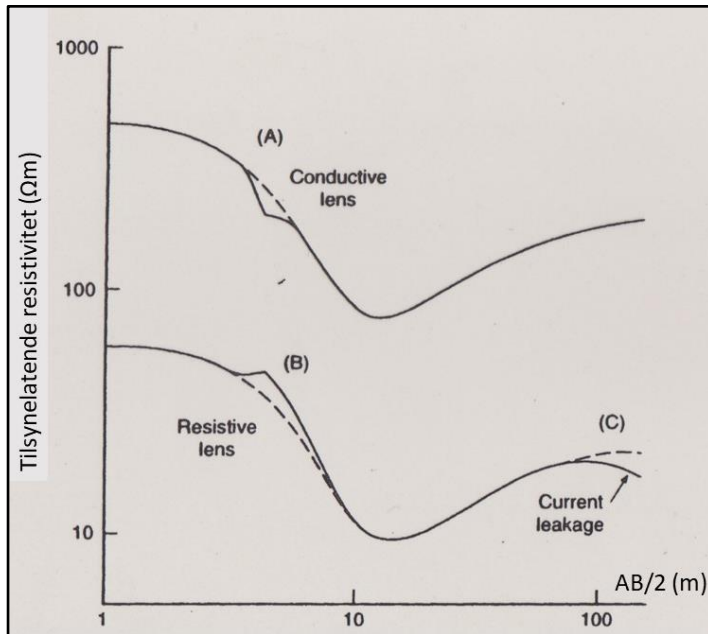


Figur 3.9: Prinsipper for undertrykkelse ved en Q-type sonderingskurve (Fra Berger 1983).

Ved Q-type sonderingskurve er $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$. Også her kan det være vanskelig å «se» lag to dersom det er for tynt. I tre-lags-modellene i Figur 3.9 er resistiviteten i lag 1 lik 1000 Ωm, 100 Ωm i lag 2 og 10 Ωm i lag 3. Tykkelsen av det første laget er 5 m, mens tykkelsen av lag to varierer fra 1 m, til 10 m og til 50 m. De to første sonderingskurvene indikerer to-lags-modeller siden lag nummer to er lite synlig. Når tykkelsen av lag to øker til 50 m, avviker sonderingskurven og viser en utflating ved ca. 100 Ωm. Også her blir lag to undertrykt hvis tykkelsen er mindre enn ca. 10 m. Ved automatisk modell-tilpasning kan det være mulig å påvise et skjult lag, men det avhenger av tykkelsen på laget.

3.4.3 Inhomogeniteter ved strømelektroden

Ved tolkingen av Vertikale Elektriske Sonderinger (VES) antar en horisontal lagdeling og at lagene strekker seg «uendelig» langt ut i forhold til elektrodeutlegget. Resistiviteten varierer bare i vertikal retning. Det behøver ikke være tilfelle, og en lateral variasjon langssetter lagene er selvsagt mulig. Dette vil da kunne påvirke måleresultatene som vist i Figur 3.10.



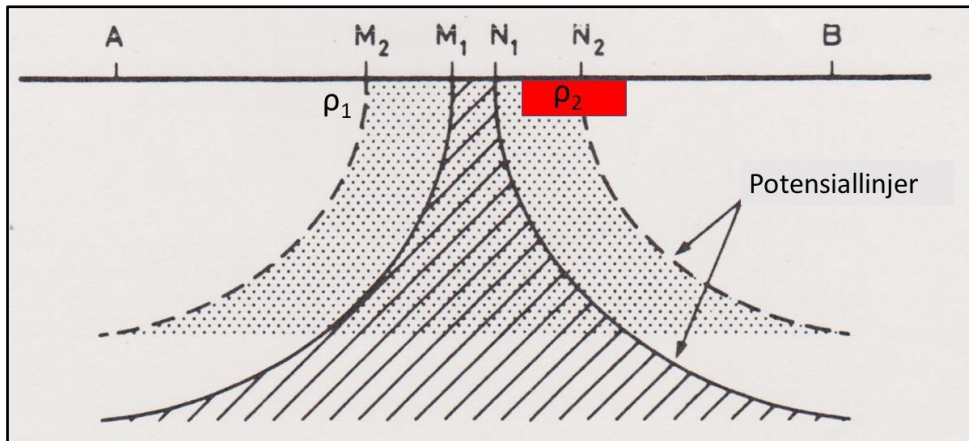
Figur 3.10: Effekt av mindre inhomogeniteter i bakken ved strømelektroden. A) Ledende mindre linse som trekker strømmen vekk fra potensialelektroden, B) Mindre linse med høy resistivitet som kan styre strømmen mot potensialelektroden og C) Strømløkkasje til ledende infrastruktur (Modifisert fra Reynolds 2011).

Dersom en eller begge strømelektroden er i kontakt med en liten ledende linse i bakken, vil strømmen kunne avledes lokalt slik at strømtettheten ved potensial elektrodene avtar. Dette vil da resultere i et lavere målesignal (Ligning 2.23) og beregnet tilsynelatende resistivitet gir et lokalt minimum i sonderingskurven (Figur 3.10A). Tilsvarende vil en mindre linse med høy resistivitet kunne påvirke strømgjennomgangen slik at strømtettheten ved potensialelektroden blir høyere, og sonderingskurven får et lokalt positivt avvik (Figur 3.10B). Etter hvert som strømelektrodeavstanden øker, vil ikke slike små inhomogeniteter ha nevneverdig innflytelse på strømgjennomgangen.

Dersom en strømelektrode nærmer seg godt ledende infrastruktur (tog- eller trikkeskinner, autoverner, jordingspunkt for kraftlinje, metallrør i bakken o.l.) eller salt sjøvann, kan strømmen trekkes mot disse, og sonderingskurven kan påvirkes dramatisk (Figur 3.10C). I slike tilfeller er det ingen vits i å fortsette målingene da en ikke har kontroll på strømtettheten i bakken. For å unngå effekter av ledende infrastruktur og salt sjøvann må elektrodeutlegg ha en avstand tilsvarende dybderekkevidden for undersøkelsen (SVV 2018 eller Rønning 2021).

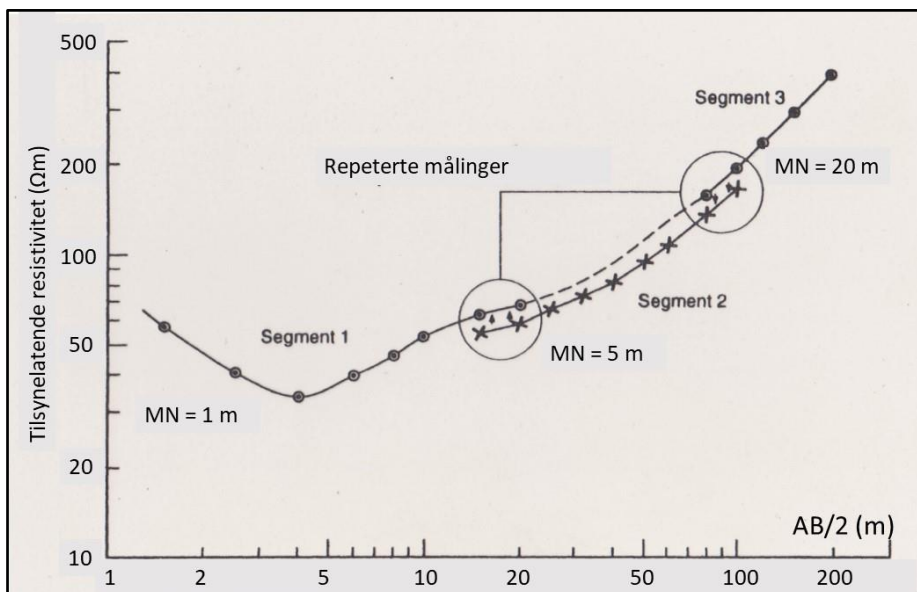
3.4.4 Inhomogeniteter ved potensialelektroden

Inhomogenitet ved potensialelektroden kan gi et annet avvik i en sonderingskurve. For å sikre god datakvalitet (lavt signal-støy-forhold) ved en Schlumberger sonderingskurve, er det vanlig at også potensialelektroden flyttes ut når signalet nærmer seg støynivået. Større potensialelektrodeavstand gir et større målesignal (ligning 2.23). Dersom det finnes inhomogeniteter i bakken som vist i Figur 3.11, kan en få avvik i målingene. Figur 3.12 viser hvordan dette kan påvirke beregnet tilsynelatende resistivitet.



Figur 3.11: Prinsippskisse for hvordan en inhomogenitet påvirker sonderingskurven. Når potensialelektrodeavstanden flyttes fra posisjonene M1 og N1 til posisjonene M2 og N2, endres resistiviteten ved potensialelektrodeavstanden. Siden den målte potensialforskjellen avhenger av resistiviteten dagnært (Ligning 2.23), vil målt potensialforskjell og beregnet tilsynelatende resistivitet endres.

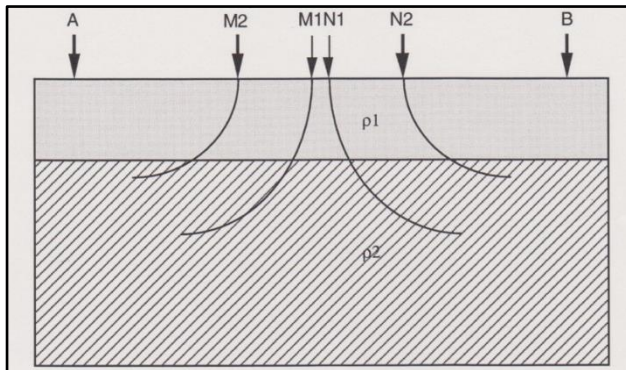
Figur 3.12 viser et eksempel på måledata fra en Schlumberger elektrodekonfigurasjon der potensialelektrodeavstanden er skiftet to ganger. Alle målinger der avstanden mellom M og N er en meter (Segment 1) faller langs en kurve som endrer seg gradvis. Når avstanden mellom M og N økes til fem meter, ligger også målepunktene langs en kurve som endrer seg gradvis, men hele segmentet (Segment 2) ligger på et lavere nivå. Årsaken til dette er en inhomogenitet som indikert i Figur 3.11 der resistiviteten i denne (ρ_2) er lavere enn resistiviteten ellers ved potensialelektrodeavstanden (ρ_1). Når så avstanden mellom M og N økes til 20 meter, løftes hele segmentet en bestemt avstand opp igjen (Segment 3). Effekten av denne lille inhomogeniteten svekkes. Dersom ρ_2 er større enn ρ_1 vil segment 2 bli høyere enn forløpet mellom segment 1 og segment 3. For å kunne avdekke slike inhomogeniteter ved potensialelektrodeavstanden, er det viktig at det er overlapp i segmentene på to, gjerne tre strømmelektrodeplasseringer.



Figur 3.12: Effekt av en mindre inhomogenitet ved potensialelektrodeavstanden. På grunn av at resistiviteten i bakken er lokalt lavere (se Figur 3.11) vil segmentet 2 plottes med lavere tilsynelatende resistivitet. Merk at effekten avdekkes med repeterte målinger på to AB/2-verdier (Modifisert fra Reynolds 2011).

3.4.5 Wenner-effekt

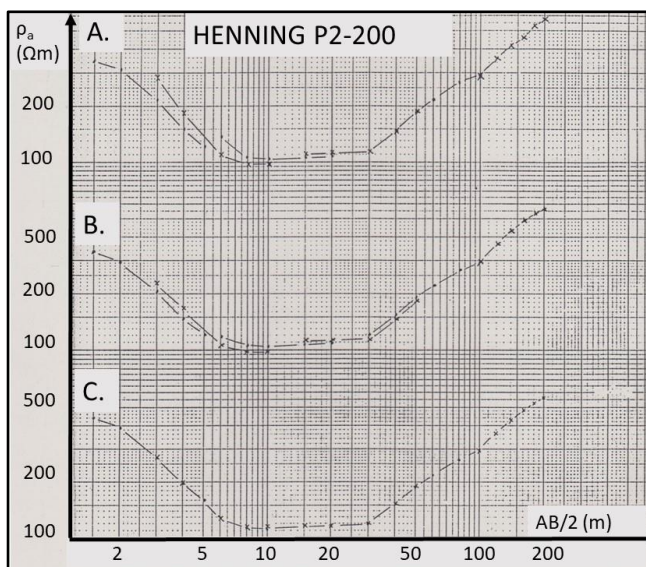
En prinsippskisse for hvordan Wenner-effekten oppstår, er vist i Figur 3.13. Ved en Schlumberger elektrodekonfigurasjon (potensialelektrode M_1 og N_1) vil bidraget fra det første laget med resistivitet ρ_1 til den tilsynelatende resistiviteten være lite i forhold til Wenner-konfigurasjonen (M_2 og N_2). Dersom ρ_1 er større enn ρ_2 , vil Wenner-konfigurasjonen vise en høyere tilsynelatende resistivitet enn Schlumberger-konfigurasjonen. Er ρ_1 mindre enn ρ_2 , blir tilsynelatende resistivitet for Wenner-konfigurasjonen mindre enn for Schlumberger-konfigurasjonen. Det er utarbeidet korreksjonsrutiner for denne effekten, men det er ikke tema for denne beskrivelsen.



Figur 3.13: Prinsippskisse for Wenner-effekt. Ved Wenner-konfigurasjon vil en større andel av det øverste laget bidra til den tilsynelatende resistiviteten enn ved Schlumberger-konfigurasjonen (Fra Lile 2005)

Figur 3.14 viser hvordan korreksjon av Wenner-effekt fungerer. Figur 3.14A viser en ukorrigert sonderingskurve. De forskjellige segmentene (målt med samme MN-avstand) er plottet med vekslende punkttype (enkelt punkt og x). Den første delen av sonderingen ($AB/2 < 10$ m) viser store sprik i de overlappende punkter ($AB/2$ lik 3 m, 4 m og 5 m), men avviket avtar jo nærmere en ren Schlumbergerkonfigurasjon kommer.

Figur 3.14B viser sonderingskurve der det er korrigeret for Wenner-effekten. Overlappende måleverdier ligger klart nærmere hverandre, men ikke helt. Resterende sprik skyldes mest sannsynlig en inhomogenitet ved potensialelektrode. Denne effekten korrigeres ved å løfte/senke de forskjellige segmentene slik at en får overlapp (Figur 3.14C). Ved denne korreksjonen begynner en gjerne bakerst der små inhomogeniteter har minst innflytelse.



Figur 3.14: Korreksjon av Wenner-effekt ved Schlumberger-sondering. A) Ukorrigerte måledata, B) Måledata korrigeret for Wenner-effekt og C) Korrigeret for Wenner-effekt og inhomogenitet ved potensialelektrode.

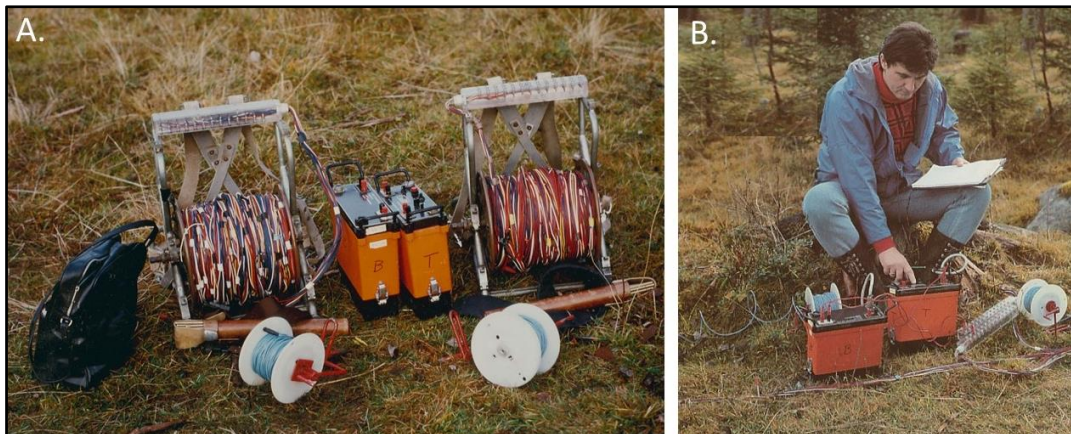
3.5 Kabelsystemer for VES

For å effektivisere datainnsamlingen ved Vertikale Elektriske Sonderinger (VES), vil kabelsystemer som legges ut på bakken være til stor hjelp. NGU utviklet et kabelsystem for Schlumberger elektrodekonfigurasjon, mens det ved Universitetet i Birmingham ble konstruert tilsvarende kabelsystem for det de kalte «Offset Wenner».

3.5.1 NGU Schlumberger-kabel

I Norge i dag benyttes ikke lengre rene Vertikale Elektriske Sonderinger (VES). Kabelsystemer for 2D Resistivitet har effektivisert disse målingene og benyttes av en rekke aktører. Internasjonalt benyttes imidlertid VES fremdeles, og da spesielt i land med begrensede ressurser. Her i Norge kan en komme over historiske VES-målinger i litteraturen, og da kan det være greit å kjenne til målemetodikken.

NGU Schlumberger kabelsystem for VES-målinger består av to kabelruller for strømeelektroden, to mindre kabelruller for potensialelektroden og to koger med messing elektroder (Figur 3.15A). Det kan benyttes forskjellige måleinstrument, men NGU valgte utstyr fra ABEM i Sverige (ABEM 1985). De to kablene for strømeelektroden ble rullet ut, en til hver side. På turen tilbake til midtpunktet ble messing elektroden satt i bakken og koblet til uttakene på kabelen. Uttakene for strømeelektroden A og B følger ett bestemt mønster som vist i Figur 3.16. Etter å ha satt ut egne potensialelektroder og benyttet egne kabler til disse, kunne målingene starte. En kunne da sitte sentralt i utlegget og koble inn strømeelektroden. For å bedre signal-støy-forholdet ble også potensialelektroden flyttet ut etter et bestemt mønster som vist i Figur 3.16. Ved å benytte forskjellige kabler og elektroder for potensialmålingene, unngår en strømlekkasjer og krysskobling mellom målekretsen og strømkretsen og derved mindre støy/ feilmålinger.



Figur 3.15: NGU Schlumbergerkabel. A) Utstyret bestående av to kabelruller for strømeelektroden, to mindre kabelruller for potensialelektroden, to koger med messing elektroder og et måleinstrument (ABEM SAS 300) med strømforsterker (ABEM Booster). B) Etter at kablene ble lagt ut og alle elektroder koblet til, kunne en sitte rolig i midten og foreta alle målinger ved å koble inn de aktuelle strømeelektroden. Merk at dette var før dataloggerne tid, og alle måledata måtte noteres.

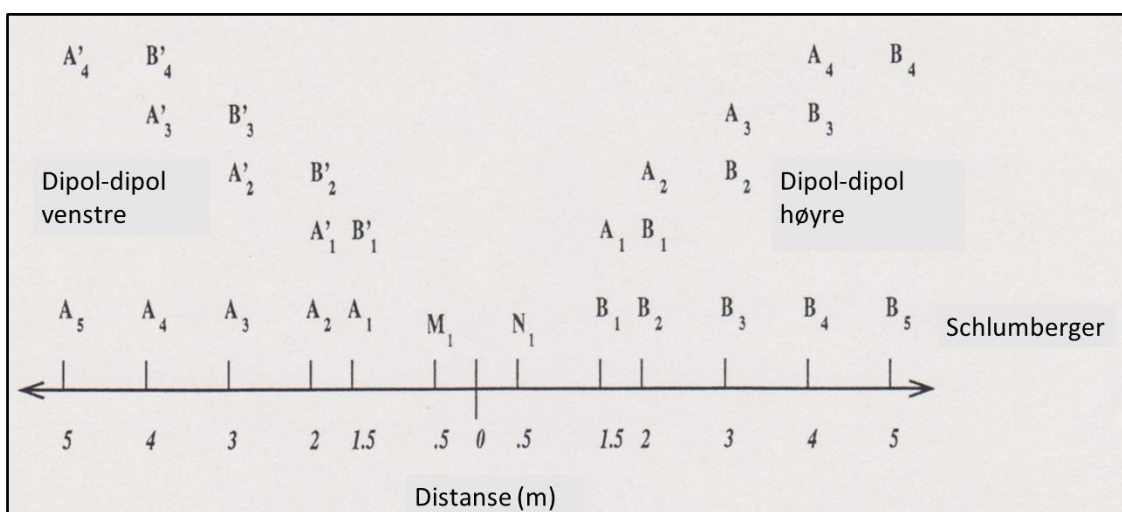
Som vist i Figur 3.16 starter en for hver potensialelektrode plassering med en Wenner-konfigurasjon som gradvis går over til en Schlumberger-konfigurasjon. Tolkingsprogrammene som ble benyttet var basert på rene Schlumberger-konfigurasjoner, og da måtte måledata korrigeres for Wenner-effekt før modelltilpasning (se avsnitt 3.4.5).

SCHLUMBERGER VES						MN/2	AB/2	K	R (Ω)	ROa (Ωm)	Merknad
Oppdrag	Date					5	14	53,72			Wenner
Sted	Tid					"	17	82,94			
Koord.	Instr.					"	20	117,8			
Orient.	Obs.					"	25	188,5			
						"	30	274,9			
						"	40	494,8			
						"	50	777,5			Schlumberger
						10	30	125,7			Wenner
						"	40	235,6			
						"	50	377,0			
						"	60	549,8			
						"	80	989,6			
						"	100	1555			Schlumberger
						20	60	251,3			Wenner
						"	80	471,2			
						"	100	754,0			
						"	120	1100			
						"	140	1508			
						"	170	2238			
						"	200	3110			Schlumberger
						40	120	502,7			Wenner
						"	140	706,9			
						"	170	1072			
						"	200	1508			
						"	250	2392			
						"	300	3471			
						"	400	6220			Schlumberger
						"	500	9755			

Figur 3.16: Måleskjema for NGU Schlumberger kabelsystem. Konfigurasjonene varierer fra rene Wenner-konfigurasjoner gradvis over til en Schlumberger-konfigurasjoner (Illustrasjon fra NGU).

I skjemaet for måleprosedyren (Figur 3.16) er det lagt opp til å benytte faste avstander mellom både potensialelektrodene (M og N) og strømelektrodene (A og B). For hver av elektrodekonfigurasjonene er den geometriske faktoren (K) beregnet. Under måling kunne en da beregne tilsynelatende resistivitet (ρ_a i Ωm) ved å multiplisere målt resistans R med den geometriske faktoren (K). På denne måten kunne en allerede ved datainnsamlingen få ideer om geologien på målepunktet.

Med alle strømelektrodene koblet til bakken, kunne en også foreta dipol-dipol målinger til begge sider, og en kan få to dipol-dipol-sonderinger som gikk på skrå mot dypet på hver side av midtpunktet (Figur 3.17, fra Morris mfl. 1997).



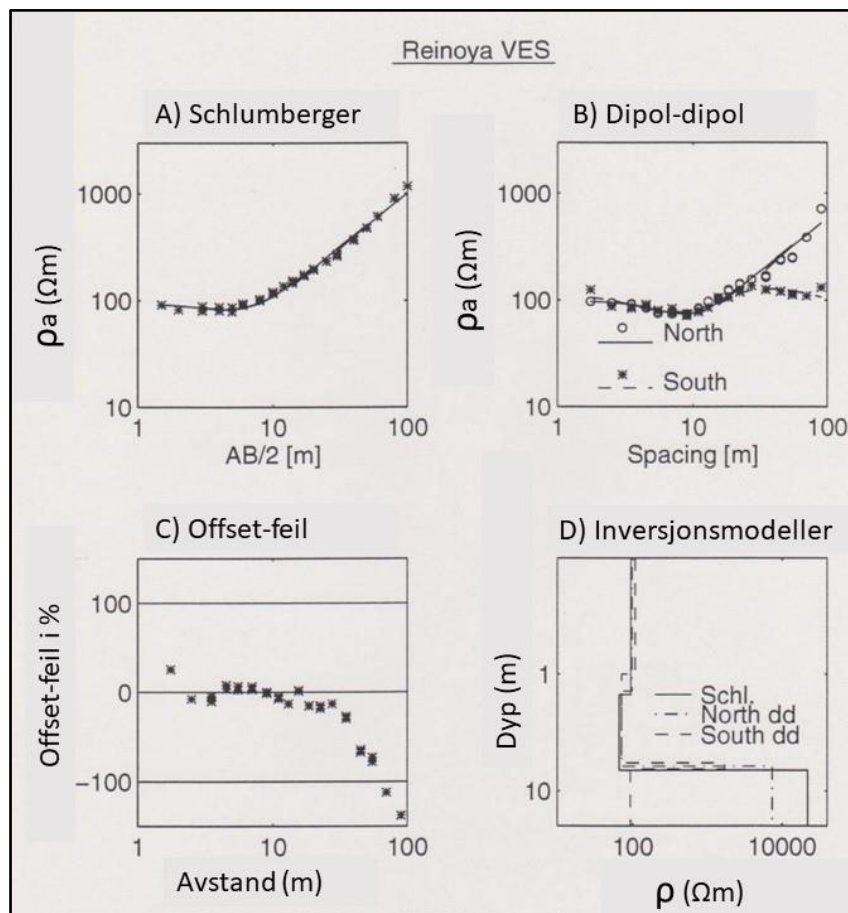
Figur 3.17: Måleopplegg for dipol-dipol-målinger i tillegg til den ordinære Schlumberger-sonderingen med NGUs kabelsystem. Potensial-dipolen kan holdes fast (M1 og N1) mens en flytter strømdipolen ut mot henholdsvis venstre og høyre. På denne måten oppnås to dipol-dipol-sonderinger som går på skrå ned i bakken på hver side av midtpunktet. Ved strømdipoler langt fra sentrum økes også her avstanden mellom potensialelektrodene for å oppnå gode måledata (Fra Morris mfl. 1997).

Ut fra de to dipol-dipol-sonderingen kan en beregne en «offset-feil» som skyldes laterale variasjoner i bakken langs utlegget. Dette blir da et mål for hvor mye geologien i bakken avviker fra en 1D-modell.

$$\text{Offset-feil (\%)} = 200 (R1-R2) / (R1 + R2) \quad (3.1)$$

der R1 og R2 er målte resistanser ved de to dipol-dipol-målingene.

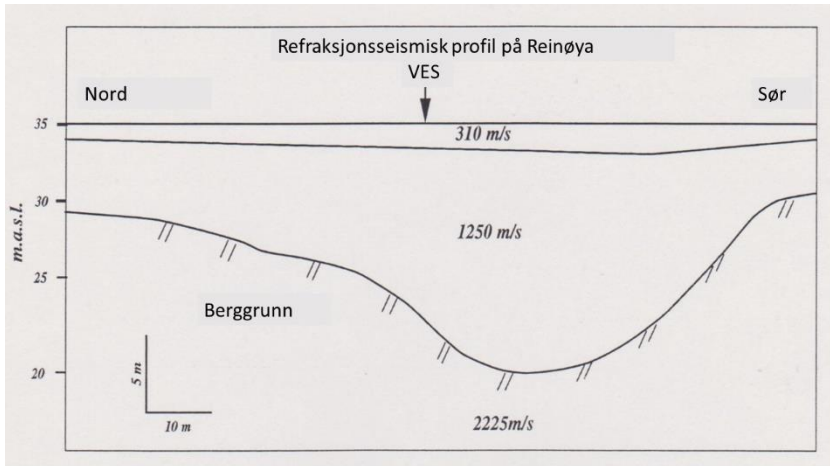
Eksemplet nedenfor (Figur 3.18), målt på Reinøya i Porsangerfjorden, viser hvordan en glatt og fin Schlumberger sonderingskurve kan skjule store variasjoner langs kabelutlegget (Morris mfl. 1997). På forhånd var det her utført refraksjonsseismikk og georadar-målinger langs profilet (Mauring mfl. 1991).



Figur 3.18: Kombinert sondering på Reinøya i Porsanger kommune. A) Schlumberger-sonderinger, B) De to dipol-dipol-sonderingene, C) Offset-feil (avvik mellom de to dipol-dipol-sonderingene) og D) Inverterte modeller for alle tre sonderingene (Modifisert fra Morris mfl. 1997).

Schlumberger-sonderingen (Figur 3.18A) viser en glatt kurve som en enkelt kan modell-tilpasse (heltrukken linje). De to dipol-dipol-sonderingen (Figur 3.18B) viser imidlertid et stort sprik der sonderingen mot nord viser det samme forløpet som Schlumberger-sonderingen, mens sonderingen mot sør flater ut ved ca. 100 Ωm . Offset-feilen (Figur 3.18C) viser svært små offset-feil opp mot avstand ca. 50 m mellom de to dipolene, for så å gi et kraftig negativt avvik som øker gradvis opp mot dipol-avstand 100 m. De fysiske modellene fra modelltilpasningen av disse tre sonderingene er vist i Figur 3.18D. Alle tre indikerer trelags-modeller, hvorav de to første lagene følger hverandre der lag 1 er vel 1 m mektig med en resistivitet ca. 100 Ωm . Lag nr. 2 er ca. 7 m mektig og resistiviteten er her ca. 90 Ωm . Resistiviteten i det tredje laget spriker mye. Schlumbergersonderingen indikerer en resistivitet > 10 k Ωm , dipol-dipol-sonderingen mot nord indikerer en resistivitet på nesten 1000 Ωm , mens dipol-dipol-sonderingen mot sør indikerer en resistivitet på 100 Ωm så langt sonderingen har penetrasjon. Årsaken til det store spriket i resistiviteten i det tredje laget ligger i geologien, og avvik fra en 1D-

modell. Refraksjons-seismikken langs VES-utlegget (Figur 3.19) viser store variasjoner i dyp til berg. Sonderingspunktet ligger rett over en gradient i dybden til berggrunn. Dipol-dipol-sonderingen mot nord, «ser» berget og viser høy resistivitet i dette ($\approx 1000 \Omega\text{m}$). Mot sør ligger berget mye dypere, og dipol-dipol-sonderingen når ikke ned til berg, og ser bare løsmassene. Schlumberger-sonderingen har mye større avstand mellom strømelektrodene og har ikke problemer med å detektere berget verken mot nord eller mot sør.



Figur 3.19: Refraksjonsseismisk tolking langs kabelutlegget for VES på Reinøy (Fra Mauring mfl. 1991).

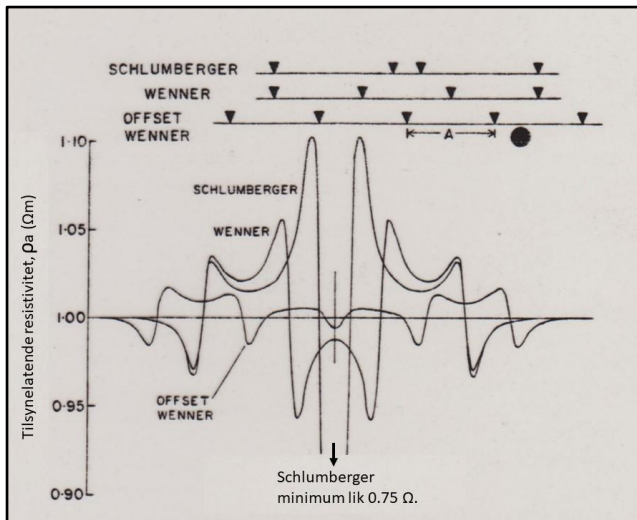
Dette eksemplet demonstrerer begrensningene med en-dimensjonal (1D) Vertikal Elektrisk Sondring. En antar «uendelig» utstrekning av lagene. Avvik fra dette kan være vanskelig å detektere. Tilleggs-sonderinger med dipol-dipol-konfigurasjon kan avdekke de laterale variasjonene, og gi informasjon om til hvilken side avviket ligger. En annen begrensning med denne sonderingen er at den maksimale avstanden mellom strømelektrodene er noe kort. Det tredje laget kan påvises, men sonderingskurven flater ikke ut slik at resistiviteten i berget kan bestemmes nøyaktig.

I avsnitt 9.3.2 demonstreres hvordan denne måleteknikken kan kartlegge forurensinger i grunnvannet.

3.5.2 BGS-kabel for «offset» Wenner-konfigurasjon

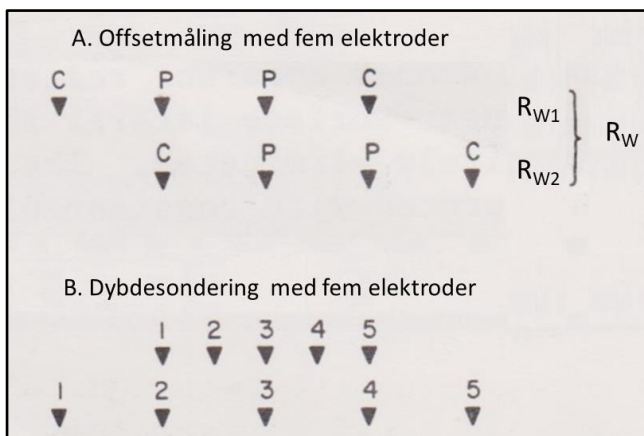
Ved den Universitetet i Birmingham ble det utviklet et kabelsystem for dybdesonderinger der det benyttes fem elektroder (BGS-kabel, Barker 1981). Hensikten med dette var å redusere støy fra mindre grunne inhomogeniteter i bakken (se avsnittene 3.4.3 og 3.4.4). En annen fordel med dette kabelsystemet er at ved å måle med flere konfigurasjoner, kan antall elektrode-plasseringer reduseres ved en sondering og kabelarbeidet effektiviseres noe.

Figur 3.20 viser hvordan tilsynelatende resistivitet kan variere når en passerer en mindre grunn inhomogenitet i bakken, her en godt ledende sylinder. Dersom en benytter en Schlumberger-konfigurasjon ved profileringen, får en store avvik i tilsynelatende resistivitet, selv om den geologiske modellen er relativt enkel. Wenner-konfigurasjonen viser tilsvarende avvik, men med noe mindre utslag i målt tilsynelatende resistivitet. Ved målinger med OFFSET-Wenner-konfigurasjon foretas to ordinære Wenner-målinger som er flyttet en elektrodeavstand fra hverandre (Figur 3.21A). Ved plotting av måleverdi langs profilet benyttes en beregnet middelvei av de to Wenner-målingene. På denne måten blir effekten av den lille inhomogeniteten redusert, målekurven blir noe glattere, men effekten av inhomogeniteten forsvinner ikke (Figur 3.20).

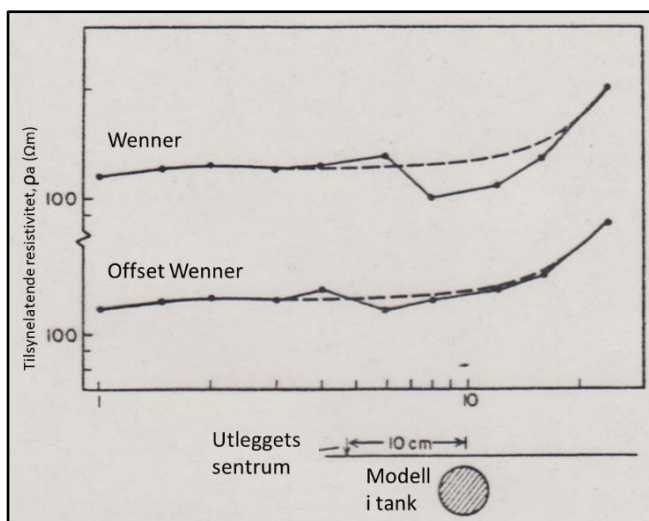


Figur 3.20: Responser ved å måle med konfigurasjonene Schlumberger, Wenner og Offset Wenner over en mindre inhomogenitet i bakken (Modifisert fra Barker 1981).

Offset-Wenner-konfigurasjonen kan også benyttes ved 1D dybdesondring. En benytter da en multi-leder-kabel med elektrodeuttak på fast punkter som ved NGUs Schlumberger-kabel. Forskjellen er at denne BGS-kabelen bare benytter Wenner elektrodekonfigurasjon. Figur 3.22 viser hvordan effekten av en mindre inhomogenitet nært overflaten kan reduseres ved en vertikal elektrisk sondering (VES).



Figur 3.21: Offsetmåling med fem elektroder. A) Måling med to Wenner-konfigurasjoner og midling av måledata. B) Dybde-sondering med Offset Wenner (Modifisert fra Barker 1981).



Figur 3.22: Effekten av å måle med Offset Wenner-konfigurasjon ved en dybdesondring, her ved modellforsøk i tank fylt med sand. Inhomogeniteten er en godt ledende sylindere som ligger grunt (Modifisert fra Barker 1981).

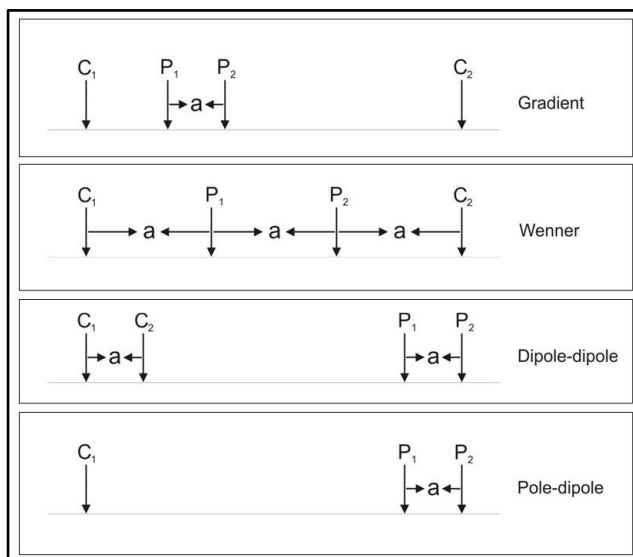
En svakhet ved dette kabelsystemet er at det kan oppstå krepstrømmer mellom strømlederne i kontaktene inn til en bryterboks, noe som kan gi uakseptabel støy i målingene (Rønning 1985).

4. 2D RESISTIVITET (ERT)

Rundt midten av 1990-tallet skjedde det to ting som revolusjonerte elektriske målinger. Torleif Dahlin ved Universitetet i Lund, utviklet et kabelsystem som effektiviserte to-dimensjonale resistivitetsmålinger (Dahlin 1993), og Meng Heng Loke publiserte inversjonsrutiner som senere er blitt en industristandard (Loke & Barker 1996). Disse arbeidene effektiviserte datainnsamlingen, og ikke minst utviklet et relativt billig inversjonsprogram som kunne kjøres på PC.

4.1 Aktuelle elektrodekonfigurasjoner

I prinsippet kan de fleste av elektrodekonfigurasjonene presentert i Figur 2.8 også benyttes ved 2D Resistivitet eller ERT (*Electric Resistivity Tomography*) som metoden gjerne kalles i dag. Noen aktører kaller denne type målinger for ERI (*Electric Resistivity Imaging*). Siden alle elektroder må ligge langs et kabelutlegg er den kvadratiske konfigurasjonen (*square*) uaktuell. Ved modelleringsarbeider og feltmålinger utført ved NGU, er de fire elektrode-konfigurasjonene vist i Figur 4.1 benyttet.



Figur 4.1: Vanlig benyttede elektrodekonfigurasjoner ved NGUs 2D resistivitetsmålinger. C angir strømelektrode (Current) mens P angir potensialelektrode (Illustrasjon fra NGU).

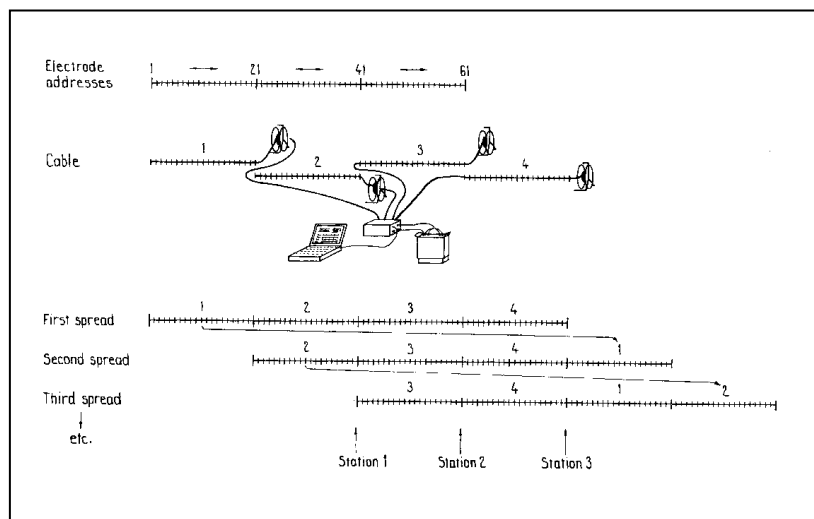
Hvilken av disse elektrodekonfigurasjonene som bør velges avhenger av lokale forhold i felt, tilgang på utstyr og hvilken type objekt som skal undersøkes. Dahlin & Zhou (2004) testet ti forskjellige elektrodekonfigurasjoner på syntetiske data fra i alt fem forskjellige geologiske modeller. Konfigurasjonene *pol-dipol*, *dipol-dipol* og *multi gradient* i tillegg til *Schlumberger* kom godt ut av denne testen med hensyn på gjengivelse av den aktuelle modell. Med de tre første er det mulig å effektivisere datafangsten ved å måle flere kanaler (dipoler) samtidig. Konfigurasjoner som har potensialelektrode mellom strømelektrodene, vil måle høyere signaler og har derved et bedre signal/støy-forhold. Modellering utført av NGU (Tassis mfl. 2013a og -b), viser at dipol-dipol kan ha bedre oppløsning enn alternative konfigurasjoner, men denne konfigurasjonen kan ha problemer med lavt signal/støy-forhold. Ut fra en samlet vurdering er *Multi gradient elektrodekonfigurasjon* å foretrekke. Denne konfigurasjonen kalles ofte (også i denne rapporten) for enkelhets skyld bare *Gradient*, men siden en kan måle flere potensialdipoler samtidig, er *Multi Gradient* et mer korrekt navn. Som vi senere skal se, betyr antall målepunkter mye for oppløsningen, og da kommer Wenner-konfigurasjonen dårlig ut.

4.2 Kabelsystemet for 2D Resistivitet

Det er flere kabelsystemer for 2D resistivitetsmålinger på markedet. Felles for disse er at kablene legges ut, elektroder kobles til kablene, og kablene kobles til et måleinstrument som styrer hele måleprosessen ut fra programmerte måle-protokoller.

4.2.1 LUND-systemet

Lund-systemet ble utviklet av Torleif Dahlin i hans doktor-arbeide ved Universitetet i Lund (Dahlin 1993), og dette systemet er det som benyttes mest i Skandinavia og mye ellers i verden. Et vanlig utlegg med dette systemet består av fire kabler, hver med 21 elektroder (Figur 4.2). Siste elektrode på en kabel blir første elektrode på neste kabel. Dette gjør at et fullt utlegg med fire kabler får totalt 81 elektroder. En kan også benytte bare to eller tre kabler og får da henholdsvis 41 eller 61 elektroder totalt. Når alle målinger som involverer den første kabelen er ferdig, kan denne plukkes opp og legges foran i utlegget slik at den blir kabel nummer fem. Dette kan fortsette slik at en i prinsippet kan måle så langt en ønsker (*roll along*), men den totale datamengden kan kreve stor datakapasitet ved inversjonen av data (se avsnitt 4.4).



Figur 4.2: Kabelsystem for 2D resistivitetsmålinger utviklet ved Universitetet i Lund (Fra Dahlin 1993).

I prinsippet kan det benyttes hvilken som helst elektrodeavstand, men det selges standardkabler med elektrodeavstand 2 m, 5 m eller 10 m. Ved bruk av fire kabler blir lengden av kabelutleggene henholdsvis 160 m, 400 m og 800 m. Dybderekkevidden med fullt utlegg (fire kabler) blir her henholdsvis ca. 25 m, ca. 60 m eller ca. 120 m. Størst lateral oppløsning får en ved å benytte elektrodeavstanden 2 m (eller mindre), men dette går da på bekostning av dybderekkevidden. Ofte vil et kabelsystem med 5 m elektrodeavstand gi en god avveining mellom ønsket oppløsning og samtidig få en god dybderekkevidde. Dette avhenger imidlertid av ledningsevnevariasjonene i bakken. Kabler med elektrodeavstand 20 m eller mer kan leveres på bestilling fra GuidelineGeo i Sverige.

Lund-systemet benytter ofte måleutstyr fra GuidelineGeo (tidligere ABEM) fra Sverige. Opprinnelig leverte de separat måleinstrument og bryterboks (*switch-box*). I deres seneste utstyr er disse to delene bygd sammen i en utstyrsenhet (ABEM Terrameter LS2, <https://www.guidelinegeo.com/abem-mala-product-range/>). Dette gir færre koblingspunkter (færre muligheter for strømlekkasjer) og et mindre antall enheter ved feltarbeidet.

4.2.2 AGI-systemet og Syscal-systemet

Det amerikanske firmaet AGI (*Advanced Geoscience, Inc.*) benytter et tilsvarende kabelsystem, men har i dag (2023) separat måleutstyr og bryterboks (*Switch-box*), (se <https://www.agiusa.com/>). Bryterboksen kan ha 28, 56, 84 eller 112 elektroder, og kablene kan ha tilsvarende avstander som for Lund-systemet, men vanligvis målt i fot. En fordel med AGI-systemet er at en kan benytte doble elektroder, dvs. stålelektroder for utsendelse av strøm og ikke polariserbare elektroder for følsomme potensial-målinger ved SP- og IP-målinger (se senere). Firmaet markedsfører pr. dato to måleutstyr, SuperSting™ og SuperSting™ Marine resistivity. Firmaet har sine fleste kunder i Amerika (Nord-Midt og Sør), Asia, Midt-Østen men også noen i Europa.

Det Franske firmaet IRIS Instruments (<http://www.iris-instruments.com/index.html>) produserer en rekke måleinstrumenter tilpasset den aktuelle undersøkelsen, grunne/dype undersøkelser, med eller uten Indusert Polarisasjon (IP) og andre. Dette kan være gunstig hvis en bare arbeider med en type undersøkelser som f.eks grunn Arkeologi, men for aktører som arbeider med mange typer undersøkelser kan dette være en ulempe. Firmaet tilbyr også multi-leder kabelsystemer som kan bestå av 24, 48, 72 eller flere elektroder. Det kan se ut som om firmaet foretrekker konfigurasjonene Dipol-dipol, Wenner-Schlumberger eller Pol-pol, men dette kan lett endres.

4.2.3 Andre kabelsystemer

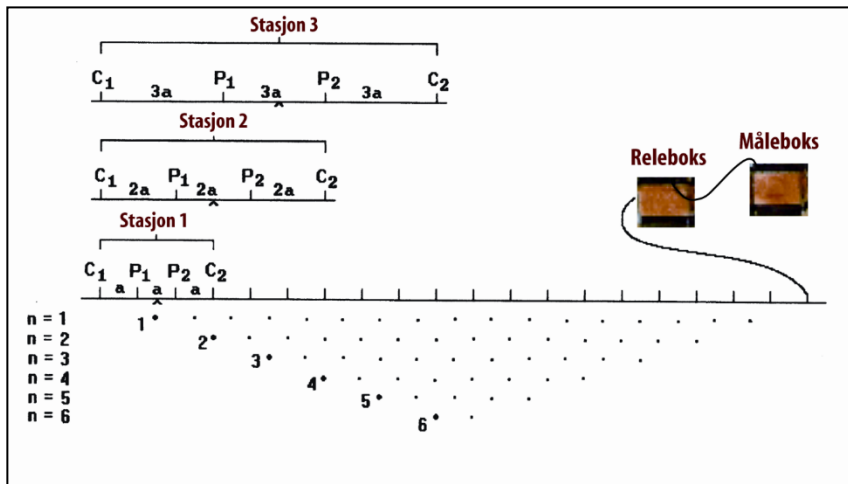
Innenfor geofysikken er det ofte slik at forskjellige aktører gjør undersøkelsene på sine særegne måter. Det finnes sikkert flere kabelsystemer der ute, men forfatteren velger ikke å bruke mer tid på å søke opp disse. De mest kjente er nevnt i de to foregående avsnittene.

4.3 Oppbygging av en pseudoseksjon

Som nå kjent, vil en som oftest måle tilsynelatende resistivetsverdier ved elektriske målinger. Disse utgjør en veid middelværdi styrt av forskjellige resistivetsverdier i bakken, hvor store de forskjellige volumene med forskjellig resistivitet er og hvor de ligger i bakken. Bare ved homogene og isotrope masser vil en måle den sanne resistiviteten.

Ved **2D resistivetsmålinger** måler en tilsynelatende resistivitet langs et profil med en rekke elektrodekonfigurasjoner som er programmert i målesystemet på forhånd. Innkoblingen av forskjellige elektroder som strømelektroder (C1 og C2) og potensialelektroder (P1 og P2) styres av releboksen, mens måleboksen utfører selve målingen. Ved moderne måleutstyr er disse to enhetene samlet i en enhet. Figur 4.3 viser hvordan dette kan gjøres med en Wenner elektrodekonfigurasjon. En kan starte med den minste elektrodeavstanden, og lar denne løpe gjennom hele kabelutlegget. Dette gir et sett tilsynelatende resistivetsverdier som plottes i et fiktivt (valg) dyp, den første rekken av resistivetsverdier. Deretter kan elektrode-avstanden dobles og prosessen gjentas, strømmen går dypere og disse tilsynelatende resistivetsverdiene plottes på et noe større dyp. Dette gir den andre rekken av tilsynelatende resistivets-verdier. Når så elektrodeavstanden tre-dobles får en tredje rekke av tilsynelatende måleverdier på et enda større fiktivt dyp. Ved å øke elektrodeavstanden ytterligere, vil en få nye datasett som plottes stadig dypere.

Dette settet av tilsynelatende resistivetsverdier plottet på et fiktivt (valgt) dyp blir kalt en **pseudoseksjon** (*pseudosection*).

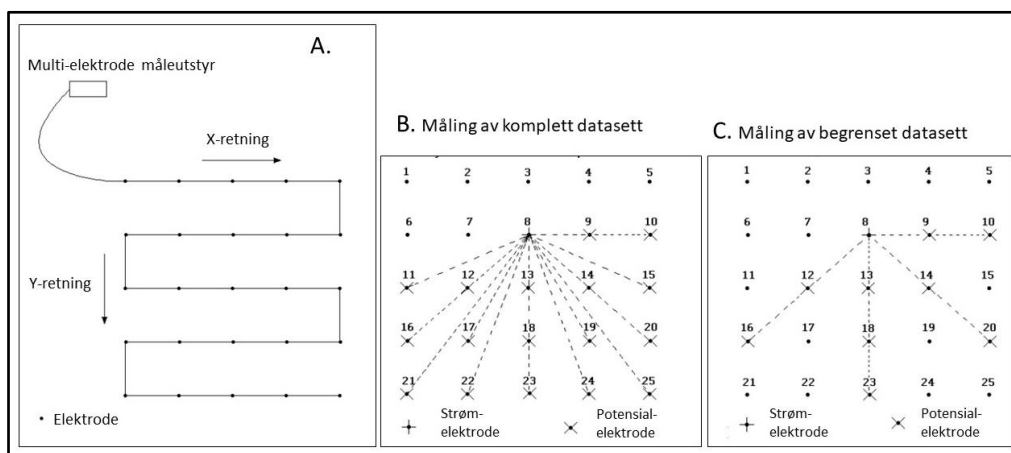


Figur 4.3: Eksempel på måling av data ved 2D resistivetsmålinger. Øverst: Elektrodekonfigurasjoner, her Wenner. Nederst: Plott av målte tilsynelatende resistivetsverdier i en pseudoseksjon. (Figur fra Loke 2023).

I praksis vil rekkefølgen av målingen skje på en annen måte. En vil starte med alle målinger som benytter kabel nr. 1 (Figur 4.2). Når disse er avsluttet kan elektrodene og denne kablen tas opp og flyttes foran i utlegget. Dette skjer mens resterende målinger med kablene 2, 3 og 4 utføres. På denne måten kan målingene foregå kontinuerlig slik at måleprosessen effektiviseres.

For å effektivisere datafangsten ytterligere, kan en benytte måleutstyr som kan måle flere kanaler samtidig. Ved Wenner-konfigurasjonen er dette ikke mulig, men ved de andre aktuelle konfigurasjonene (pol-dipol, dipol-dipol og multi gradient) kan en koble inn flere potensialdipoler og måle disse samtidig mens en benytter samme strømdipol. Det finnes måleutstyr med fire, åtte og tolv kanaler på markedet. Ved Universitetet i Lund forskes det nå på målesystemer som kan måle 32 kanaler samtidig (Torleif Dahlin, personlig meddelelse).

Ved **3D resistivetsmålinger** kan flere parallelle måleprofiler legges ut, og en foretar målinger av flere potensialdipoler langs alle profilene mens strømdipolen står fast. Flytting av denne gir et godt datasett for 3D inversjon av resistiviteten i bakken. Figur 4.4 viser en prinsippskisse av 3D resistivetsmålinger, her ved bruk av pol-pol elektrodekonfigurasjon. Ved denne konfigurasjonen plasseres en strømelektrode og en potensialelektrode et stykke utenfor måleområdet, så langt utenfor at de ikke har innflytelse på måleverdiene (i prinsippet i uendelig). Med den ene strømelektroden i posisjon 8, kan potensialet måles i alle de andre posisjonene, også posisjonene 1 til 7 (Figur 4.4B) eller i et utvalg av posisjonene som vist i Figur 4.4C. I praksis vil en måle med langt flere elektroder lang hvert profil.



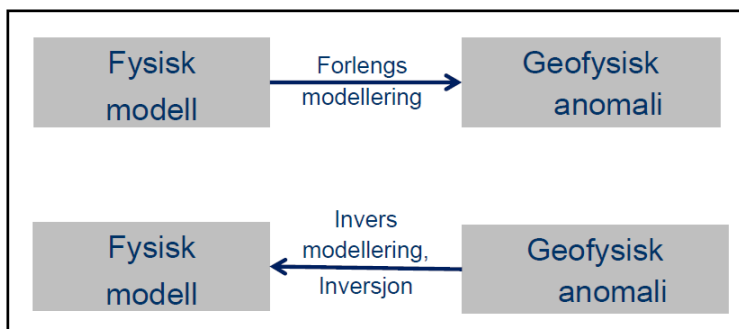
Figur 4.4: Prinsippskisse for 3D resistivetsmålinger. A) Elektrodeutlegg, B) Komplette måling med pol-pol elektrodekonfigurasjon og C) Begrenset måling med pol-pol elektrodekonfigurasjon (Modifisert fra Loke 2023)

4.4 Inversjon av 2D Resistivitet

På samme måte som for en dimensjonal Vertikal Elektrisk Sondering (VES), må en også ved 2D resistivitetsmålinger (og 3D) foreta en inversjon av måledata for å finne et mest mulig sant resistivitetsbilde i bakken. Til dette finnes flere inversjonsprogrammer, og inversjonen kan utføres på flere forskjellige måter.

4.4.1 Prinsipp, forlengs modellering og inversjon

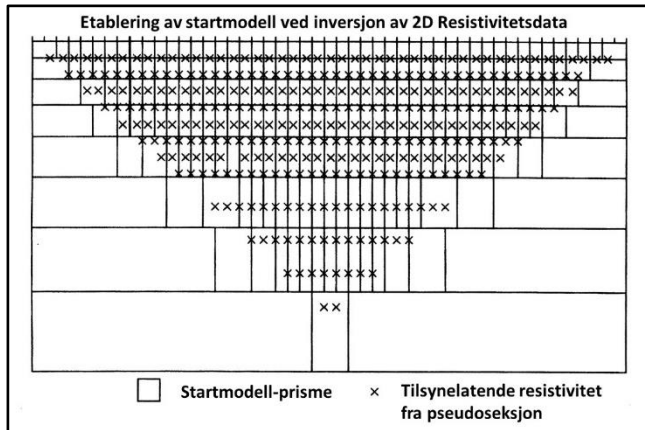
For å forstå prinsippet for inversjon, må en kunne se forskjell på begrepene forlengs modellering (*forward modelling*) og invers modellering, også kalt inversjon (*inversion*). Figur 4.5 illustrerer denne forskjellen.



Figur 4.5: Prinsippskisse, forlengs modellering og inversjon.

Ved forlengs modellering tas det utgangspunkt i en valgt fysisk modell, og beregner hvilken geofysisk respons denne modellen vil gi (Figur 4.5). Dette kan være nyttig for bl.a. å se om et gitt objekt kan gi en målbar respons, og hvilken konfigurasjon som bør velges for å kartlegge objektet med resistivitetsmålinger. Ved alle undersøkelser i felt, måles den geofysiske responsen, og en vil finne hva for en modell som kan gi en slik respons. Da må en benytte den inverse prosessen, inversjon.

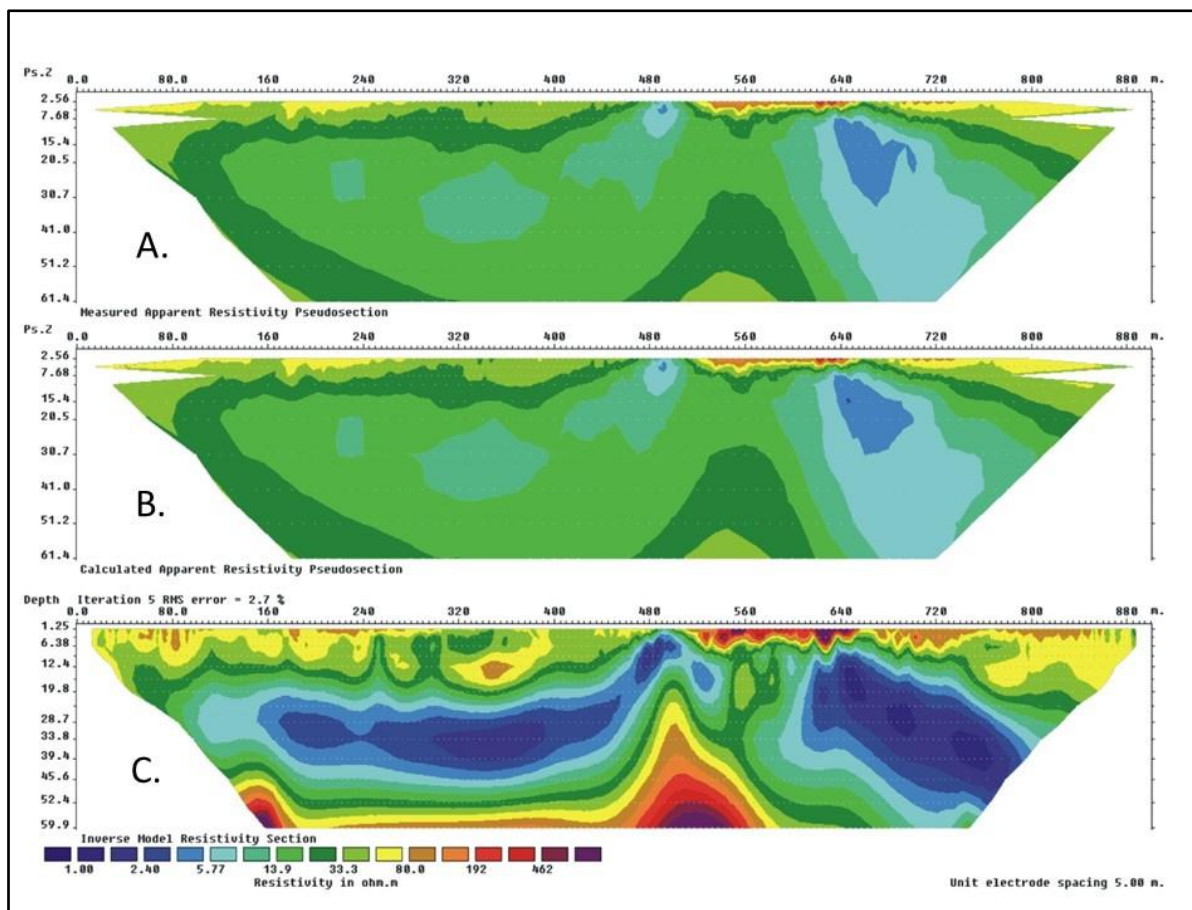
Ved all inversjon av geofysiske data, må en ta utgangspunkt i en startmodell. Ved 2D Resistivitetsmålinger, deles bakken opp i prizmer. Størrelsen på prismene varierer med elektrodeavstanden som er benyttet. I horisontal retning kan prismestørrelsen være den samme som elektrodeavstanden, men denne kan også halveres for å gi mulighet for større horisontal oppløsning. Prismenes vertikale størrelse blir også tilpasset elektrodeavstanden, men på grunn av gradvis redusert oppløsning mot dypet, økes prismenes størrelse gradvis mot dypet (se Figur 4.6). Prismene har uendelig lengde i den tredje retningen (2D-modell). Startmodellen etableres vanligvis ved at prismene i startmodellen tilordnes den målte tilsynelatende resistiviteten i prismets posisjon. Ved en 3D inversjon gis prismene en begrenset lengde tilsvarende halve profilavstanden til hver side av hvert måleprofil.



Figur 4.6: Etablering av startmodell ved inversjon av 2D Resistivitetsdata.

Ved 3D inversjon av resistivitetsdata får prismene i startmodellen en begrenset størrelse i den tredje dimensjonen, styrt av avstanden mellom måleprofiler.

Når startmodellen er etablert, kan inversjonsprosessen starte. Trinn en er å beregne forlengs hvilken respons startmodellen gir for de forskjellige elektrodekonfigurasjonene som er benyttet i det målte profilet. Denne responsen sammenligne med pseudoseksjonen fra målingene. Dette stemmer svært sjeldent, og resistiviteten i hvert prisme endres, og responsen fra denne nye modellen beregnes og sammenlignes med måledata. Prosessen kalles også her en iterasjon (både på norsk og engelsk), og dette blir da første iterasjon. Heller ikke denne modellen vil gi god overenstemmelse mellom målte data og responsen fra modellen, og prosessen med å justere modellen og beregne respons gjentas (iterasjon 2). Prosessen kan fortsette til et bestemt antall iterasjoner er foretatt, eller til at avviket mellom den inverterte modellen og måledata er mindre enn en definert størrelse. Metodikken som benyttes for å finne frem til nye modeller som gir stadig bedre tilpasning til måledata er ikke tema for dette undervisningsmaterialet.



Figur 4.7: Forskjellige bilder av måledata ved en inversjon. A) Målt pseudoseksjon, B) Pseudoseksjon fra den endelige inverterte modellen og C) Den endelige inverterte modellen (Data fra Dalsegg mfl. 2006, målt med Wenner elektrodekonfigurasjon og elektrodeavstand 5 m).

Ved inversjonen av måledata kan avviket mellom måledata og responsen fra den inverterte modellen overvåkes. Denne uttrykkes som en RMS-feil (*RMS Error*) i prosent, som representerer summen av alle feilene i alle prismene. Ved inversjon med programmet Res2DInv blir den endelige feilen mellom modellens pseudoseksjon og pseudoseksjonen fra måledata vist opp til venstre i det endelige plottet (Figur 4.7C). Feilen viser hvor godt det inversjonsbildet passer til måledata. I dette aktuelle profilet er RMS-feilen på 2,7 %, noe som må sies å være meget bra. Dette kommer til visuelt uttrykk ved å sammenligne den målte pseudoseksjonen (Figur 4.7A) med pseudoseksjonen fra den inverterte modellen (Figur 4.7B). I dette tilfellet avviker disse to bare med små detaljer.

NGU har valgt å karakterisere denne RMS feilen med følgende gradering:

0 % < RMS-feil < 5 %	Meget god modelltilpasning
5 % < RMS-feil < 10 %	God modelltilpasning
10 % > RMS-feil < 20 %	Akseptabel modelltilpasning
RMS-feil > 20 %	Ikke akseptabel modelltilpasning.

Dersom det ikke er mulig å oppnå en akseptabel eller bedre modelltilpasning, må en sjekke måledata for tilfeldig støypunkter som må slettes. Dersom dette ikke gir et tilfredsstillende resultat må hele profilet vrakes (se avsnitt 4.4.3), eller benyttes med største varsomhet.

4.4.2 Inversjonsprogrammer

Det finnes flere inversjonsprogrammer på markedet, og mange forskere har laget sine egne rutiner. De mest kjente er:

- Res2DInv (Res3DInv), (Loke 2023). Markedsføres av Aarhus Geophysics som eies av Seequent <https://www.aarhusgeosoftware.dk/>
<https://www.seequent.com/products-solutions/res2dinv-and-res3dinv/>
- EarthImager 2D (3D), AGI, USA. <https://www.agiusa.com/agi-earthimager-2d>
- DC2DPro, South Korea (Tassis mfl. 2013a)
- BERT algorithm. LIAG, Germany (Günther et al. 2006)
https://www.researchgate.net/figure/The-BERT-inversion-scheme-from-Guenther-et-al-2006-the-geometrical-information-is_fig2_242598712
- Andre

Res2DInv er det inversjonsprogrammet som benyttes mest. En kan gjerne si at dette programmet er etablert som en industristandard. Programmet er utviklet av Meng Heng Loke, men markedsføres i dag av Aarhus Geophysics og firmaet Seequent. Ved senere diskusjoner om muligheter ved inversjon av 2D Resistivitet, benyttes erfaringer oppnådd med dette programmet.

EarthImager markedsføres av AGI (*Advanced Geoscience, Inc*) og er sikkert et godt alternativ til *Res2DInv* uten at forfatteren kjenner programmet i detalj.

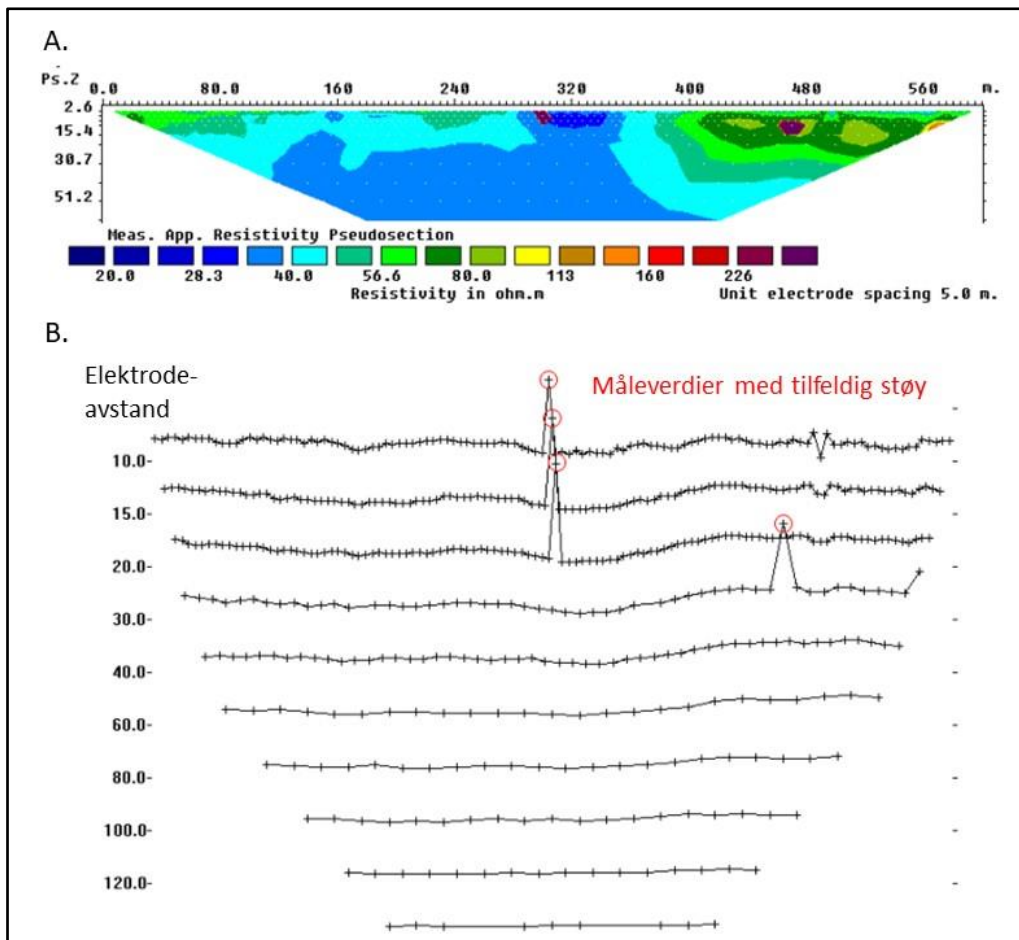
DC2DPro er utviklet av J.H. Kim fra Sør-Korea. NGU har tilgang til programmet, og har benyttet det i noen prosjekter (bl.a. Tassis mfl. 2013). Dessverre blir ikke programmet lengre markedsført, og en kan ikke forvente oppgraderinger av dette programmet i fremtiden.

BERT algoritmen er utviklet av Thomas Günther (LIAG i Hannover). NGU har også benyttet dette programmet ved en anledning (Heincke mfl. 2010). En interessant mulighet ved dette programmet er at fargemønsteret svekkes mot dyppet i trå med mindre pålitelighet i resistivitetsverdiene.

4.4.3 Behandling av støy

Støy kan deles inn i systematisk og tilfeldig støy. Systematisk støy kan skyldes kabelbrudd, dårlig kobling til bakken glemt å koble til en elektrode eller at en eller flere kabler har gal retning. Sistnevnte kan skyldes at en koblingsboks mellom kabel 1 og 2 eller kabel 3 og 4 (Figur 4.2) er snudd gal veg. Det betyr at måledata fra kabel 1 og kabel 4 blir snudd om og resistivitetsbilder blir feil. Systematisk feil kan noen ganger være vanskelig å avdekke.

Tilfeldig støy kan skyldes telluriske strømmen (strømmen i bakken satt opp av lynnedslag). Selve måleprosessen kan redusere effekten av disse strømmene noe ved at målingen foretas med alternerende strømpolaritet. Tilfeldig støy påvirker målinger med lavt målesignal mest. Måter for å redusere effekten av denne støyen (øke signal-støy-forholdet) er diskutert i avsnitt 2.4.6.

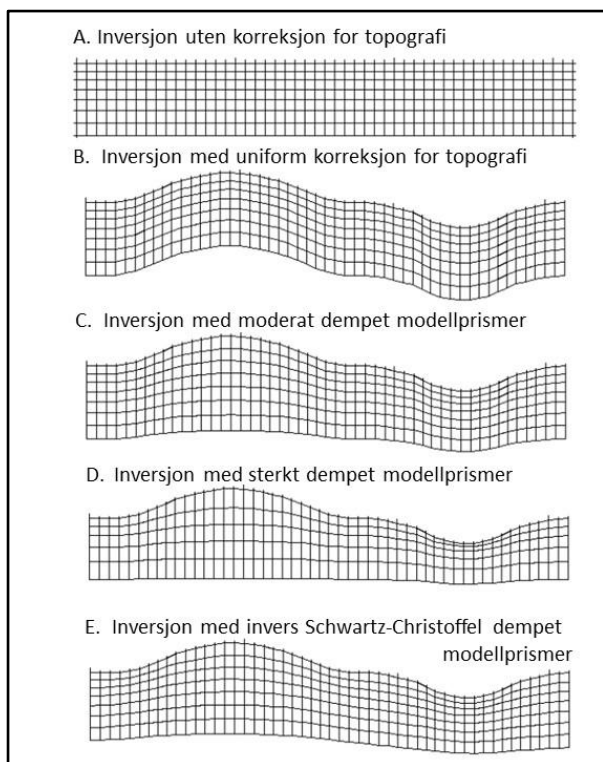


Figur 4.8: Effekt av tilfeldig støy. A) I et invertert profil, og B) i profildata som kan vises fra inversjonsprogrammet (Fra Loke 2023).

Tilfeldig støy som vist i Figur 4.8, er lett å identifisere både i resistivitetssesksjonen (Figur 4.8A) og i profildata (Figur 4.8B), og denne kan da med god samvittighet slettes fra et datasett.

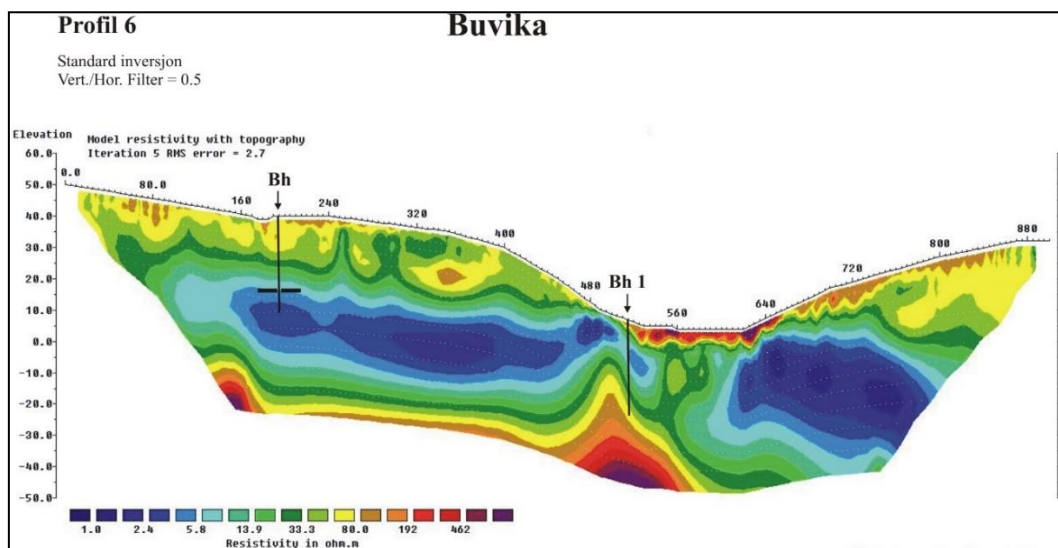
4.4.4 Terrengkorreksjon

Dersom et profil legges ut i et område med store topografiske endringer, må dette tas i betraktning ved inversjonen. Om en tenker seg to strømelektroder som er plassert på toppen av to hauger i et profil, vil strømtettheten dagnært i dalområdet mellom haugene bli stor, og derved blir den målte potensial-forskjellen stor (ligning 2.23). Dette gir da en for høy tilsynelatende resistivitet i dette område, og denne blir med gjennom inversjonsprosessen, og en finner en for høy resistivitet i dalområdet. Dersom strøm-elektrodene plasseres i to lav-områder på hver side av en haug, vil det motsatte skje. Strømtettheten dagnært under haugen blir lavere, målesignalet blir tilsvarende lavere, og derved også den tilsynelatende resistiviteten. For å unngå dette må topografien tas med i inversjons-prosessen. Figur 4.9 viser forskjellige måter å korrigere for topografien ved inversjoner med Res2DInv (Loke 2023).



Figur 4.9: Forskjellige måter å ta hensyn til topografien ved inversjonen (Modifisert fra Loke 2023).

I sine læringsprogrammer (*tutorials*) beskriver Loke (2023) hvordan terrengekorraksjonen kan utføres, men anbefaler ikke hvilken metode som bør benyttes. Dette overlates til operatøren å teste. Metode A i Figur 4.9 er uaktuell med mindre at terrenget er så flatt at feilen som begås blir neglisjerbar. For en som vil unngå ytterpunkter, kan metode 4.9C være et godt alternativ.

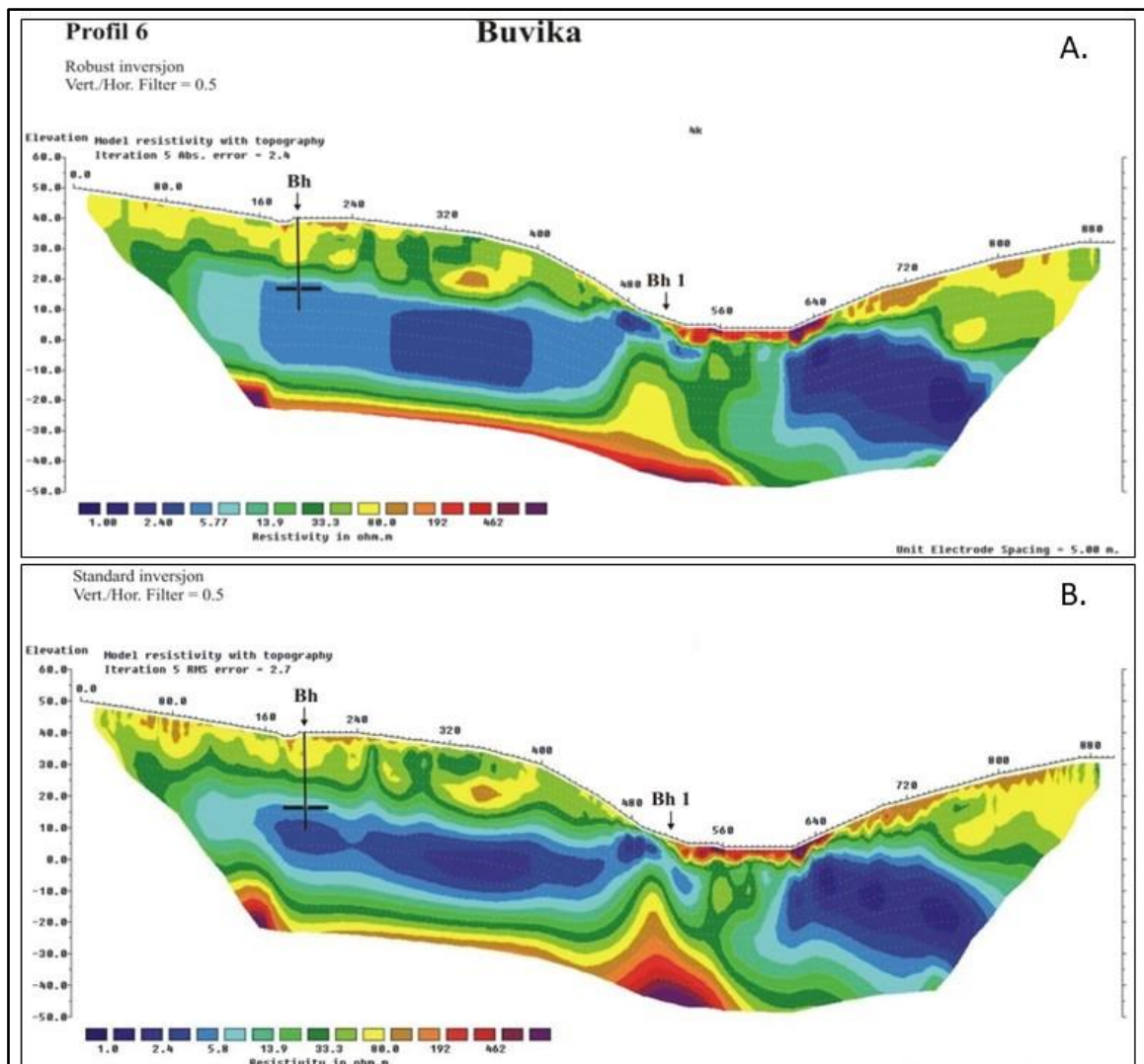


Figur 4.10: Eksempel på inversjon av et 2D resistivetsprofil der terreng-effekt er justert med metoden moderat dempet modell-prisme (Samme data som i Figur 4.7, Wenner elektrodekonfigurasjon og elektrodeavstand 5 m).

Figur 4.10 viser et eksempel på inversjon der det er korrigeret for topografien ved bruk av metoden moderat dempet modellprisme. Dette kan sees ved at penetrasjonen er noe mindre under lavpunktet i topografien. Det er benyttet «Standard inversjon» og et Vertikal-/Horisontalfilter = 0,5 (se de to neste avsnittene). Profilet er fra undersøkelser ved utbygging av E39 i Buvika, Skaun kommune i Trøndelag. Undersøkelsen var også en del av doktorgradsarbeidet til Inger-Lise Solberg (2007).

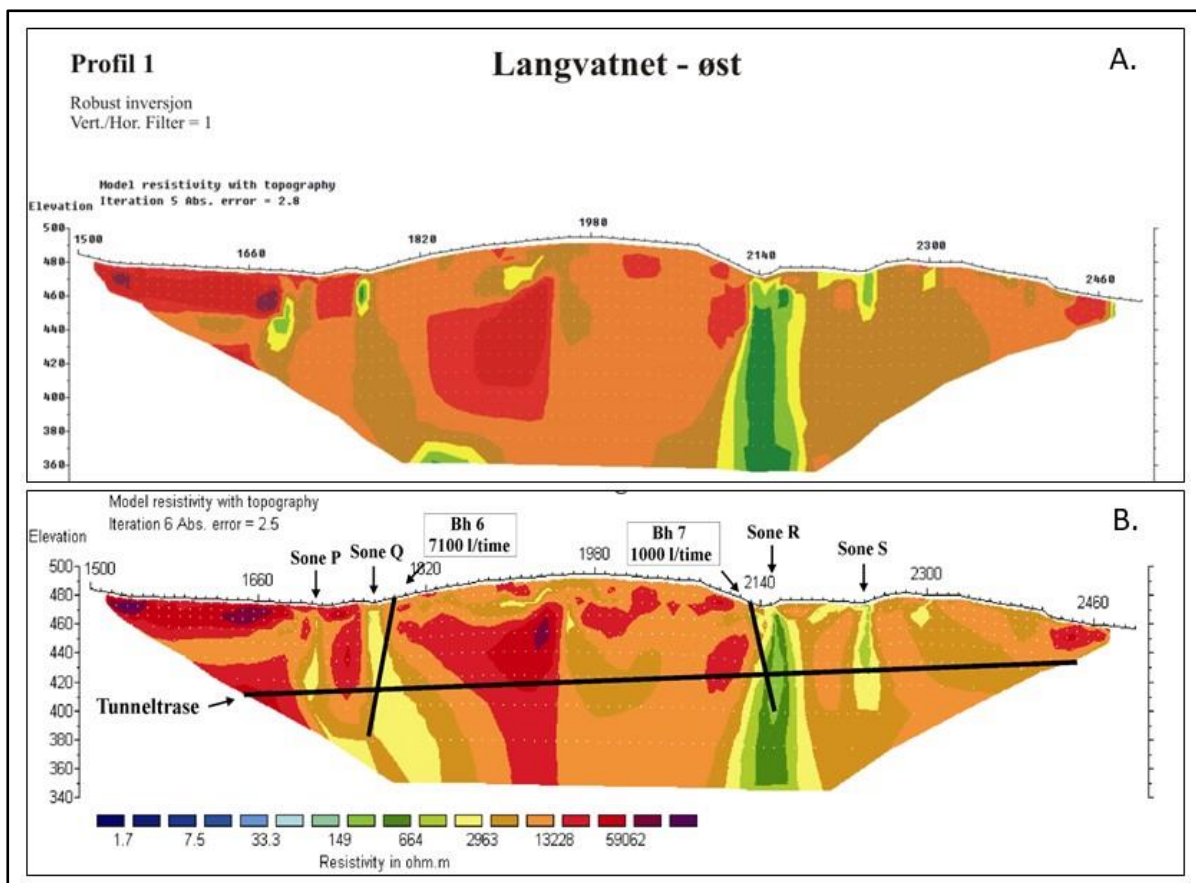
4.4.5 Robust og standard inversjon

Ved programmet RES2DInv kan en velge mellom to forskjellige inversjonsrutiner, Robust (*Robust inversion model constrain*) og Standard (*Standard least square smooth inversion*). Disse kalles ofte også henholdsvis L1-norm og L2-Norm. Den prinsipielle forskjellen mellom disse to metodene, overlates til ekspertene på denne type inversjon å forklare (Loke 2023), mens vi her nøyer oss med å se på effekten av de (Figurene 4.11 og 4.12).



Figur 4.11: Eksempel på inversjon med de to forskjellige rutinene «Robust» og «Standard». Data er de samme som i Figurene 4.7 og 4.10, Wenner elektrodekonfigurasjon og elektrodeavstand 5 m.

De to inversjonene av det samme datasettet fra Buvika vist i Figur 4.11, viser i hovedsak de samme strukturene, og resistivitetsnivået i de to bildene er svært likt. Robust inversjon (Figur 4.11A) viser mer rektangulære strukturer, og overgangene fra lav til høy resistivitet blir mer komprimert. Generelt kan en si at Robust inversjon takler store og hurtig skiftende resistivitetsnivå bedre enn Standard inversjon. Hvilken metode som gir det mest riktige bildet av undergrunnen er vanskelig å si uten tilleggsmåling, gjerne fra borer. Det er imidlertid lite sannsynlig at geologiske kropper har en rektangulær form, og resistivitetskontrasten er heller ikke alltid skarp. Det siste bekreftes her ved boring og prøvetaking (se avsnitt 10.2.1).



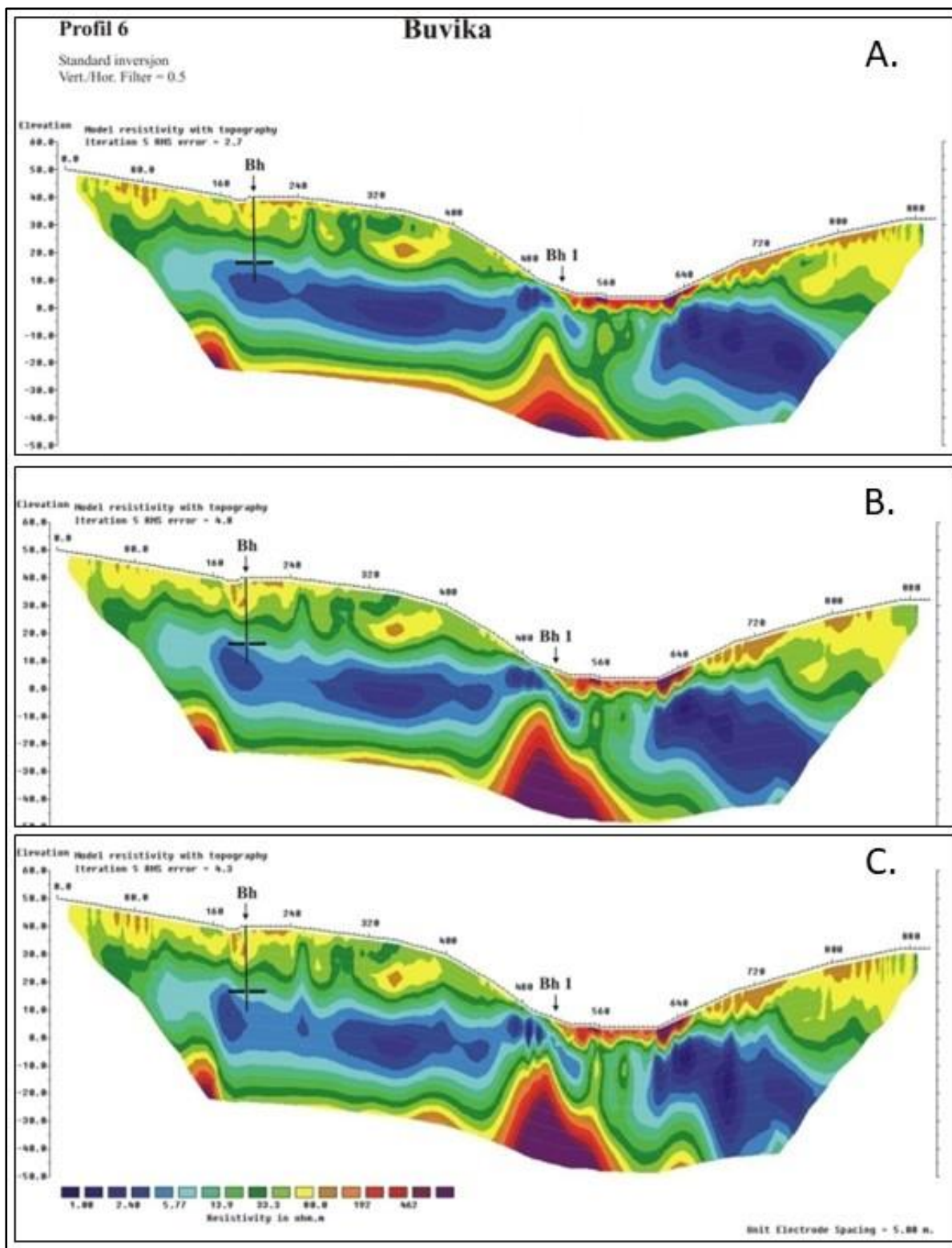
Figur 4.12: Eksempel på inversjon med de to forskjellige rutinene «Robust» og «Standard». Data er fra undersøkelser ved Lunnertunellen, vest for Gardermoen (Data fra Dalsegg & Rønning 2002, Wenner elektrodekonfigurasjon og elektrodeavstand 10 m).

Profilen vist i Figur 4.12 er målt over svakhetssoner i berg ved Lunnertunnelen vest for Gardermoen. Her er det på forhånd foretatt ingeniørgeologisk karlegging, og fire svakhetssoner er indikert (Figur 4.12B). Alle de fire sonene (P, Q, R og S) gir respons ved standard inversjon. Fallet på Sone Q er bekreftet ved observasjoner i tunnelen og ved logging med optisk viewer i Borehull 6 (Bh6). Bredden på sone R i tunnelnivå bekreftes ved observasjoner i tunnelen (Rønning 2003).

Den Robuste inversjonen (Figur 4.12A), viser ikke så klare kontraster. Fallet på sone Q er noe mer diffust og bredden av sone R er noe større enn observert i tunnelen. I dette tilfellet indikeres alle de fire svakhetssonene ved begge inversjonene, men Standard inversjon (Figur 4.12B) ser ut til å stemme bedre med andre observasjoner. En mer utførlig tolking av dette profilet blir behandlet i avsnitt 10.1.1.

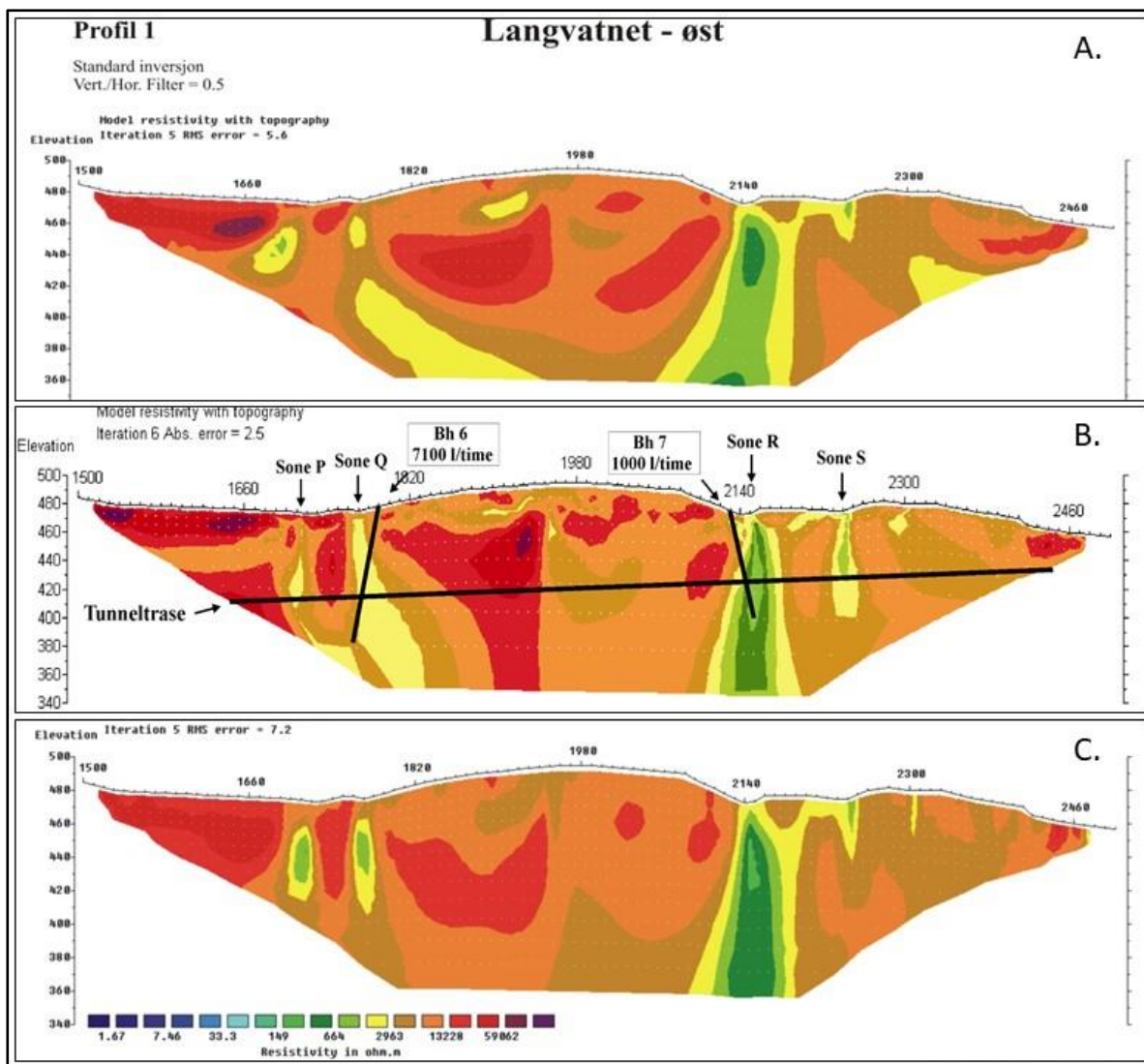
4.4.6 Vertikale og horisontale inversjonsmodeller

Under inversjonen med programmet Res2DInv (Løke 2023) kan en velge å favorisere horisontale eller vertikale strukturer. I utgangspunktet er vektingen på horisontale og vertikale strukturer lik, og vi sier at vertikal-/horisontal-filteret er lik 1 ($V/H = 1$). Dersom en vet at en har horisontal lagdeling i bakken, f.eks. marine avsetninger, kan en velge å favorisere dette ved å sette den horisontale filtreringen to ganger større enn den vertikale ($V/H = 0,5$). Dersom en vet at en skal søke etter vertikale strukturer, f.eks. svakhetssoner i berg, kan en velge en filtrering som favoriserer vertikale strukturer ($V/H = 2$). Figurene 4.13 og 4.14 viser hvordan dette kan fungere i praksis.



Figur 4.13: Eksempel på inversjon med forskjellig bruk av Vertikal-/Horisontal-filtrering (V/H-filter). A) V/H = 0,5. B) V/H = 1.0. C) V/H = 1.5. Samme data som i Figurene 4.10 og 4.11.

I prinsippet viser de tre inversjonsvariantene i Figur 4.13 de samme strukturene, men det er noen mindre avvik i detaljer. Med V/H-filter 0,5 (Figur 4.13A), kan en kanskje ane at spesielt den blå strukturen i midten til venstre er noe glattere enn i de to andre bildene. Figur 4.13C viser en tendens til mer vertikale strukturer dagnært, men også på dypet. I dette tilfellet er ikke valg av vertikal-/horisontal-filter kritisk, men som vi senere skal se (avsnittene 10.1.3 og 10.1.5), kan dette være avgjørende for å få frem informasjonen som ligger i det målte datasettet.

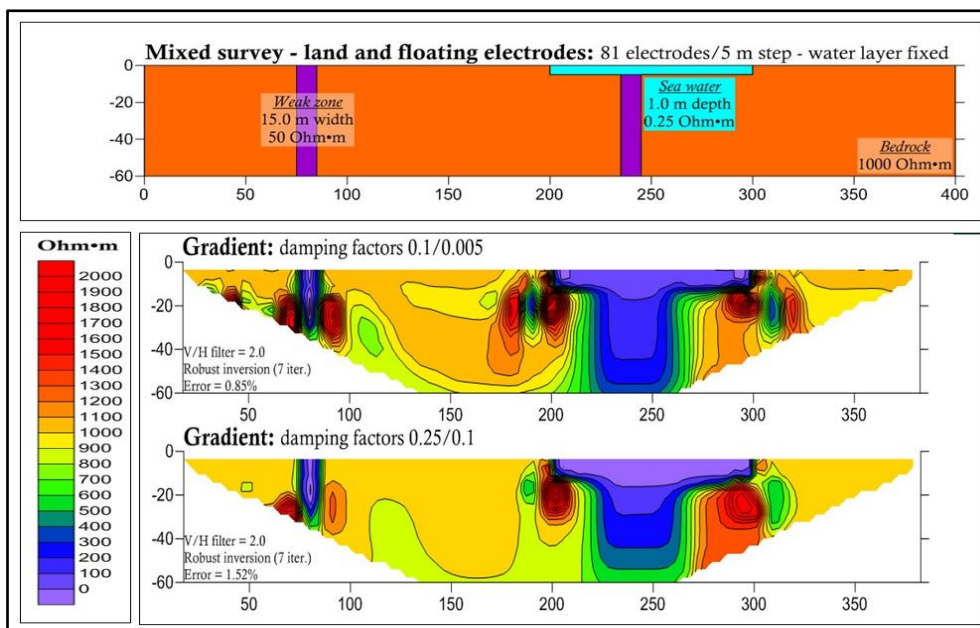


Figur 4.14: Eksempel på inversjon med forskjellig bruk av Vertikal-/Horisontal-filtrering (V/H-filter). A) V/H = 0,5. B) V/H = 1.0. C) V/H = 1.5. Samme data som i Figur 4.12, Wenner elektrodekonfigurasjon og elektrodeavstand 10 m.

Resistivetsprofilen over Lunnertunellen (Figur 4,14) viser store forskjeller ved bruk av forskjellig vertikal-/horisontal-filter. Med V/H-filter 0.5 (Figur 4.14A) trekkes de to nær vertikale strukturene Sone Q og Sone R sammen på dybden, og dette harmonerer ikke med annen type geofysikk fra logging av borehullene Bh6 og Bh7, og heller ikke med observasjoner ved tunneldrivingen (Rønning 2003). Ved å velge V/H-filter = 1,5 (Figur 4.14C), blir alle strukturene i hovedsak vertikale. Det stemmer heller ikke med observasjoner spesielt i Bh6 hvor målinger med Optisk Televiewer (OPTV) indikerer at sprekker faller ca. 72 grader mot øst (mot stigende koordinat). I dette tilfellet viser Figur 4.14B (nøytral V/H-filtrering) det beste samsvaret med andre observasjoner. Dette blir diskutert mer utfyllende i avsnitt 10.1.2.

4.4.7 Demping av støy ved inversjon

I noen tilfeller kan en observere kunstige effekter i det inverterte bildet som både er forvirrende og direkte feil. Dette kan oppstå spesielt ved store resistivetskontraster. Figur 4.15 viser et eksempel på dette, og hvordan de kunstige effektene kan reduseres ved å benytte dempingsfaktorer.



Figur 4.15: Eksempel på forskjellig demping av det inverterte profilet. Data her er syntetiske, og modellen data er beregnet fra er vist øverst i figuren (Tassis mfl. 2013).

De to inverterte bildene i Figur 4.15 (to nederste bildene) viser inversjon av syntetiske data med forskjellige dempingsfaktorer. Data er beregnet ut fra modellen vist øverst i Figur 4.15. To tenkte 15 m brede svakhetssoner med resistivitet 50 Ωm opptrer i en homogen bergmasse med resistivitet 1000 Ωm . Profilet starter på land, men fra posisjon 200 til 300 (meter) går profilet over et sund der sjødyppet er 1 m og resistiviteten i dette er 0,25 Ωm (vanlig salt sjøvann). Spørsmålet er her om svakhetssonen til høyre, som ligger under sundet med salt sjøvann, kan detekteres.

De to inverterte bildene viser klare responser på begge svakhetssonene og på sjøvannet, men også store kunstige effekter i form av uvanlig høye resistivitetsverdier i ytterkant av sjøvannet og svakhetssonene (Figur 4.15 i midten). De kunstige effektene skyldes først og fremst den store variasjonen i resistivitetsverdiene fra 0,25 Ωm i sjøvannet og 1000 Ωm i friskt berg, nær 4 dekadere variasjon. Ved å benytte større demping av det inverterte profilet (Nederst i Figur 4.15), reduseres de kunstige effektene betydelig, men det forsvinner ikke helt. Eksemplet viser at en kan manipulere med det inverterte bildet slik at de strukturene en ønsker å kartlegge, kommer klarere frem.

4.4.8 Låsing av resistivitetsverdier og laggrenser

Ved inversjonsprogrammer for resistivitetsmålinger ligger det også muligheter til å låse enkelte størrelser for derved å redusere frihetsgradene under inversjonen. Om en kjenner dypet til grunnvannsspeil fra boringer, kan en legge inn at resistivitetsvariasjon som er en effekt av grunnvannsspeilet, låses til et bestemt nivå. Denne muligheten må imidlertid benyttes kritisk. En må være sikker på at dypet til grunnvannsspeil ikke varierer langs profilet. Tilsvarende kan resistivitetsnivået i et lag låses, men da må en være sikker på at dette ikke endrer seg langs profilet.

Ved NGUs målinger ved Åknes (Rønning mfl. 2006, Heincke mfl. 2008) ble det tidlig utført resistivitetsmålinger. Ved senere boringer ble det registrert at grunnvannet sto på et bestemt nivå. Det en vet med sikkerhet fra denne undersøkelsen, er at boringene «kortslettet» mellom to eller flere grunnvannsnivå (akviferer), og grunnvannsnivået etter boring var mest sannsynlig endret fra tidspunktet for resistivitetsmålingen. Mulighetene til å låse enkelte parametere under inversjon må derfor benyttes med fornuft.

4.4.9 Feilkilder og fallgruver

Det er feilkilder og fallgruver ved resistivitetsmålinger som en må være klar over når en skal foreta en geologisk tolking av inverterte profiler. Noen av disse ble diskutert under Vertikale Elektriske Sonderinger (VES). Det er derfor viktig av geofysikeren som kjenner svakhetene ved måledata er med under den geologiske tolkingen. Svakhetene kan deles inn i flere kategorier.

Feil ved datainnsamlingen.

- Måleinstrumentet måler feil av en eller annen grunn. Dette må sjekkes regelmessig for å unngå feil i måledata.
- Koblingsboksene mellom de enkelte kablene må være plassert riktig slik at data fra de forskjellige kablene kommer på rett plass i profilet.
- En må unngå å måle for nært tekniske installasjoner som kan «stjele» strøm, slik at denne ikke følger forventet forløp.
- Ved kabelsystemer der elektrodene veksler mellom å være strømelektroder og potensial-elektroder må en unngå å benytte en strømelektrode for raskt som potensialelektrode på grunn av polarisering ved elektroden når den sender strøm.
- En må sørge for at elektrodeavstanden er som planlagt.

Lavt signal-/støy-forhold.

- Ved tørre og steinete masser (ur) kan det være vanskelig å få ut nok strøm, og en må gjøre tiltak for å øke strømstyrken (se avsnitt 2.4.6).
- Ved lav resistivitet dagnært kan strømmen lett gå ut, men en kan få problemer med dybderekkevidden. (avsnitt 2.4.3). Strømmen vil helst gå der det er lettest og fanges i godt ledende lag.
- En må sørge for at potensialelektrodeavstanden er stor nok (se avsnitt 2.4.6).

Ikke unike modeller.

- Ekvivalensprinsippet (avsnitt 3.4.1) gjør at flere modeller kan tilfredsstille de samme måledata
- Suppresjonsprinsippet (avsnitt 3.4.2) kan undertrykke lag
- Oppløsningen avtar med dypet som gjør at objektene en ønsker å kartlegge må være større jo dypere de ligger.

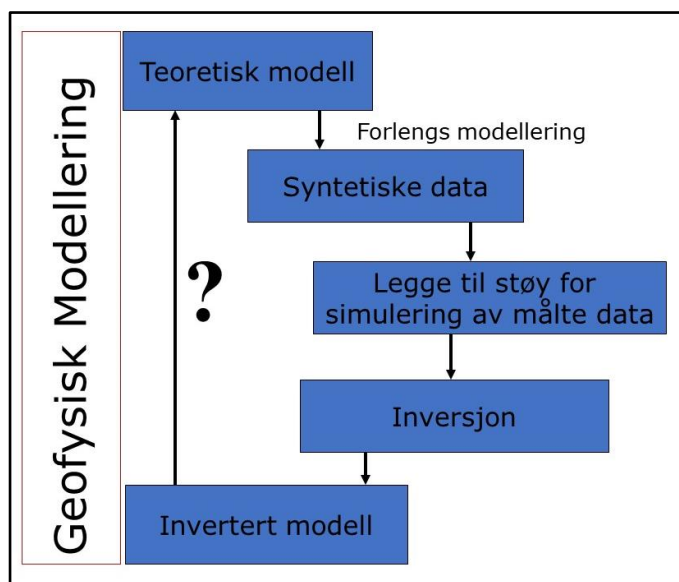
3D-geologi

- Geologien langs det aktuelle profilet behøver ikke å være 2-dimensjonal. Objekter til side for profilet kan påvirke strømutsendelsen slik at en måler feil.
- Det er overlapp i resistiviteten i forskjellige materialer (avsnitt 2.1.4) og vanskeliggjør en entydig geologisk tolkning.

Det er utarbeidet veiledere for resistivitetsmålinger knyttet til kartlegging av mulig kvikkleire (Solberg mfl. 2010) og for kartlegging og karakterisering av svakhetssoner i berg (SVV 2018).

5. MULIGHETER OG BEGRENSNINGER VED 2D RESISTIVITET

Muligheter og begrensninger ved geofysiske målinger kan studeres ved geofysiske modelleringer (se Figur 5.1). Prinsippet her er at en definerer en teoretisk modell som det beregnes en respons fra (syntetiske data) ved forlengs modellering. For å simulere målte data, legges det noe støy på disse data. Deretter utføres en inversjon som gir en invertert modell. Ved å sammenligne denne inverterte modellen med den teoretiske modellen, kan metodens muligheter og begrensninger studeres.



Figur 5.1: Prinsippkisse for geofysisk modellering.

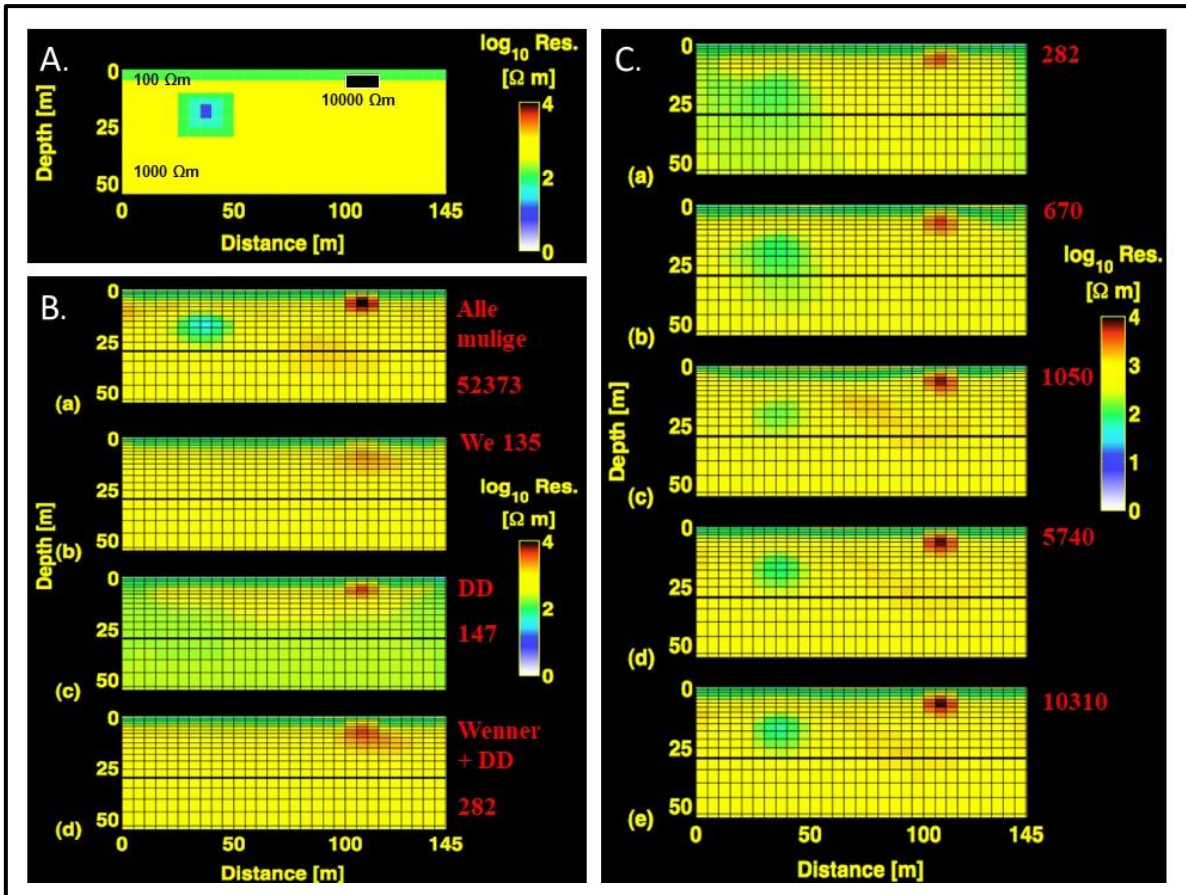
5.1 Eksempel fra ETH i Zürich

Forskere fra Universitetet i Zürich har modellert responser fra en relativt komplisert teoretisk modell (Stummer mfl. 2004). Modellen (Figur 5.2A) er en lagdelt modell med et 5 m tykt topplag med resistivitet 100 Ωm over et 45 m tykt lag nr. 2 med resistivitet 1000 Ωm . I denne modellen ligger en inhomogenitet med resistivitet 10000 Ωm relativt grunt (3 – 8 m) og en noe større inhomogenitet med resistivitet fra 10 Ωm til 100 Ωm . Denne ligger på et dyp fra 10 til 25 m.

Ved å følge prosedyren fra Figur 5.1 er det beregnet syntetiske data som så er invertert for konfigurasjonene listet i Tabell 5.1. Ved modelleringen er det benyttet 30 elektroder, alle med avstand 5 m noe som gir en total lengde på 145 m. Ved modelleringen er det benyttet forskjellige elektrodekonfigurasjoner (se Tabell 5.1).

Tabell 5.1: Konfigurasjoner og antall målepunkter for modelleringen vist Figur 5.2.

Bilder i Figur 5.2	Konfigurasjon	Antall målepunkter
Ba	Alle mulige	52373
Bb	Wenner	135
Bc	Dipol-dipol	147
Bd	Wenner + DD	282
Ca	Flere	282
Cb	Flere	670
Cc	Flere	1050
Cd	Flere	5740
Ce	Flere	10310



Figur 5.2: Modellering av hvilke responser en teoretisk modell vil gi med forskjellige konfigurasjoner. A) Den teoretiske modellen, B) Responser fra den teoretiske modellen på forskjellige konfigurasjoner og C) Responser fra den teoretiske modellen på forskjellige antall måle konfigurasjoner. (Modifisert fra Stummer mfl. 2004).

Modellering med alle mulige elektrodekonfigurasjoner (totalt 52373 målinger), gir et relativt godt bilde av den teoretiske modellen (Figur 5.2Ba). Lagdelingen i modellen kommer frem, og begge de to inhomogenitetene trer frem klart, dog med noe avvik i form og resistivetsnivå. Modelleringen med Wenner-konfigurasjonen (135 målepunkter) viser lagdelingen i modellen og gir en utflytende respons på inhomogeniteten med høy resistivitet (Figur 5.2Bb). Den bedre ledende inhomogeniteten, som ligger noe dypere, vises derimot ikke i dette bildet. Modellering med dipol-dipol-konfigurasjon (Figur 5.2Bc) viser det øverste laget, men laget under står frem med for lav resistivitet (ned mot 100 Ωm). Bildet av inhomogeniteten med høy resistivitet er mer komprimert og bekrefter god oppløsning ved grunne målinger med dipol-dipol-konfigurasjon. Inhomogeniteten med lav resistivitet indikeres ikke. Kanskje er det denne som er årsak til generelt lavere resistivitet i lag nr. 2. Om en slår sammen de simulerte målingen med Wenner- og dipol-dipol-konfigurasjon (Figur 5.2Bd), blir responsen på inhomogeniteten med høy resistivitet utflytende som ved den rene Wenner-målingen. Den andre inhomogeniteten ses fremdeles ikke, men resistiviteten i lag 2 ser ut til å stemme. Modelleringen viser at jo flere elektrodekonfigurasjoner (målinger) som benyttes, jo bedre blir bildet, og at en ikke nødvendigvis får et korrekt bilde av resistiviteten. Spørsmålet blir da; Hvor mange elektrodekonfigurasjoner trengs for å få et godt bilde av den teoretiske modellen?

I Figur 5.2C er det studert hvor mange forskjellige elektrodekonfigurasjoner som trengs for å få et godt bilde av den teoretiske modellen. Figur 5.2Ba viste at 52373 målepunkter gav et godt bilde. Figurene 5.2Ca og 5.2Cb med henholdsvis 282 og 670 målepunkter, gir ikke et godt bilde. Her er det benyttet andre mer følsomme konfigurasjoner enn i Figur 5.2Bd. Figur 5.2Cc viser at 1050 målepunkter gir et relativt godt bilde av den teoretiske modellen, men det er et kunstig høyt nivå i lag nummer 2 mellom

de to inhomogenitetene. Ved å benytte 5740 målepunkter (Figur 5.2Cd) blir bilde noe bedre, og økning til 10310 måle-punkter (Figur 5.2Ce) gir ingen vesentlig forbedring.

Modelleringen viser at dersom en skal få god oppløsning, må en benytte et betydelig antall elektrodekonfigurasjoner, mer en 1000 på et 145 m langt profil. Wenner-konfigurasjonen som mange fremdeles benytter, gir ikke god oppløsning og egner seg best for større horisontale strukturer. Konfigurasjonen Multi-Gradient benytter et stort antall målinger med kombinasjoner av flere tradisjonelle konfigurasjoner (pol-pol, pol-dipol, Wenner og Schlumberger) og denne er å foretrekke ved 2D Resistivitetsmålinger (ERT-målinger).

5.2 Sprekkesoner i berg på land

NGU har arbeidet mye med kartlegging og karakterisering av svakhetssoner i berg i løpet av de siste 25 årene. I tillegg til arbeid med seismiske metoder er også 2D resistivitet vært utstrakt benyttet. I denne sammenheng er det utført mye modellering (Reiser mfl. 2009, Tassis mfl.2013). Ved disse er elektrodekonfigurasjonene vist i Figur 4.1 benyttet. Resultater som her presenteres er utdrag fra disse modelleringene. Disse resultatene er også presentert i sluttrapport fra prosjektet *Forbedrede Forundersøkelser for Utbygging Tunneler (ForForUT, Rønning 2021)*.

5.2.1 Respons ved forskjellige elektrodekonfigurasjoner

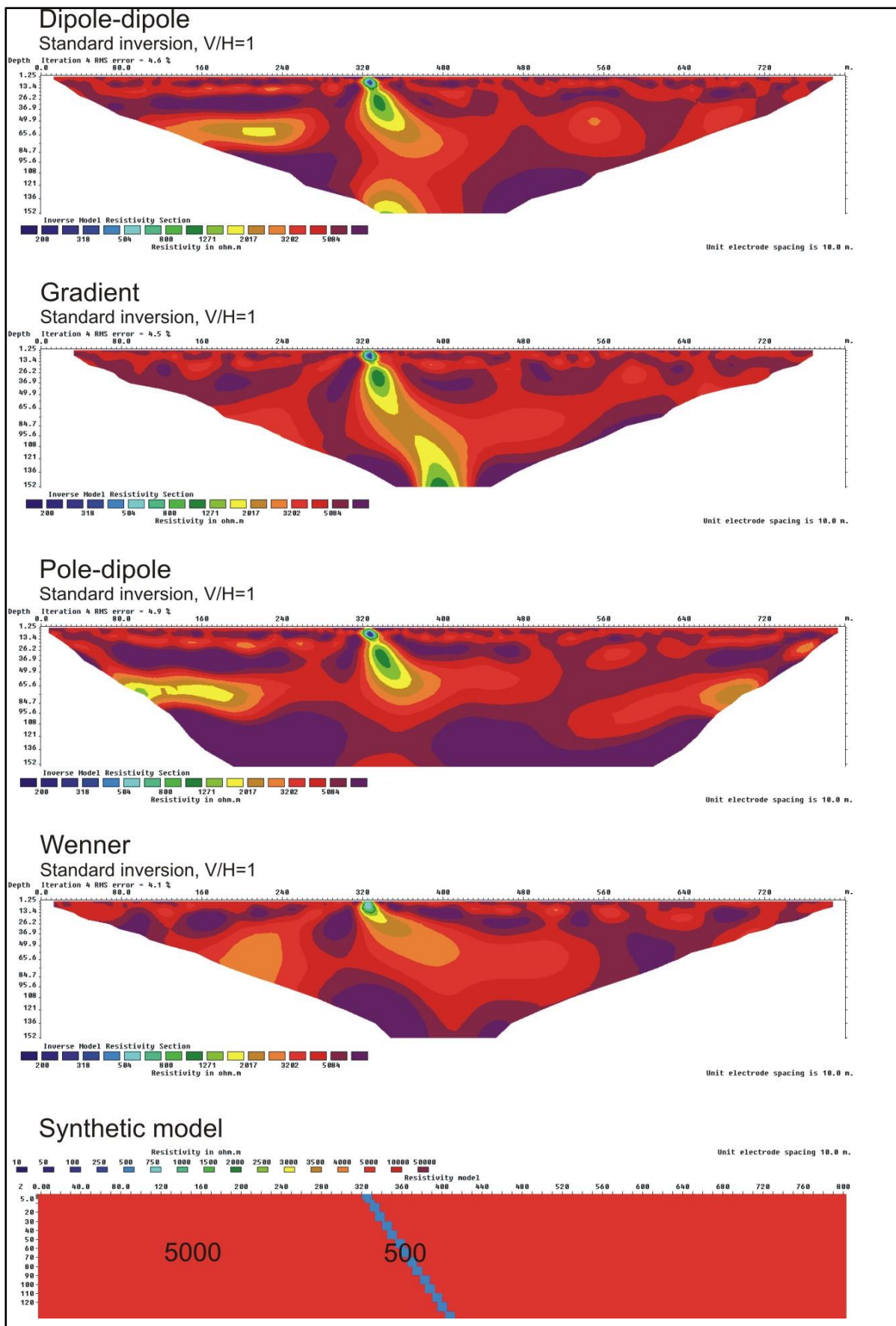
Et eksempel på modellerte responser på konfigurasjonene dipol-dipol (DD), multi-gradient (MG), pol-dipol (PD) og Wenner (W) er vist i Figur 5.3. De syntetiske data er beregnet fra en modell som består av en 10 m bred svakhetsone med resistivitet 500 Ωm i en vertsbergart med resistivitet 5000 Ωm . Sonen faller 60° ned til et dyp på 150 m. Dette dypet tilsvarer maksimal dybderekkevidde for den aktuelle elektrodeavstanden (10m). Det er utført standard inversjon med $V/H=1$ (nøytral).

Alle de fire **konfigurasjonene påviser svakhetssonen** og indikerer fallet. Gradient elektrodekonfigurasjon viser det klart beste bildet av den aktuelle svakhetssonen. Wenner gir det klart dårligste bildet.

Modelleringen viser at det også er **kunstige effekter** i bildet for alle fire konfigurasjonen. Tykkelsen av sonene er tilnærmet korrekt ved utgående, men mot dypet øker bredden av sonen. Også resistiviteten i sonen er tilnærmet korrekt ved utgående, men etter hvert som sonen blir bredere øker resistiviteten i sonen. Dette kan trolig skyldes redusert oppløsning mot dypet. Resistiviteten i vertsbergarten variere noe rundt 5000 Ωm for alle konfigurasjonene. Konfigurasjonene DD og PD viser en kunstig lavresistivitetssone i starten av profilet.

I dette arbeidet (Reiser mfl. 2009) ble en lang rekke modeller testet med de samme fire konfigurasjonene (DD, MG, PD og Wenner) og som oftest gav MG-konfigurasjonen det beste bildet. Dette førte da til at NGU besluttet å benytte denne konfigurasjonen ved sine undersøkelser av svakhetssoner på land. I den videre presentasjonen av modelleringens resultater vises bare resultater fra denne konfigurasjonen, men alle data er tilgjengelig i rapporten fra arbeidet (Reiser mfl. 2009).

Læringspunkt: Forskjellige elektrodekonfigurasjoner gir forskjellige bilder av svakhetssoner. Ved rapportering er det viktig å dokumentere hvilken elektrodekonfigurasjon som er benyttet.



Figur 5.3: Modellert respons ved forskjellig elektrodekonfigurasjon (fra toppen DD, MG, PD og W). Her er Standard inversjon med filter V/H=1 benyttet. Modell: 10 m bred svakhetszone ned til 150 m. Resistivitet i sone og vertsbjergart er henholdsvis 500 og 5000 Ω m. Sonen faller 60°.

5.2.2 Effekten av variasjon i svakhetssonens bredde

Figur 5.4 viser modellering der det benyttes Gradient elektrodekonfigurasjon (elektrodeavstand 10 m) og hvor tykkelsen av svakhetssonen varierer fra 5 m via 10 m og 20 m til 40 m. De syntetiske data er beregnet fra en modell som består av en vertikal svakhetszone med resistivitet 500 Ωm i en vertsbergart med resistivitet 5000 Ωm . Sonen strekker seg ned til et dyp på 150 m. Dette dypet tilsvarer maksimal dybderekkevidde for den aktuelle elektrodeavstanden (10 m). Det er utført standard inversjon og siden dette er en vertikal sone er Vertikal/Horisontal-filteret satt lik 2.

Svakhetssonens bredde er tilnærmet korrekt i sonens utgående. Mot dypet blir sonen bredere (kunstig effekt) og resistiviteten høyere enn i utgangsmodellen. Denne effekten avtar etter hvert som sonen blir bredere. Den 40 m brede sonen avtegnes relativt bra, både med hensyn til bredde og resistivitetsnivå. Trolig ville en mindre elektrodeavstand gitt bedre resultat også for smalere soner.

Læringspunkt:

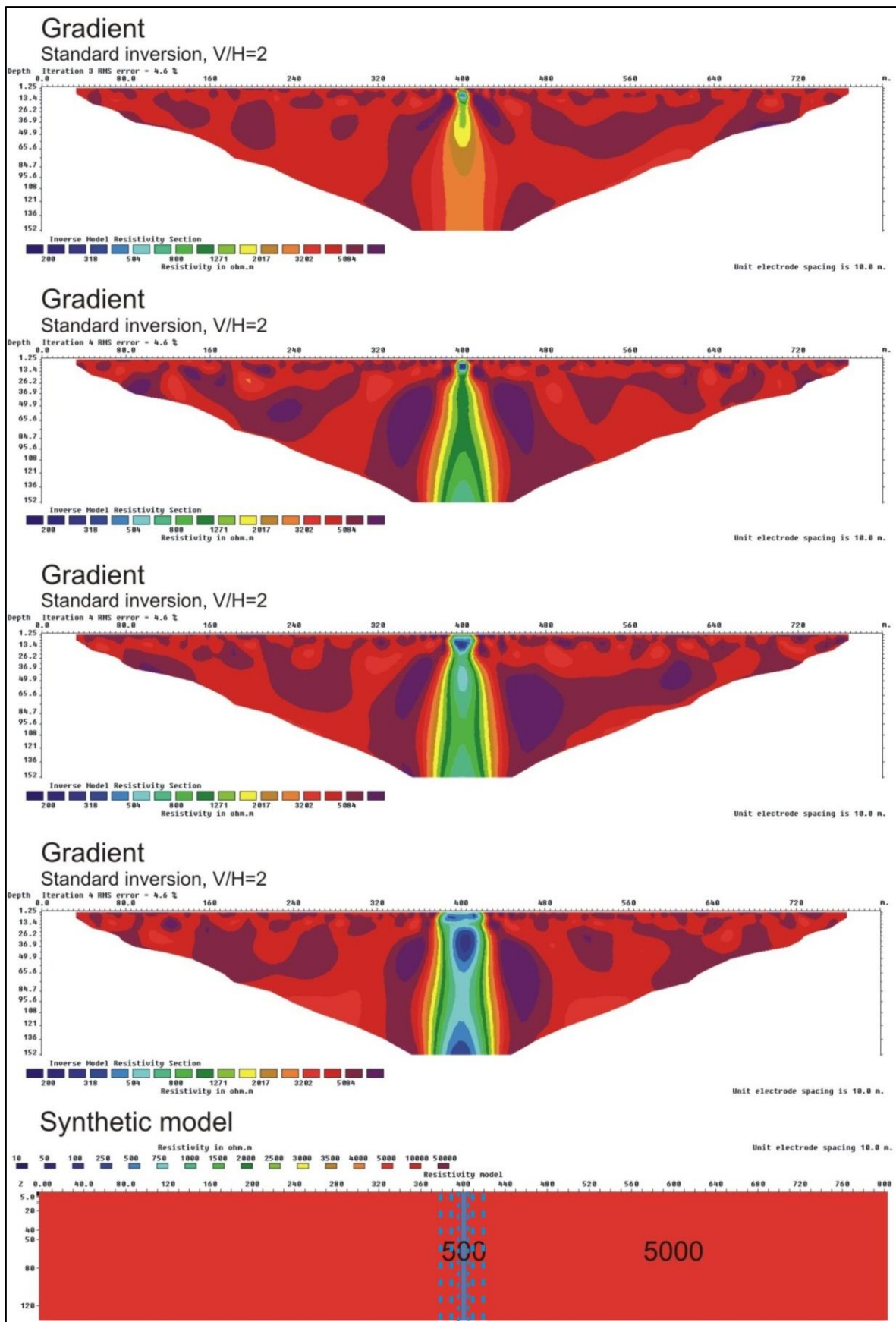
Det er mulig å tolke svakhetssoners bredde ut fra 2D resistivitetsmålinger.

5.2.3 Effekten av variasjon i svakhetssonens utstrekning mot dypet

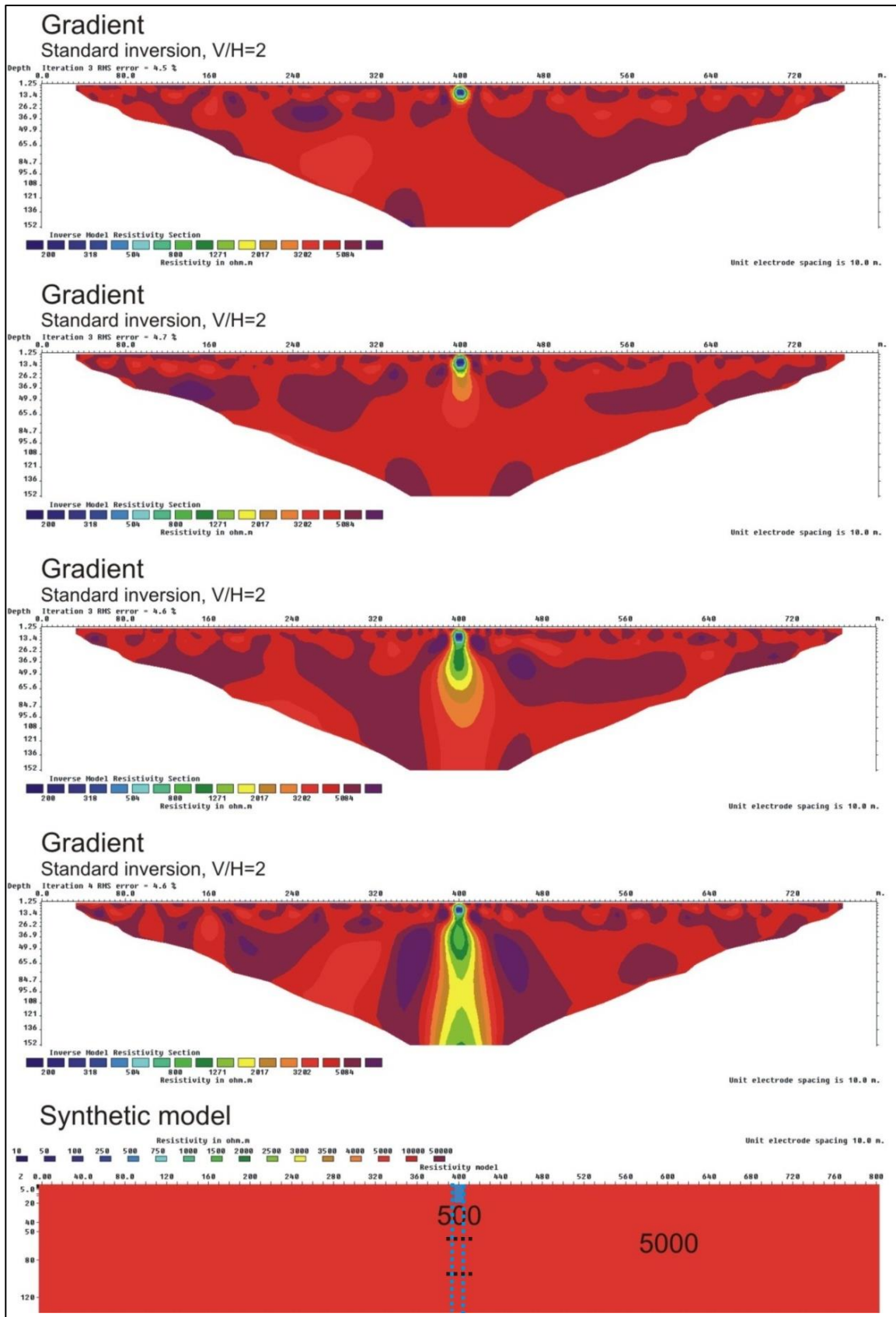
Modellering har vist at ved refraksjonsseismiske data kan en 10 m fordykning i bergoverflaten feiltolkes som en svakhetszone med meget lav p-bølgehastighet (Westerdahl 2003). Det var derfor av interesse å se om resistivitetsmetoden kunne gi indikasjoner på svakhetssoners utstrekning mot dypet. Figur 5.5 viser modellering med Gradient elektrodekonfigurasjon (10 m elektrode-avstand) der en varierer svakhetssoners utstrekning mot dypet. De syntetiske data er beregnet fra en modell som består av en 10 m bred vertikal svakhetszone med resistivitet 500 Ωm i en vertsbergart med resistivitet 5000 Ωm . Sonen strekker seg ned til varierende dyp på 10, 40, 80 og 150 m. Sistnevnte tilsvarer maksimal dybderekkevidde for den aktuelle elektrode-avstanden (10 m). Det er utført standard inversjon og siden dette er en vertikal sone er Vertikal/Horisontal-filteret satt lik 2.

Med 10 m utstrekning mot dypet fremstår «svakhetssonen» som en tilnærmet sirkulær respons med diameter ca. 10 m (se Figur 5.5 øverst). En svakhetszone med utstrekning 40 m mot dypet viser et anomalt bilde ned til ca. 45 m, mens tilsvarende tall for en sone ned til 80 m er ca. 100 m. Sonen med utstrekning mot dypet på 150 m (Figur 5.5 nederst), indikeres som en sone som strekker seg til maksimalt penetrasjonsdyp på 150 m. Det kan synes som dybden til sonen overestimeres, men dette er selvsagt et definisjonsspørsmål. I vurderingen her er det sett på hvor dypt avviket i resistivitet kan spores. Ved å benytte en høyere resistivitetsverdi for sonen, ville utstrekningen mot dypet blitt mindre. Modelleringen viser kunstige effekter som utvidelser av resistivitetsbildet mot dypet og høyere resistivitet i sonen. Resistiviteten i vertsbergart varierer rundt 5000 Ωm som i utgangsmodellen.

Læringspunkt: Det er mulig å gi et inntrykk av svakhetssoners utstrekning mot dypet ved 2D resistivitetsmålinger.



Figur 5.4: Modellert effekt av variasjoner i sonens bredde (MG elektrodekonfigurasjon, 10 m elektrodeavstand). Modell: Vertikal svakhetszone ned til 150 m. Resistivitet i sone og vertsbergart er henholdsvis 500 og 5000 Ω m. Sonens bredde er 5 m (øverst), 10 m, 20 m og 40 m (nederst).



Figur 5.5: Modellert effekt av variasjoner i sonens utstrekning mot dypet (MG elektrode-konfigurasjon, 10 m elektrodeavstand). Modell: 10 m bred vertikal svakhetsone. Resistivitet i sone og vertsbergart er henholdsvis 500 og 5000 Ω m. Sonens dyptgående er 10 m (øverst), 40 m, 80 m og 150 m (nederst).

5.2.4 Effekten av variasjoner i svakhetssonenes fall

Figur 5.6 viser modellering med MG elektrodekonfigurasjon (elektrodeavstand 10 m) der en varierer svakhetssoners fall mot dypet. De syntetiske data er beregnet fra en modell som består av en 10 m bred svakhetszone med resistivitet 500 Ωm i en vertsbergart med resistivitet 5000 Ωm . Sonen strekker seg ned til et dyp på 150 m. Sistnevnte tilsvarer maksimal dybderekkevidde for den aktuelle elektrodeavstanden (10 m). Det er utført standard inversjon. Vertikal/Horisontal-filteret satt lik 2 for de to første modellene som har fall på 75° og 60° (fra horisontalplanet). For de to siste modellene er Vertikal/Horisontal-filteret satt lik 1. Dette for å få et bedre bilde av svakhetssoner som faller slakere, 45° og 30°.

Alle de fire modellene i Figur 5.6 viser et klart fall i riktig retning, og dersom en ser på anomalien i de øverste 40 meterne, er fallet tilnærmet riktig. Mot dypet avdekkes kunstige effekter ved at sonene blir bredere, resistiviteten høyere og fallet stemmer ikke helt. Sonen med 30° fall (Figur 5.6 nederst) viser et tilnærmet korrekt fall, men sonen blir spesielt bred mot dypet, og den kan ikke følges ned til maksimalt dyp. Dette skyldes trolig et samspill med lavere oppløsning mot dypet, og manglende datadekning mot flankene av profilet. Resistiviteten i vertsbergart varierer rundt 5000 Ωm som i utgangsmodellen.

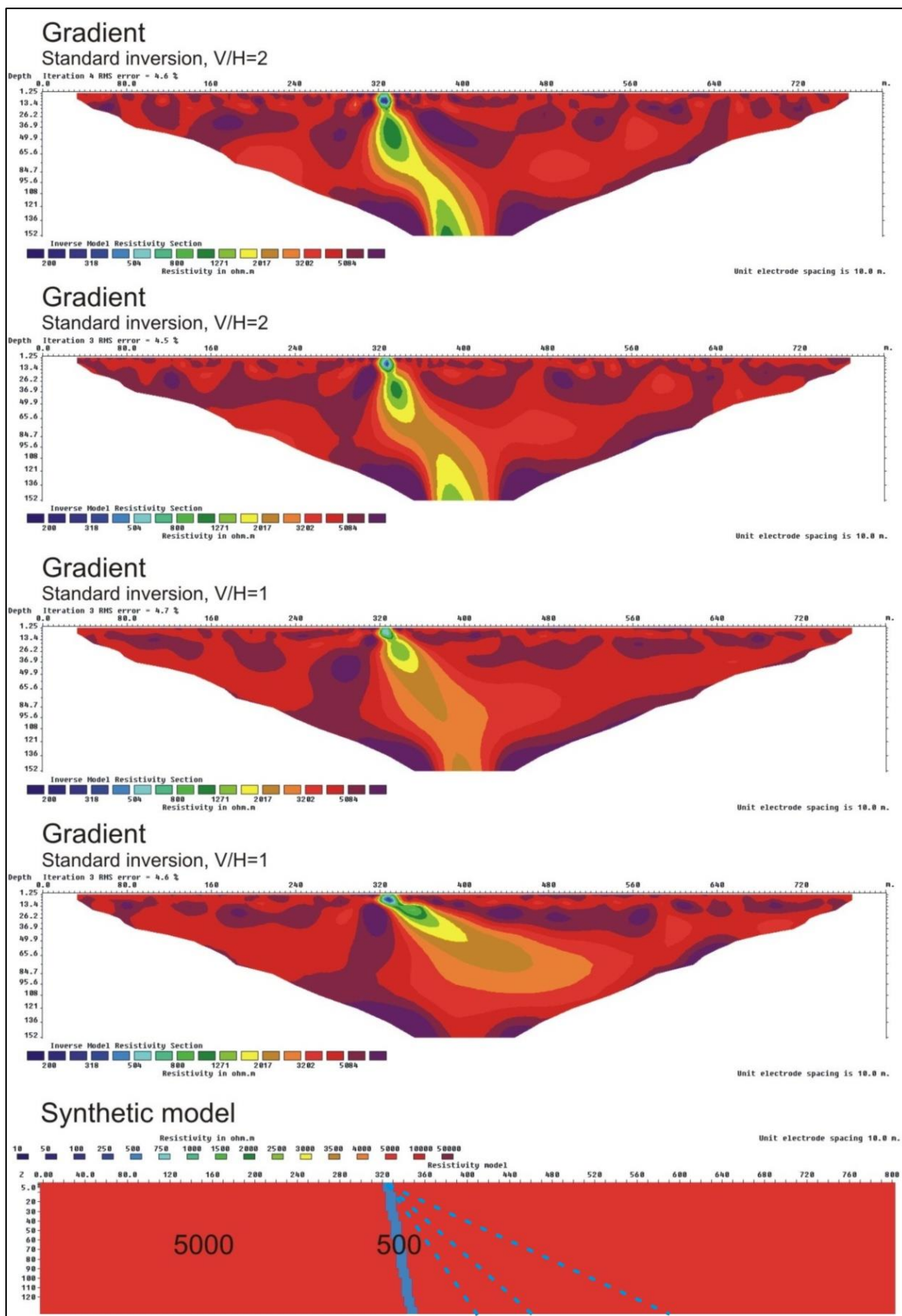
Læringspunkt: Det er mulig å gi et inntrykk av svakhetssoners fall ved 2D resistivitetsmålinger.

5.2.5 Effekten av variasjoner i svakhetssonenes resistivitet

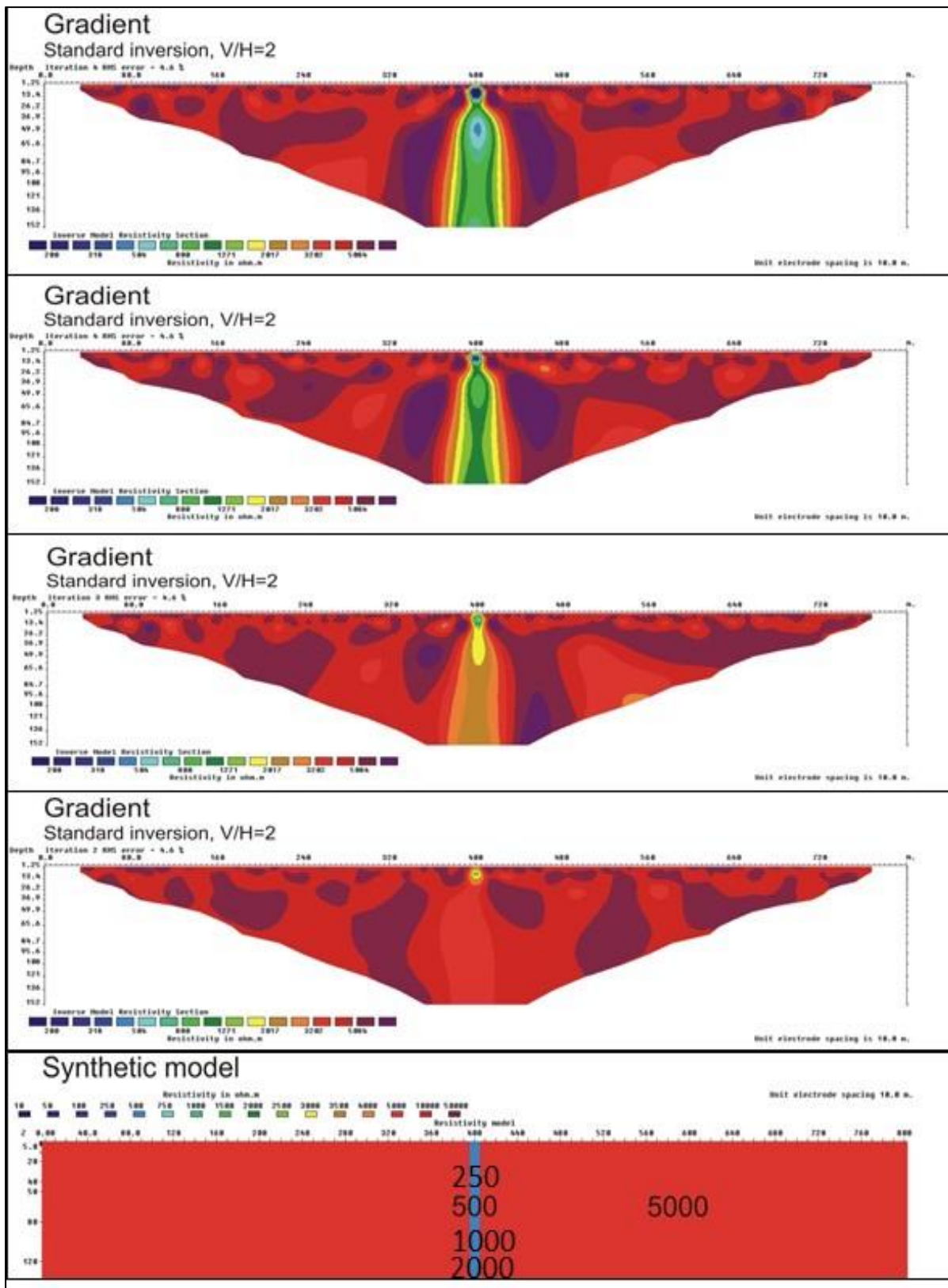
Det er også av interesse å se hvordan forskjellige resistivetskontraster avspeiles ved resistivitetsmålinger. Figur 5.7 viser modellering der en varierer svakhetssoners resistivetskontrast med Gradient elektrodekonfigurasjon og elektrodeavstand 10 m. De syntetiske data er beregnet fra en modell som består av en 10 m bred vertikal svakhetszone med resistivitet 500 Ωm i en vertsbergart med resistivitet 5000 Ωm . Sonen strekker seg ned til 150 m. Sistnevnte tilsvarer maksimal dybderekkevidde for den aktuelle elektrodeavstanden (10 m). Det er utført standard inversjon og siden dette er en vertikal sone er Vertikal/Horisontal-filteret satt lik 2.

Figur 5.7 viser hvilken respons en kan forvente når resistiviteten i en svakhetszone varierer. Responsen svekkes som forventet ved redusert resistivetskontrast. Så lenge resistivetskontrasten mellom sone og vertsbergart er mindre enn 1/5, kan svakhetssoner lett lokaliseres. Resistivetskontrast 1/5 gir en svak respons mens enda større kontraster gjør det vanskelig å skille en forsenkning i terrenget fra en svakhetszone. Dette ble også diskutert i sluttrapport fra Miljø og samfunnstjenlige tunneler der resistiviteten i Oslofeltets kambrosiluriske kalksteiner viste et resistivetsnivå klart lavere enn 1000 Ωm , og i dette miljøet kan det være vanskelig å påvise svakhetssoner (Rønning 2003).

Læringspunkt: Svakhetssoner i krystalline bergarter der resistiviteten er relativt høy ($\geq 5000 \Omega\text{m}$) kan indikeres ved resistivitetsmålinger. I bergarter med generelt lavere resistivitet i den friske bergarten (Oslofeltets kambrosilur-bergarter, se Tabell 2.4 avsnitt 2.1.4) kan dette være en utfordring, men ikke umulig.



Figur 5.6: Modellert effekt ved forskjellig fall på en svakhetszone (MG elektrodekonfigurasjon, 10 m elektrodeavstand). Modell: 10 m bred svakhetszone ned til 150 m. Resistivitet i sone og vertsbjergart er henholdsvis 500 og 5000 Ω m. Sonens fall fra horisontalplanet er 75° (øverst), 60°, 45° og 30° (nederst).



Figur 5.7: Modellert effekt ved forskjellig resistivitet i en svakhetszone (MG elektrode-konfigurasjon, 10 m elektrodeavstand). Modell: 10 m bred vertikal svakhetszone ned til 150 m. Resistivitet i vertsbergart er 5000 Ω m. Resistiviteten i sonen er 250 Ω m (øverst), 500 Ω m, 1000 Ω m og 2000 Ω m (nederst).

5.2.6 Effekten av variasjoner i løsmassenes resistivitet

Hittil er det sett på svakhetssoner uten et dekke av løsmasser. Figur 5.8 viser modellering der et 5 m tykt løsmasselag introduseres. Resistiviteten i dette varierer fra 500 Ωm (grovere masser, morene, sand/grus), 100 Ωm (silt), 50 Ωm (silt/mulig kvikkleire) og 10 Ωm (marin leire, Solberg mfl. 2010). De syntetiske data er beregnet fra en sprekkesonemodell som består av en 10 m bred vertikal svakhetszone med resistivitet 500 Ωm i en vertsbergart med resistivitet 5000 Ωm . Sonen strekker seg ned til 150 m. Sistnevnte tilsvarer maksimal dybderekkevidde for den aktuelle elektrodeavstanden (10m). Det er benyttet MG elektrodekonfigurasjon, standard inversjon og siden dette er en vertikal svakhetszone er vertikal/horizontal-filteret satt lik 2.

Modelleringen viser klare responser på svakhetssonen så lenge resistiviteten i løsmassene er $>100 \Omega\text{m}$. Ved 50 Ωm i løsmassene blir responsen klart svakere og ved 10 Ωm (marin leire) forsvinner responsen nesten helt. Dette skyldes at strømmen foretrekker å gå i de godt ledende løsmassene og ikke ned i vertsbergarten som har høy resistivitet. Dette er et godt eksempel på hvordan resistiviteten i bakken kan påvirke penetrasjonen ved elektriske målinger.

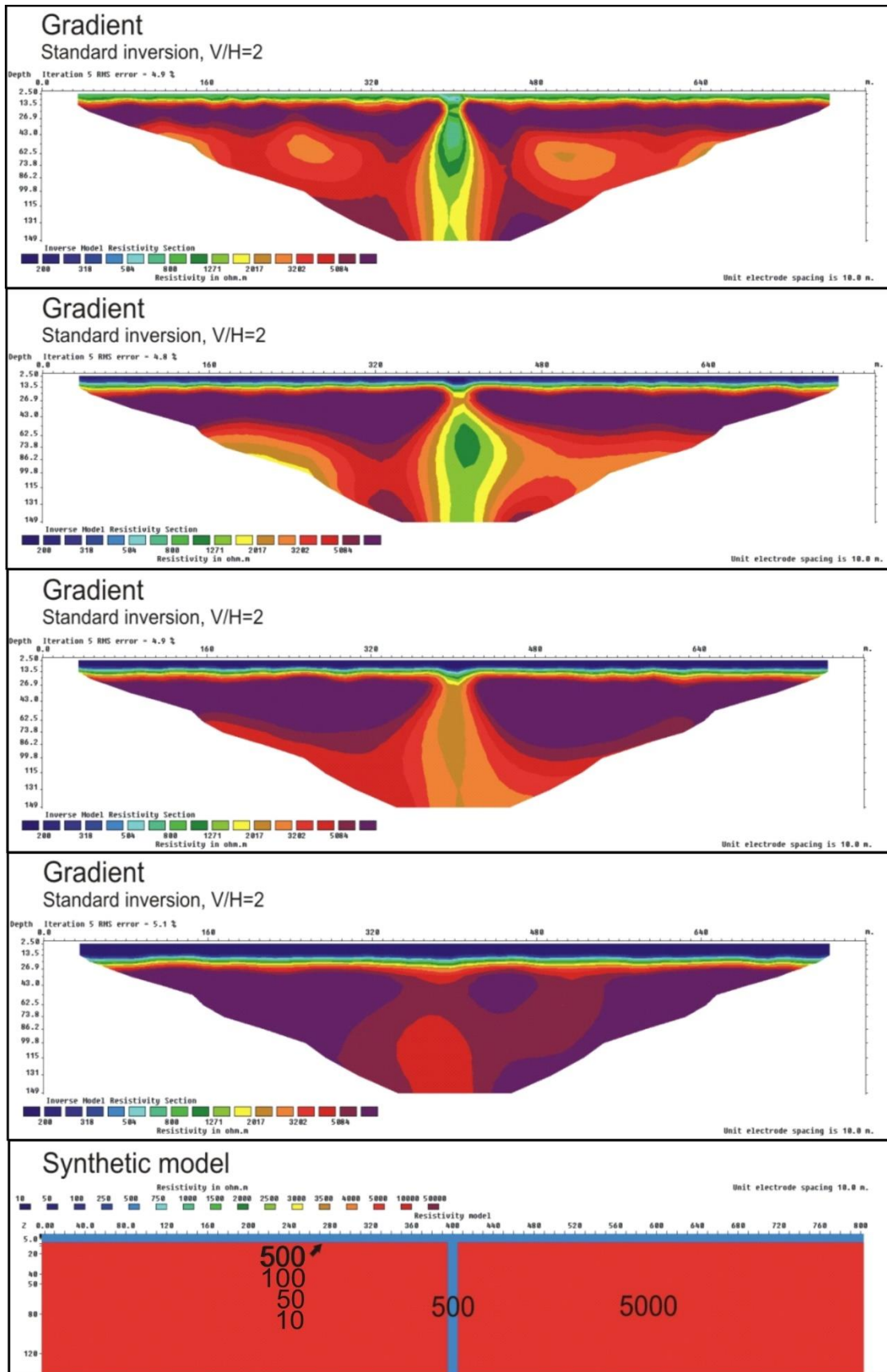
Læringspunkt: Resistivitetsmetoden kan kartlegge svakhetssoner under et visst løsmassedekke dersom resistiviteten er 50 Ωm eller høyere (silt, morene og sand/grus). Ved resistivitet i løsmasser vesentlig lavere enn 50 Ωm (kvikkleire og intakt marin leire), vil påvisning av svakhetssoner være en utfordring selv ved et relativt tynt løsmasselag ($\approx 5 \text{ m}$).

5.2.7 Effekten av variasjoner i løsmassedekkets tykkelse

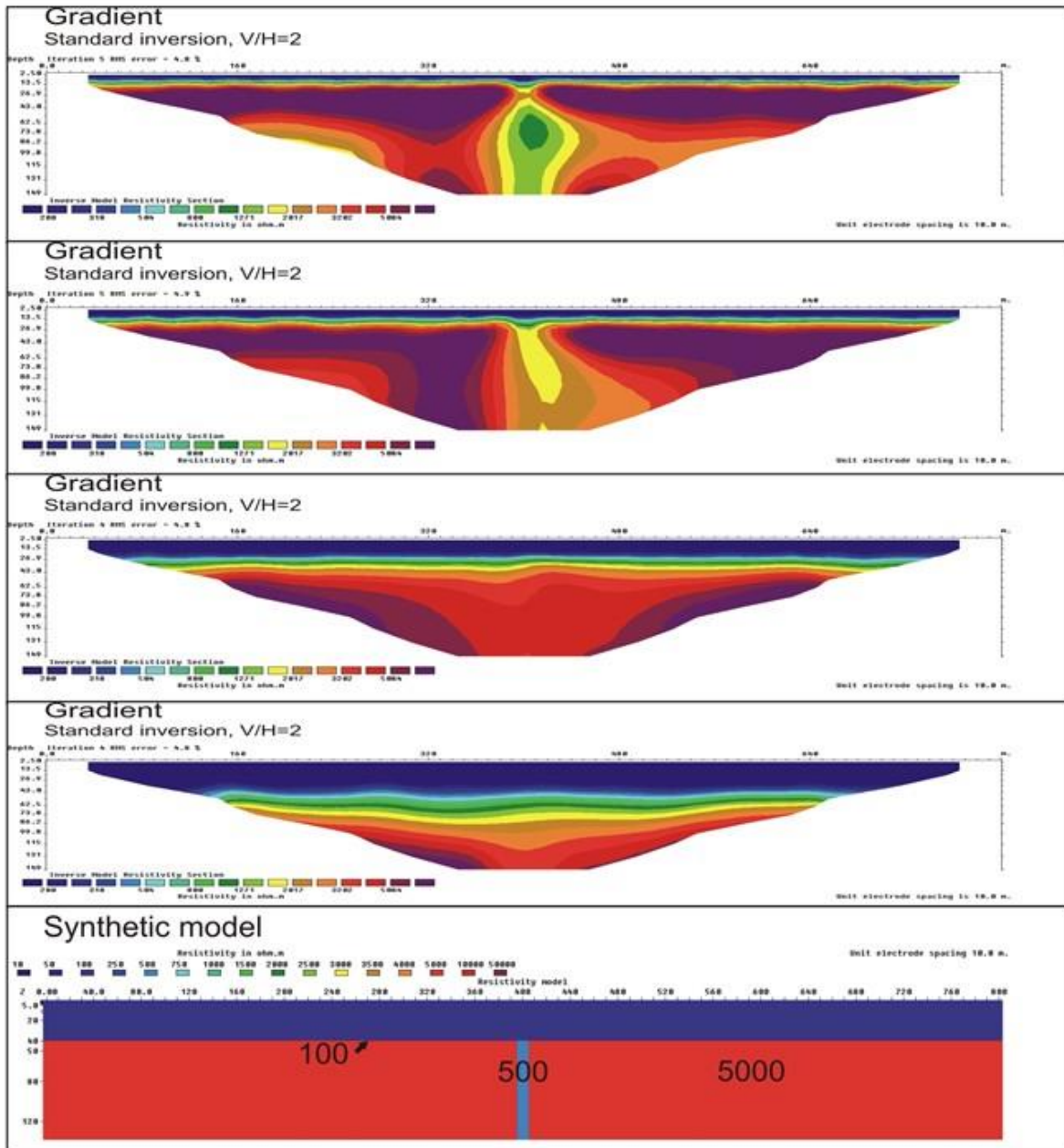
Ut fra resultatene i avsnitt 5.2.6 var det av interesse å se hvor tykke lag av løsmasser med resistivitet 100 Ωm (siltige masser) metoden tåler før det blir umulig å lokalisere svakhetssoner. Sprekkemodellen og inversjonsprosedyren er den samme som i avsnitt 5.2.6. Resistiviteten i løsmassene er fast 100 Ωm og tykkelsen av disse varierer fra 5 m (Figur 5.9 øverst) via 10 m, 20 m til 40 m (nederst).

Som tidligere vist (Avsnitt 5.2.6) kan en lokalisere svakhetssoner under 5 m med løsmasser der resistiviteten er 100 Ωm (Figur 5.9 øverst). Ved 10 m av det samme materialet (silt), kan også svakhetssonen identifiseres, men responsen er klart svekket. Denne effekten forsterkes ytterligere ved 20 m tykke løsmasser, og ved 40 m forsvinner anomalien fra svakhetssonen så mye at svakhetssonen ikke kan påvises.

Læringspunkt: I praksis vil det være vanskelig å lokalisere svakhetssoner med bredde 10 m under mer enn ca. 20 m siltige masser.



Figur 5.8: Modellert effekt ved forskjellig resistivitet i løsmassene (MG elektrodekonfigurasjon, 10 m elektrodeavstand). Modell: 10 m bred vertikal svakhetszone ned til 150 m. Resistivitet i sone og vertsbergart er henholdsvis 500 og 5000 Ωm . Tykkelsen av løsmassene er fast 5 m mens resistiviteten varierer fra 500 Ωm (øverst), 100 Ωm , 50 Ωm og 10 Ωm (nederst).



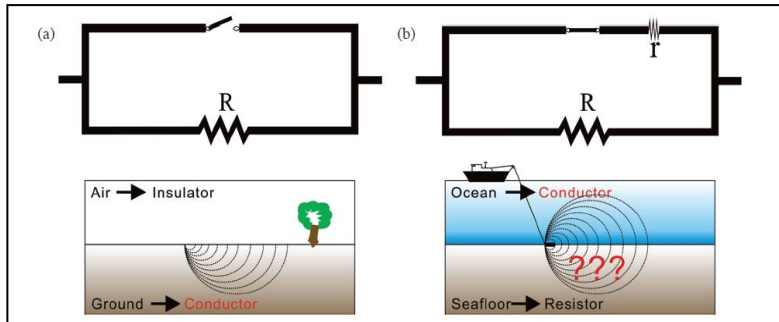
Figur 5.9: Modellert effekt ved forskjellig tykkelse av løsmassene (MG elektrodekonfigurasjon, 10 m elektrodeavstand). Modell: 10 m bred vertikal svakhetszone ned til 150 m. Resistivitet i sone og vertsbergart er henholdsvis 500 og 5000 Ωm . Resistiviteten i løsmassene er fast 100 Ωm mens tykkelsen varierer fra 5 (øverst), 10, 20 og 40 m (nederst).

5.3 Undersøkelser i saltvann

Resultatene av modelleringen av resistivitetsmålinger for påvising og karakterisering av svakhetssoner på land var så interessante, at en ville se om metoden også kunne benyttes ved undersøkelser i marine miljø under saltvann. Det ble derfor foretatt modelleringer av dette også (Tassis mfl. 2013), og alle illustrasjoner i dette avsnitte stammer fra dette arbeidet. Som vi skal se, er det større utfordringer ved denne type undersøkelser siden salt sjøvann leder strømmen svært godt, og en får begrensede strømmengder ned i underliggende berg.

5.3.1 Utfordringer ved arbeid i saltvann

Resistivitet i marine miljøer har hittil vært lite benyttet. Årsaken til dette er problemer med å få tilstrekkelig mye strøm ned i berget (se Figur 5.10). Det er utført undersøkelser i ferskvann og brakkvann (se f.eks. Chiang et al. 2012, Tsourlos mfl. 2001). Lile mfl. (1994) utførte målinger i Maursundet i Troms i 1994, og fant sammenhenger mellom anomalier i resistivitetsbildet og påviste soner fra refraksjonsseismikk. På dette tidspunkt fantes ikke programsystemer for inversjon av måledata, og det er derfor usikkert hvor anomaliene kommer fra.

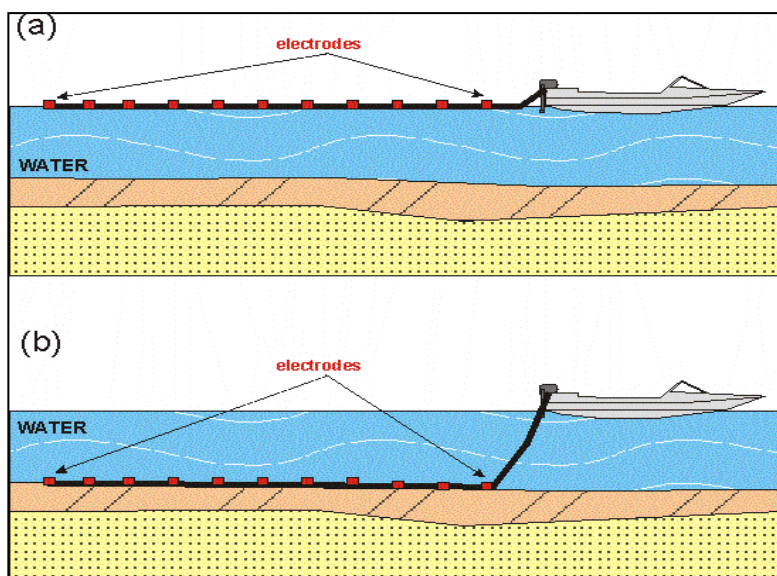


Figur 5.10: Forskjell på resistivetsmålinger på land og i sjø. På land vil 100 % av strømmen gå i bakken (a) mens ved målinger i sjø (b) vil strømmen fordele seg i sjøen og i grunnen under. Kontraster i resistiviteten vil avgjøre fordelingen.

I et samarbeidsprosjekt med Statens vegvesen Vegdirektoratet har NGU utført studier på muligheter og begrensninger ved resistivetsmålinger i marine miljøer ved å foreta modellberegninger. Også denne modelleringen følger de samme prosedyrene som vist i Figur 5.1. Ved å sammenligne den opprinnelig definerte modellen med resultatet fra inversjonen, kan en teoretisk studere muligheter og begrensninger ved geofysiske metoder, også ved resistivitet i marine miljøer.

5.3.2 Valg av undersøkelsesbetingelser

Resistivetsmålinger i sjø kan i prinsippet foretas med slepte flytende elektroder eller elektroder plassert på sjøbunnen (Figur 5.11). Den første varianten er meget effektiv, og en kan måle lange profiler på kort tid. Elektroder på sjøbunnen vil trolig gi et bedre resultat da disse kommer nærmere objektet som ønskes kartlagt, men mer tidkrevende. Utfordringen med denne type målinger er at kontinuerlig bevegelse reduserer mulighetene til å benytte flere strømdipoler, noe som gir dårligere oppløsning (se avsnitt 4.5.1).



Figur 5.11: To måter å utføre resistivitetsmålinger i sjø; a) kabel med flytende elektroder, b) kabel på sjøbunn (etter Tsourlos mfl. 2001).

Flere elektrodekonfigurasjoner kan benyttes ved denne type måling og modellering. Dahlin & Zhou (2004) testet 10 forskjellige på fem forskjellige geologiske modeller og konkluderte med at konfigurasjonene Gradient, pol-dipol, dipol-dipol og Schlumberger var å anbefale. NGUs modellering av svakhetssoner på land konkluderte med at Gradient var den beste konfigurasjonen. For å vurdere hvilken konfigurasjon som er best ved undersøkelser i marine miljø, er det i denne undersøkelsen testet konfigurasjonene dipol-dipol (DD), multi gradient (MG), pol-dipol (PD) og Wenner (se Figur 4.1).

Resistivitetsverdier i sjøvann, eventuelle løsmasser, massivt berg og i svakhetssoner er avgjørende for hvor godt resistivitetsmålinger vil fungere i marine miljø. Publiserte data viser at resistiviteten i sjøvann vil være ca. $0,25 \Omega\text{m}$ ved en salinitet på 35 g/kg og en vanntemperatur på 10 grader (<http://www.kayelaby.npl.co.uk>). Ved vår modellering har vi benyttet $0,25 \Omega\text{m}$ som et utgangspunkt. Resistivitet i krystallin berggrunn kystnært under sjøen er lite kjent. Logging av et borehull på en holme (Alstein) mellom Randaberg og Kvitsøy nord for Stavanger, viste en resistivitet på fra 600 til $1100 \Omega\text{m}$ (Elvebakk & Saintot 2011). Ved en tilsvarende undersøkelse i et borehull i strandsonen ved Bjarkøy var resistiviteten i berget 1050 til $1200 \Omega\text{m}$ (Dalsegg & Elvebakk 2012). Ekstrapolering av resistivitet i grunnfjellet under Frøya-Høgda indikerte $750 \Omega\text{m}$ ved en temperatur på $90 \text{ }^\circ\text{C}$ (Rønning & Elvebakk 2005). Ved våre modellberegninger har vi benyttet en verdi på $1000 \Omega\text{m}$ som et utgangspunkt. Resistiviteten i leirsoner på land kan være ned mot 500 til $200 \Omega\text{m}$. Under sjø må det antas salt porevann, og i våre modelleringer har vi benyttet $50 \Omega\text{m}$. Tilsvarende er resistiviteten i løsmasser satt til $30 \Omega\text{m}$ som et utgangspunkt.

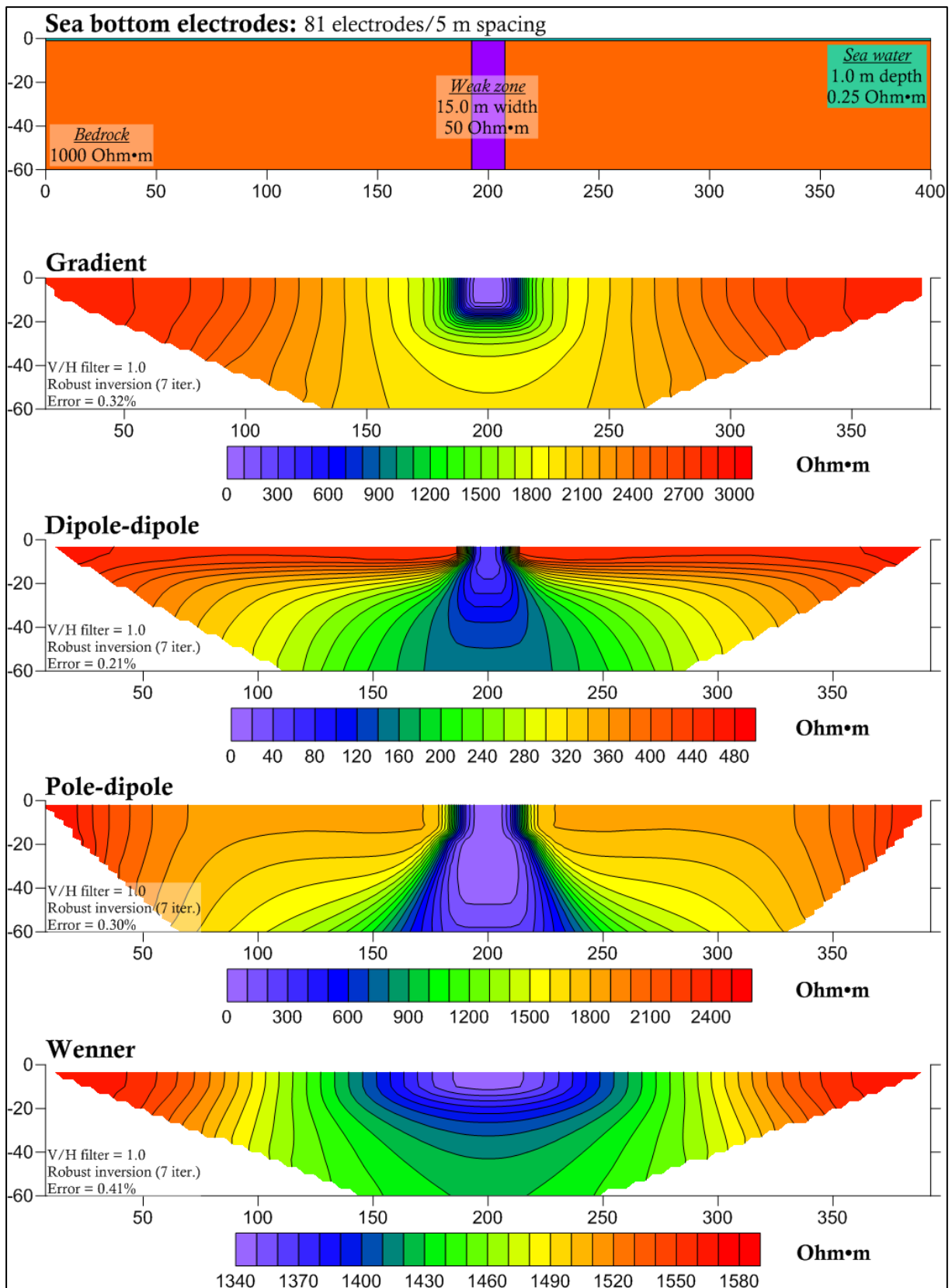
Ved denne modelleringen er syntetiske data fra definerte modeller beregnet med programmet RES2DMod ver. 3.01 (Loke 2002). Til inversjon av data er hovedsakelig programmet RES2DINV ver. 3.59 benyttet (Loke 2010). For å teste kvaliteten på inversjonene er det for enkelte modeller også foretatt inversjon med programmet DC 2D Pro ver. 0.99. Dette programmet markedsføres ikke lengre. Modellering med DC 2D Pro er ikke vist her, men finnes i Tassis mfl. (2013a) og Rønning (2021).

5.3.3 Valg av elektrodekonfigurasjon.

Resultater fra modellering av en enkel modell med elektrodekonfigurasjonene Gradient, dipol-dipol, pol-dipol og Wenner med **robust inversjon** er vist i Figur 5.12. Resistivitetsverdier og tykkelser fremgår av figuren og figurteksten. Ingen av de anvendte konfigurasjonene viser et «sant» bilde av modellen, verken når det gjelder resistivitetsnivå eller form. Dipol-dipol ser ut til å fungere best, da denne

konfigurasjonen viser de beste resistivitetsverdiene (resistiviteten i vertsbergarten ligger i intervallet 300 til over 500 Ωm og resistiviteten i sonen lavere enn 120 Ωm) I det videre arbeid blir denne konfigurasjonen benyttet som standard for å studere mulighetene ved metoden, selv om dipol-dipol måler lave signaler som gir lave signal/støy-forhold. Dette for å gi best mulige betingelser i et utfordrende miljø. Programsystemet RES2DINV benytter to forskjellige inversjonsrutiner, Robust og Standard (Loke 2010). Inversjon av den samme modellen med standard inversjon gav ikke nevneverdig avvik fra Robust inversjon som vises her.

Læringspunkt: Kartlegging av svakhetssoner i marine miljø kan være utfordrende. Dipol-dipol elektrodekonfigurasjon gir det beste bildet, og konfigurasjonen benyttes ved modelleringen, dette til tross for at konfigurasjonen spesielt ved marine undersøkelser kan ha et lavt signal-/støy-forhold.

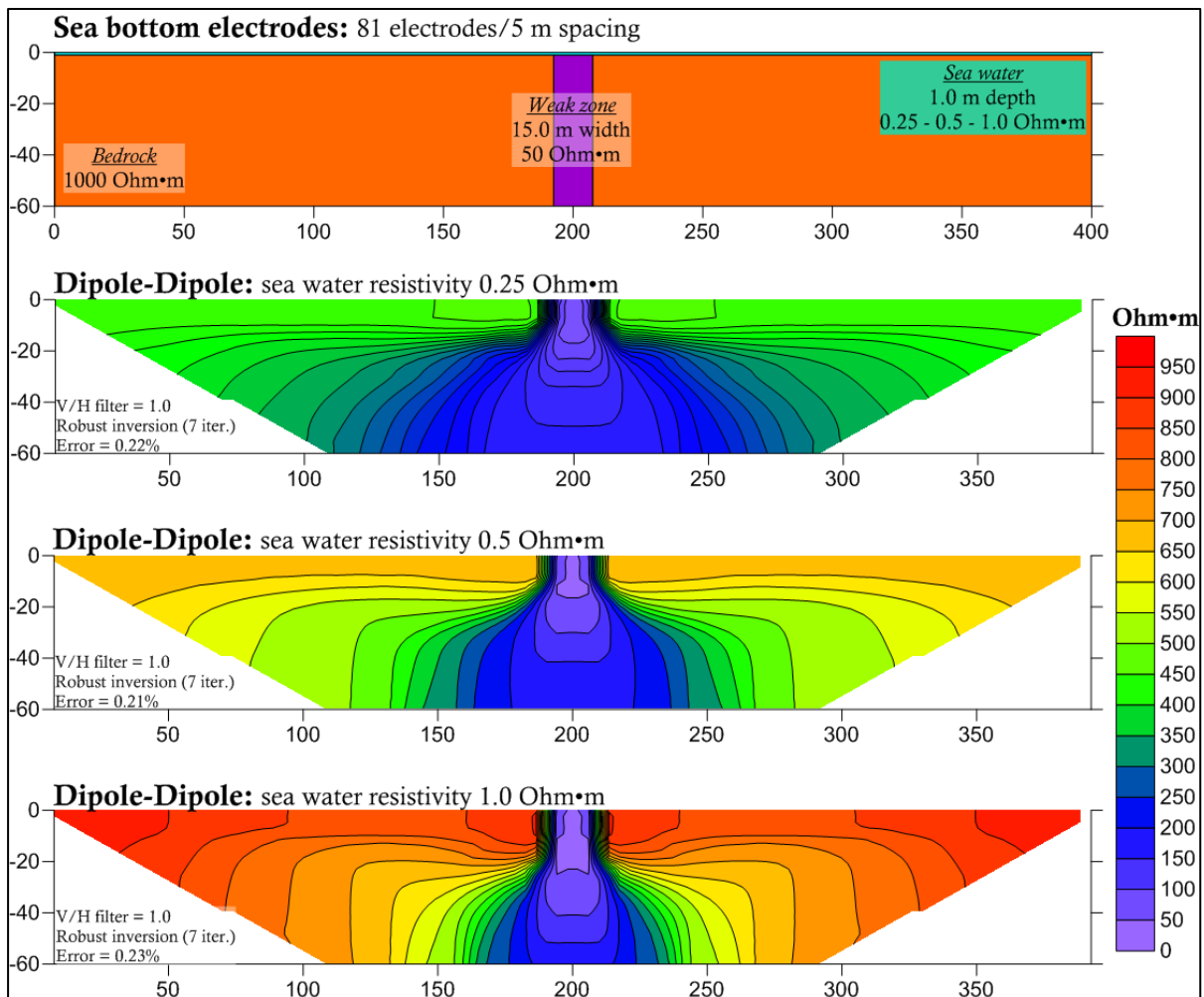


Figur 5.12: Testing av forskjellige elektrodekonfigurasjoner på en enkel modell av sprekkesone under salt sjøvann (15 m bred og resistivitet 50 Ω , resistivitet i vertsbergart 1000 Ω , 1 m sjøvann 0,25 Ω).

5.3.4 Effekten av variasjoner i sjøvannets resistivitet

Effekten av variasjoner i sjøvannets resistivitet (0,25 – 0,5 og 1,0 Ωm) er vist i Figur 5.13. Legg merke til at sjødyppet her er bare en meter, og at responsen fra sjøen er tatt bort i det inverterte bildet. Økende resistivitet i sjøvannet gir gradvis et bedre bilde av modellen, men fremdeles er det et stort sprik mellom utgangsmodellen og det bildet som avtegnes ved inversjon av de syntetiske data. Dette spriket gjelder både anomaliform og resistivitetsnivå. Bedret bilde med økende resistivitet innebærer at denne type undersøkelse bør utføres på vinteren når temperaturen i sjøvannet er på det kaldeste. Selv ved vanntemperatur 0 °C og en salinitet på 35 g/kg vil fremdeles resistiviteten i vannet være 0,35 Ωm (Tassis mfl. 2013a). Ved en salinitet på 20 g/kg og temperatur på 0 °C er resistiviteten ca. 0.6 Ωm . Dette indikerer at det er vanskelig å få et tilnærmet sant bilde av resistiviteten under sjøbunnen, men ved brakkvann er mulighetene bedre.

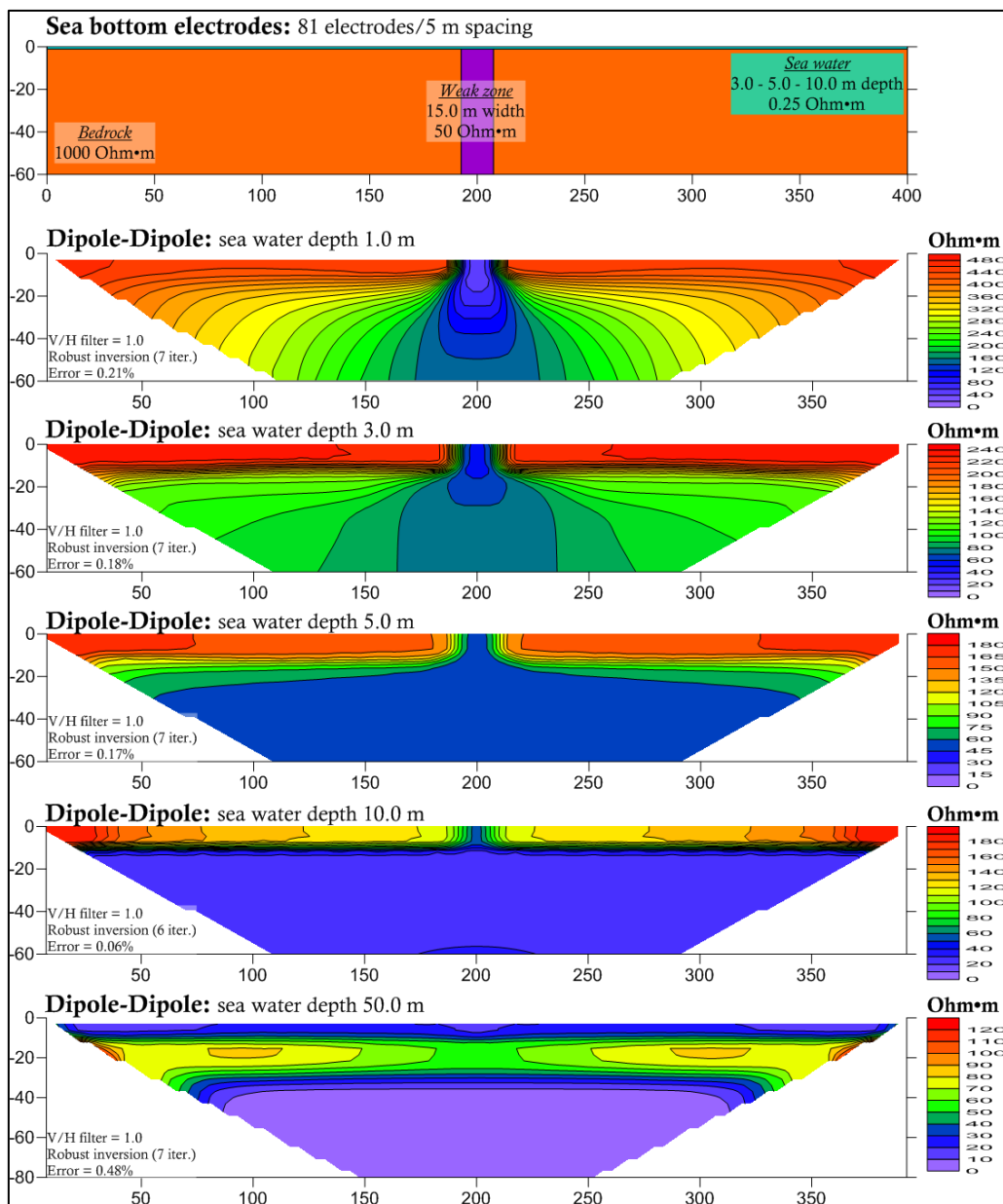
Læringspunkt: Vannets ledningsevne har stor innflytelse på mulighetene for å avbilde svakhetssoner under salt sjøvann. I brakkvann er mulighetene betydelig bedre. I ferskvann vil trolig metoden fungere, men også her med visse kunstige effekter.



Figur 5.13: Effekt av variasjoner i sjøvannets resistivitet (0.25, 0.5, 1.0 Ωm) ved dipol-dipol elektrodekonfigurasjon. Den teoretiske modellen er vist øverst i figuren.

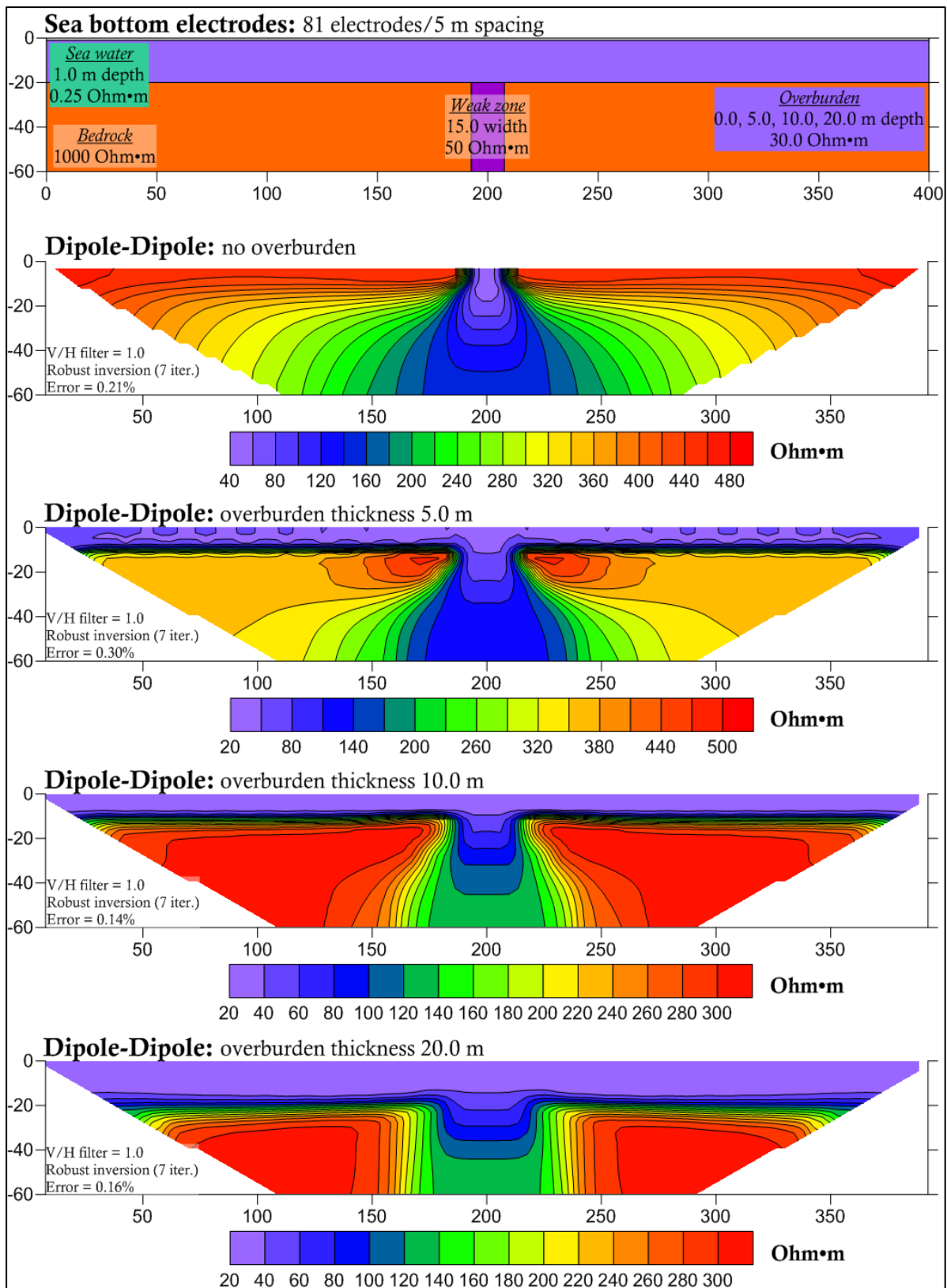
5.3.5 Effekten av variasjoner i sjødyb

Effekten av variasjoner i sjødypet (1, 3, 5, 10, og 50 meter) er vist i Figur 5.14. Den innlagte svakhetssonen kan detekteres under et sjødyb på 5 meter, men ved dyp på 10 meter og spesielt 50 meter minsker effekten. Modelleringen viser også at resistivitetsnivået endres til det ugjenkjennelige med økende sjødyb. Dette resultatet viser en meget sterk begrensning i anvendbarheten av resistivitetsmålinger i marine miljø, selv ved små sjødyb. Også her er responsen fra sjøen tatt bort.



Figur 5.14: Effekt av varierende sjødyb (1, 3, 5, 10, 50 m) ved dipol-dipol elektrodekonfigurasjon lagt ut på sjøbunnen. Den teoretiske modellen er vist øverst i figuren.

Læringspunkt: Hvor vellykket kartlegging av svakhetssoner i marine miljø er, avhenger av sjødypet, og dette bør ikke overstige 5 m. Modelleringen (Tassis mfl. 2013a) har vist at kunnskap om vannets ledningsevne og sjødyb er avgjørende for å få pålitelige resultater.



Figur 5.15: Effekt av løsmassenes tykkelse (0, 5, 10, 20 m) ved dipol-dipol elektrodekonfigurasjon på sjøbunnen. Den teoretiske modellen er vist øverst i figuren.

5.3.6 Effekten av variasjoner i løsmassetykkelse på sjøbunnen

Effekten av å introdusere økende løsmassetykkelse (0, 5, 10, 20 m) er vist i Figur 5.15. Modelleringen viser at løsmasser på sjøbunnen kan være en fordel ved resistivitetsmålinger. Avbildningen av den 15 meter brede svakhetssonen og resistivitetsnivået i sone og omgivelser kommer nærmere modellverdiene etter hvert som løsmassetykkelsen øker. Dette kan forklares ved at en sone med relativt god ledningsevne over berg trekker strøm ut fra sjøvannet, og på den måten kanalisere mer strøm ned i berget (se Figur 5.10). Bredden av den 15 m brede sonen ser imidlertid til å øke etter hvert som løsmassetykkelsen øker. Det må her påpekes at sjødyppet også ved denne modellen kun er 1 meter.

Det må også bemerkes at bildet av løsmasselaget er relativt godt, både med hensyn på resistivetsverdier (30 Ω m) og tykkelse, spesielt for 10 og 20 meter.

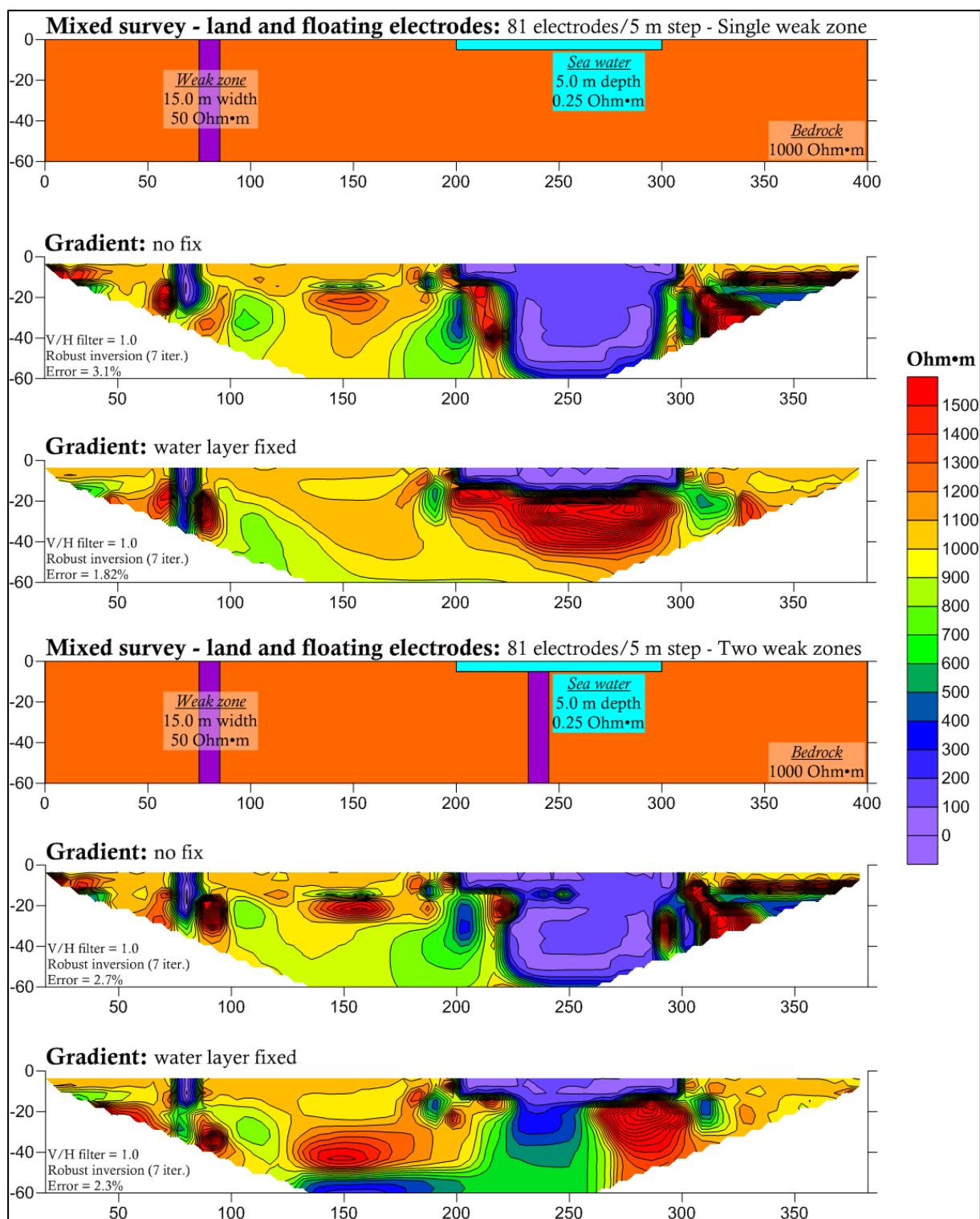
Læringspunkt: Godt ledende sedimenter på sjøbunnen kan ha en gunstig effekt på mulighetene for kartlegging av svakhetssoner i marine miljø, men bare til en viss tykkelse. Resistivetsmålinger på sjøbunnen kan gi et relativt godt bilde av løsmassenes tykkelse og resistivitet.

5.3.7 Kombinert undersøkelse med elektroder på land og i sjø

Våren 2012 ble det utført forsøksmålinger med kabelutlegg delvis i sjø på Kvitsøy nord for Stavanger (Dalsegg 2012a). Det meste av kabelutlegget på 400 meter (elektrodeavstand 5 meter) ble lagt over land, men også i korte deler som flytende elektroder og elektroder på sjøbunnen over et 60 meter bredt og ca. 4 meter dypt sund ved måletidspunkt. En ukritisk inversjon av dette profilet indikerte en svakhetszone under hele sundet (Dalsegg 2012a). Spørsmålet her er om denne indikasjonen er reell, eller om det er en kunstig effekt.

Figur 5.16 viser modellert respons fra en tilsvarende modell som i det målte profilet på Kvitsøy. Modellen består av en svakhetszone på land og et sund med 5 meter sjøvann i en bredde av 100 meter. I øverste delen av Figur 5.16 er det **ingen svakhetszone** under sundet, mens det i nederste del er lagt inn en **15 meter bred sone** med resistivitet 50 Ω m. Invertering av måledata fra Multi Gradient elektrodekonfigurasjon (samme som ved feltmålingene), uten å ta hensyn til sjøvannets tykkelse, indikerer en svakhetszone i hele sundets bredde. Den indikerte sonen strekker seg mot dyppet så langt metoden kan se (Figur 5.16 øverst), og dette synes å være en kunstig effekt. Dersom sjødyppet låses til korrekt verdi (nest øverste modellerings-resultat), indikeres ingen svakhetszone. Dette viser at det er av avgjørende betydning å kjenne sjødyppet, og låse dette ved inversjon av resistivetsdata i marine miljø. I dette tilfellet er resistiviteten i sjøvannet satt til 0,25 Ω m, noe som ser ut til å stemme i det inverterte bildet. I tilfeller der det kan være store variasjoner i vannets resistivitet (1/elektrisk ledningsevne), bør også denne kartlegges og fikseres under inversjon for å kunne få gode resultater.

Nederste del av Figur 5.16 viser resultatene fra samme modell som diskutert i avsnittet over, men her er det lagt inn en **15 meter bred svakhetszone** med resistivitet 50 Ω m under sundet. Modelling uten å fikse sjødypp indikerer en bred sone under hele sundet. Fiksering av sjødypp til korrekt verdi indikerer at det er en sone her, men at denne er bredere med lavere resistivitet enn i den opprinnelige modellen. Dette viser at det er mulig å se svakhetszone under et grunt sund, men en må altså ha data om sjødypp og sjøvannets resistivitet slik at disse parameterne kan fikseres under inversjonen. En merker seg også at resistiviteten utenom de angitte soner viser kunstige effekter.

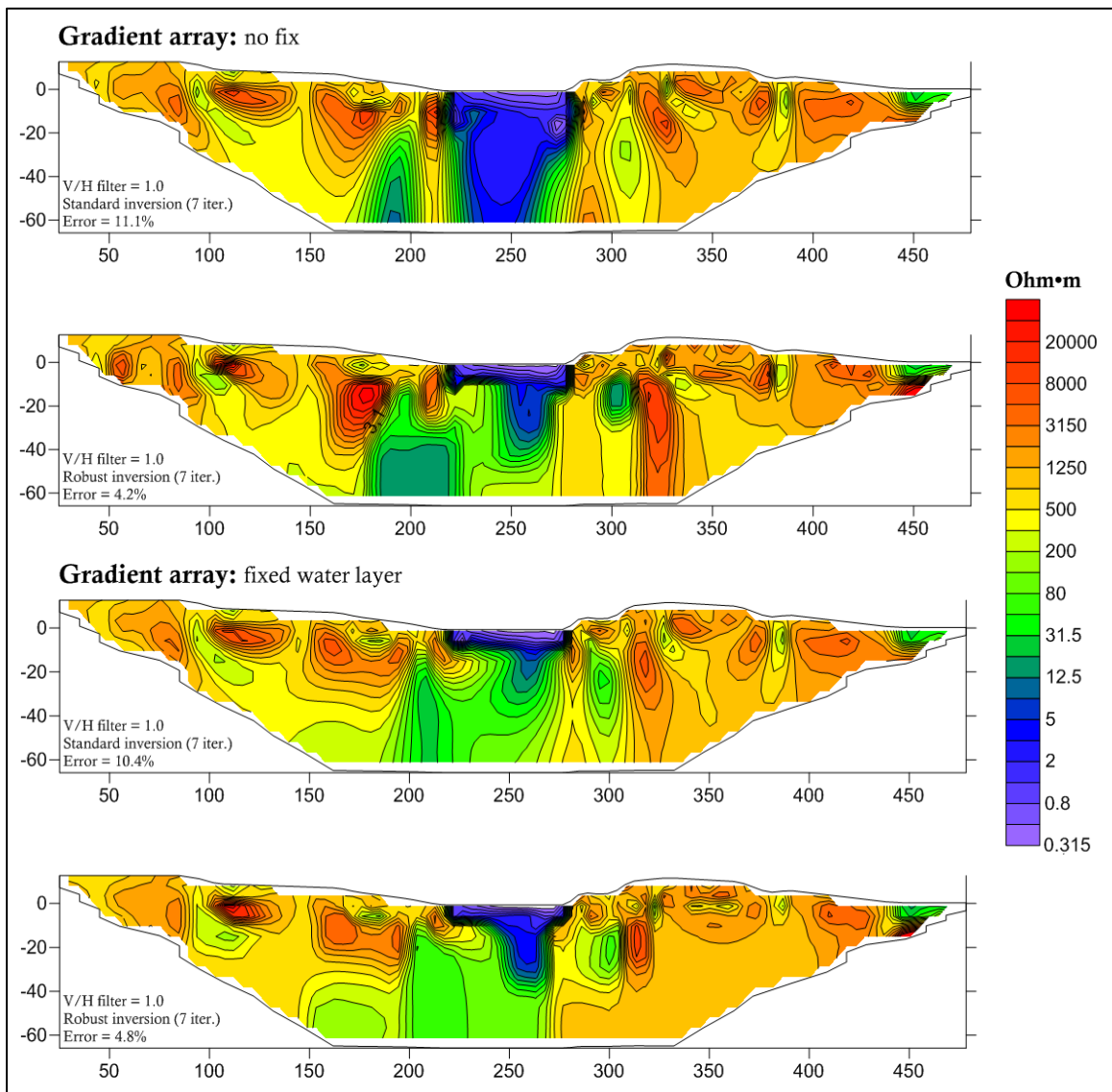


Figur 5.16: Inversjon av syntetiske data fra en sammensatt modell med en svakhetszone på land og et sund med sjøvann uten en svakhetszone (øverst) og med en svakhetszone under sjøen (nederst). Her er det benyttet Gradient elektrodekonfigurasjon med flytende elektroder i sjøen.

Modelleringen vist i Figur 4.15 (Avsnitt 4.4.7) er de samme data som i Figur 5.16. Modelleringen viste at en ved å variere dempingsfaktorer ved inversjonen, kan en «rydde opp» noe i kaoset av kunstige effekter.

5.3.8 Kombinert undersøkelse med elektrode på land og i sjø, data fra feltmålinger

Figur 5.17 viser en ny inversjon av **det målte profilet** fra Kvitsøy (Dalsegg 2012a). De to øverste bildene viser standard og robust inversjon uten å låse sjødyppet. Standard inversjon indikerer en bred sone mer eller mindre under hele sundet. Robust inversjon viser et mer nyansert bilde, men ut fra modelleringen vist i Figur 5.16 kan en ikke konkludere at det er en svakhetszone her. Ved å låse dypet av sjøvann til observert verdi (4 meter) får en fremdeles en lavere resistivitet under sundet som indikerer at det er en svakhetszone her. Modelleringen i Figur 5.16 indikerer at tykkelsen av denne sonen trolig er mindre enn ved robust inversjon vist i Figur 5.17. Dette eksemplet viser også at en skal være svært forsiktig med å tolke svakhetssoner i marine miljø om en ikke kjenner dypet av og resistiviteten i sjøvannet.



Figur 5.17: Ny inversjon av de målte data fra profil 5 på Kvitsøy. Fra toppen; Standard inversjon uten fiksering av sjødypp, Robust inversjon uten fiksering av sjødypp, Standard inversjon med fiksering av sjødypp og Robust inversjon med fiksering av sjødypp (4m) (Data fra Dalsegg 2012a).

Læringspunkt: Inversjon av data fra en sammensatt syntetisk modell bekrefter at det er avgjørende å fikse sjødypp og vannets resistivitet ved inversjonen. Ved inversjon av reelle data fra feltundersøkelser er det absolutt nødvendig å ha kunnskap om sjødypp og vannets resistivitet og fikse disse ved inversjonen for å kunne få pålitelige resultater.

5.3.9 Modellering av resistivitet i marine miljø, oppsummering

Resistivetsmålinger i marine miljø er en utfordring. Årsaken til dette er at det meget godt ledende saltvannet tiltrekker seg det aller meste av strømmen og svært lite vil gå ned i berget der svakhetssonen ligger.

Modelleringen av svakhetssoner i marine miljø har vist at konfigurasjonene dipol-dipol og Gradient har gitt den beste reproduksjonen av de modeller som er testet. Dipol-dipol vil ofte gi lave målesignal og multi gradient elektrodekonfigurasjon er derfor å foretrekke i praksis.

Ved resistivetsmålinger i marine miljø er det av avgjørende betydning å kjenne resistiviteten i vannet og batymetrien, slik at dette kan fikseres ved inversjon av målte data. Høyere resistivitet i sjøvannet kan gi bedre betingelser for resistivetsmålinger. Ferskvann og brakkvann gir bedre respons enn saltvann, og målinger om vinteren med lavest mulig vanntemperatur kan være en fordel. Modelleringen viste også at for å få et godt bilde av en svakhetszone, bør elektrodeavstanden være 1/3 av svakhetssonens bredde (Tassis mfl. 2013). Dette betyr i praksis at en ikke bør benytte større elektrodeavstand enn 5 m ved undersøkelser i felt.

Løsmasser på sjøbunnen kan bidra til at strøm trekkes fra sjøvannet og ned i undergrunnen. Modelleringen indikerer at dette kan gi noe bedre respons på svakhetssoner.

Ved dette modelleringsarbeidet visste vi at vi hadde en utfordring, og har forsøkt å finne gunstige betingelser for å oppnå gode resultater. Det er fortrinnsvis benyttet den elektrodekonfigurasjon som gav beste respons ved den innledende modellering (dipol-dipol), selv om denne ikke blir benyttet ved målinger i felt. Det er fokusert på elektroder plassert på sjøbunnen som gir beste resultat. Det er lagt vekt på å finne sannsynlige verdier for resistivitet både i sjøvann, løsmasser, vertsbergart og svakhetssoner. Modellene har vært enkle og uten «geologisk støy» (komplisert geologi). Det er ikke lagt støy på de syntetiske data, noe som er vanlig ved denne type modellering for å simulere målefeil og tilfeldig støy. Til tross for at en har benyttet så gode betingelser for inversjonen som mulig, viser det seg at resistivetsmålinger i marine miljø for kartlegging av svakhetssoner i berg vil være utfordrende.

Læringspunkt: Med forbehold om at de resistivetsverdier vi her har benyttet er hva en finner i naturen, må det konkluderes med at for sjødyb større enn 5 meter er det svært vanskelig å få frem informasjon om svakhetssoner i berg, selv under gunstigste betingelser.

5.4 Modellering av mulig kvikkleire

NGU har også arbeidet mye med kartlegging og karakterisering av leire ved bruk av resistivetsmålinger (Solberg mfl. 2010 og referanser i denne). Som en del av dette arbeidet er det foretatt modelleringer som har resultert i en omfattende rapport (Reiser mfl. 2010). I denne rapporten er det modellert i alt 296 modeller med elektrodekonfigurasjonene dipol-dipol (DD), multi gradient (MG), pol-dipol (PD) og Wenner (W). Totalt er det utført 1184 enkeltmodelleringer. Alt dette for å forstå muligheter og begrensninger ved kartlegging og karakterisering av marine leiravsetninger. I dette avsnittet vises et utvalg av de modelleringer som er utført for å se på ulike effekter av elektrodekonfigurasjoner, lagtykkelser, resistivetsvariasjoner m.m. Det er konsekvent benyttet **elektrodeavstand 5 m.**

Følgende **resistivetsverdier** er benyttet for de involverte materialtypene (jfr. Solberg mfl. 2010):

Salt intakt leire: 1 og 5 Ωm	Mulig kvikkleire: 30 og 50 Ωm
Tørrskorpeleire: 100, 150 og 300 Ωm	Morene: 300 Ωm
Tørr morene eller sand/grus: 300 og 800 Ωm	Berg: 5000 Ωm .

5.4.1 Valg av elektrodekonfigurasjon

For å se hvordan forskjellige elektrodekonfigurasjoner svarer på forskjellige modeller, er alle modellene modellert med alle de fire elektrodekonfigurasjonene DD, MG, PD og W (se Figur 4.1). Figur 5.18 viser et eksempel på hvordan disse konfigurasjonene svarer på en enkel modell med tørrskorpeleire (2m, 100 Ωm) over mulig kvikkleire (28 m, 30 Ωm) som igjen ligger over berg på dyp 30 m (5000 Ωm). Her er det bare benyttet standard inversjon.

Alle konfigurasjonen unntatt PD indikerer det 2 m tykke topplaget med resistivitet 100 Ωm , riktignok med noe større tykkelse og lavere resistivitet (60 – 80 Ωm). En kortere elektrodeavstand (< 5m) ville nok gitt et bedre resistivetsnivå i laget, men dette ville da gått på bekostning av dybderekkevidden. Laget med mulig kvikkleire (28 m tykt og 30 Ωm) indikeres ved alle konfigurasjonene med grønne resistivetsverdier (33 $\Omega\text{m} \pm$). Overgangen til berg (5000 Ωm) skjer gradvis med en relativt slak gradient. Robust inversjon ville nok ha komprimert denne gradienten noe, men den kan ikke fjernes helt som vi senere skal se.

Nederst i profilet opptrer resistivetsverdier større enn ca. 1000 Ωm som da er en indikasjon på at en ser berg. Overgangen til berg opptrer nær konstant ved ca. 80 Ωm for DD-konfigurasjonen, noe undulerende ved ca. 80 Ωm for MG-konfigurasjonen, noe undulerende ved ca. 190 Ωm for PD-konfigurasjonen og relativt konstant ved ca. 80 Ωm for W-konfigurasjonen. En legger her merke til at bergartsgrensen ligger på betydelig mindre resistivetsnivå enn den virkelige resistiviteten i bergarten (5000 Ωm).

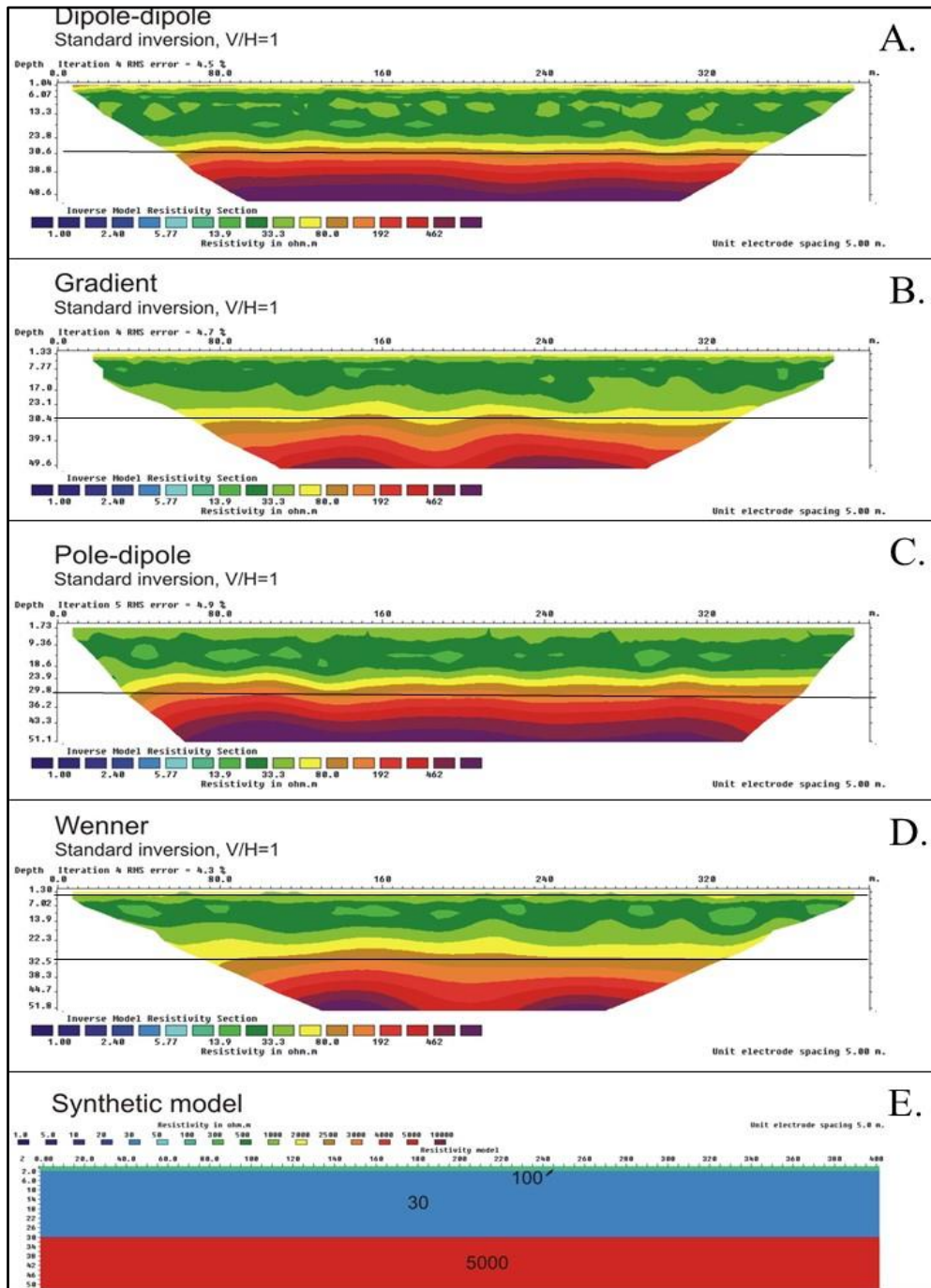
Konfigurasjonen DD og PD viser det høyeste resistivetsnivået i de dypeste delene av profilet (> 1000 Ωm), noe som skyldes noe større dybderekkevidde. De to andre konfigurasjonene (MG og W) når også stedvis opp mot 1000 Ωm .

Læringspunkt: Det to meter tykke overflatelaget indikeres ved tre av de fire konfigurasjonene, men med for stor tykkelse og for lav resistivitet. Dette skyldes en for stor elektrodeavstand i forhold til tykkelsen. Alle de fire konfigurasjonen viser i hovedsak nær korrekt resistivitet i laget med mulig kvikkleire (33 $\Omega\text{m} \pm$), men resistivetsgradienten som skyldes underliggende berg gir noe høyere verdier i nederste delen av dette laget. Overgangen til berg kommer på et betydelig lavere resistivetsnivå (80 – 200 Ωm avhengig av konfigurasjon) enn den virkelige verdien på 5000 Ωm . Dette er noe en alltid må huske ved geologisk tolking av resistivetsprofiler.

DD-konfigurasjonen viste kanskje det beste bildet av den aktuelle modellen, men siden denne konfigurasjonen kan være beheftet med en del støy, er den ikke å anbefale. PD-konfigurasjonen avdekte ikke førstelaget, med ga ellers et relativt godt bilde av den teoretiske modellen. W-konfigurasjonen gav også et relativt godt bilde av den teoretiske modellen, men for denne konfigurasjonen vet vi at den laterale oppløsningen kan være noe dårligere. Derfor er MG-konfigurasjonen å foretrekke, og videre modellstudier vil bare vise resultater med denne konfigurasjonen. Resultater med de andre konfigurasjonene kan studeres i den opprinnelige rapporten (Reiser mfl. 2010).

5.4.2 Modellering av mulig kvikkleire over salt leire

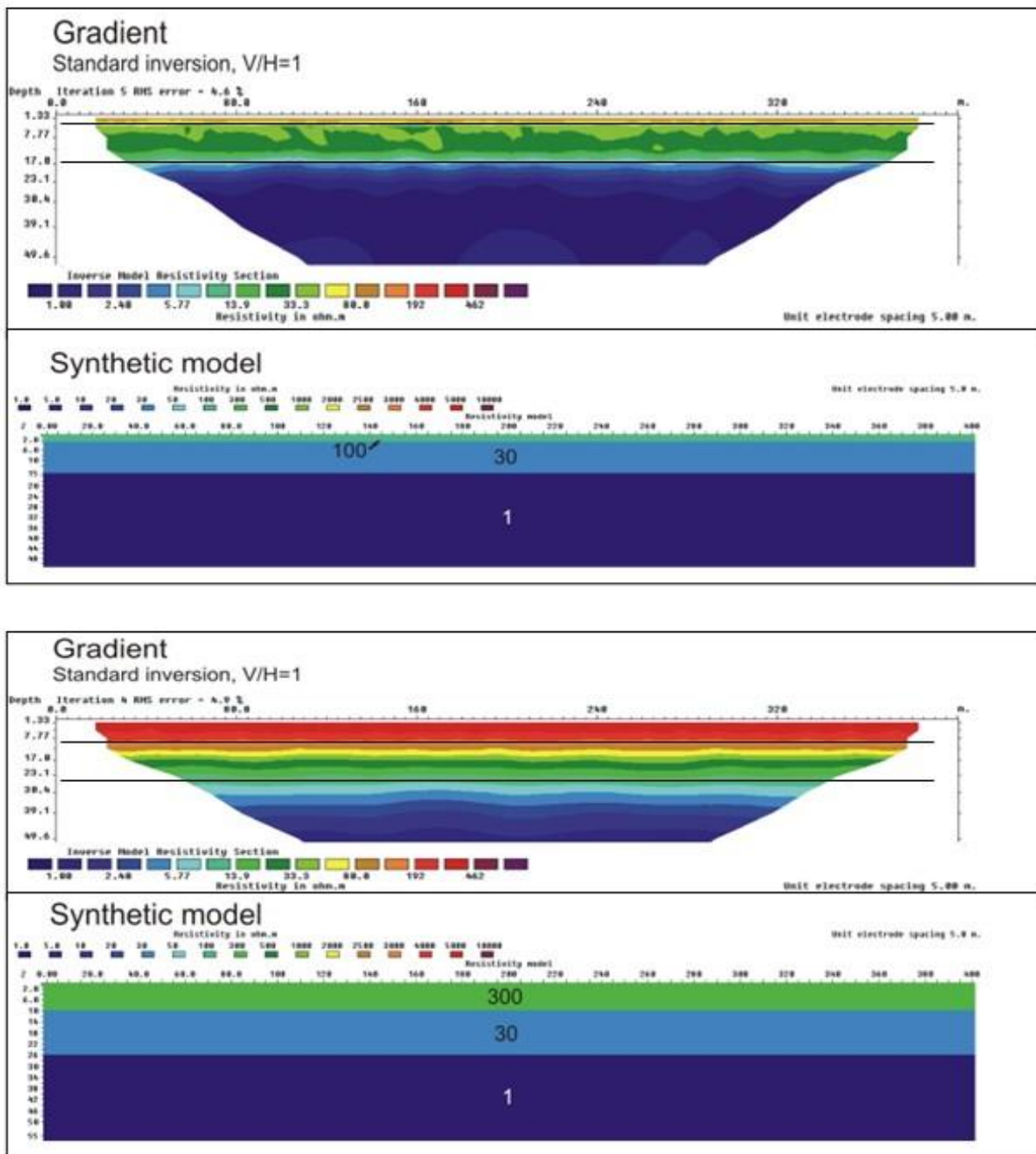
Figur 5.19 viser resultater for modellering der første laget representerer tørrskorpeleire, 3 m med resistivitet 100 Ωm (øverst) og 10 m med resistivitet 300 m (nederst). Den første modelleringen gir et meget godt bilde av den teoretiske modellen. Et topplag som er ca. 3m tykt og med resistivitet rundt 80 Ωm . Avviket kan skyldes noe stor elektrodeavstand i forhold til, lagets tykkelse. Det 12 m tykke laget av mulig kvikkleire avtegnes korrekt geometrisk, og resistiviteten varierer rundt 33 Ωm . Det tredje laget med resistivitet 1 Ωm avtegnes nesten utelukkende med resistiviteter lavere enn 2 Ωm .



Figur 5.18: Modellering av tørrskorpeleire (2m, 100 Ωm) og mulig kvikkleire (28 m, 30 Ωm) over berg (5000 Ωm) med elektrodekonfigurasjonene DD, MG, PD og W. Grensen mellom mulig kvikkleire og berg på dyp 30 m er angitt med sort strek. (Data fra Reiser mfl. 2010).

I den andre modellen (Figur 5.19 nederst) er bildet noe mer nyansert. Det første laget (10 m med resistivitet 300 Ωm) vises med resistiviteter som varierer mellom 190 og 460 Ωm , noe som stemmer bra. På grunn av den store resistivitetskontrasten i den teoretiske modellen (300/30) blir overgangen til lag to mer gradvis. Det samme gjelder også overgangen til det tredje laget der resistivitetskontrasten er (30/1). Resistiviteten mellom de angitte laggrensene varierer derfor noe mer, men i hovedsak varierer resistiviteten lag to rundt 30 Ωm og resistiviteten i det tredje laget ned mot 1 Ωm i nederste del.

Læringspunkt: Med moderate resistivitetskontraster kan resistivitetsmålinger gi et godt bilde av undergrunnen. Ved større kontraster kan overgangene mellom lagene bli mer utflytende.

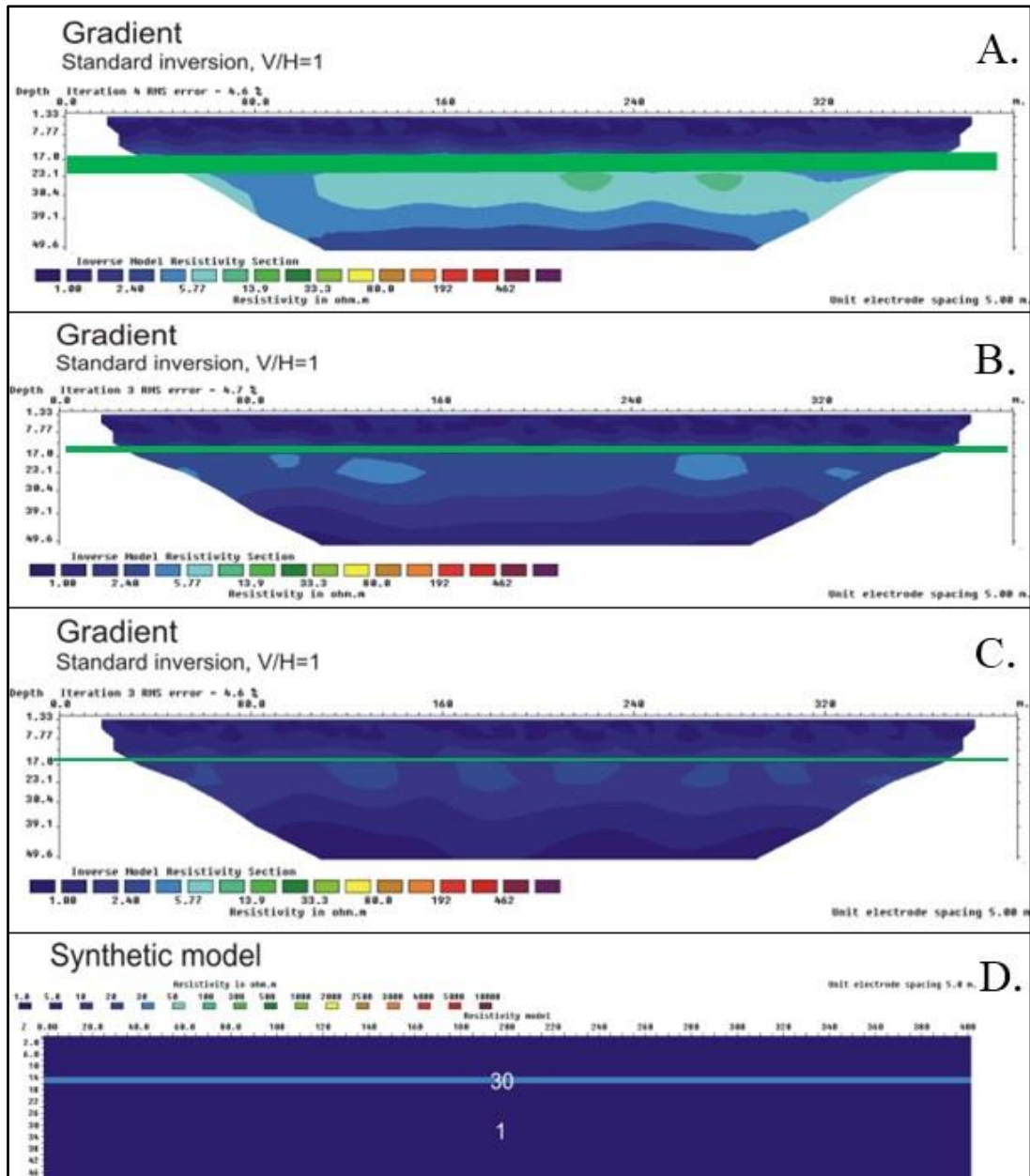


Figur 5.19: Modellering øverst av tørrskorpeleire (3m, 100 Ωm) over mulig kvikkleire (12m, 30 Ωm) over meget salt intakt marin leire (1 Ωm) og nederst (10m, 300 Ωm) over mulig kvikkleire (14m, 30 Ωm) over meget salt intakt marin leire (1 Ωm). (Data fra Reiser mfl. 2010).

5.4.3 Påvisning av kvikkleirelag i salt intakt leire

Dersom det opptrer kvikkleire i et område, kan selv tynne lag gjøre området ustabil. Et viktig spørsmål ved kvikkleireundersøkelser er derfor; Hvor tynne lag kan påvises?

Figur 5.20 viser tre eksempler der et mulig kvikkleirelag med resistivitet $30 \Omega\text{m}$ ligger inne i en intakt marin leire med resistivitet $1 \Omega\text{m}$. Det mulige kvikkleire laget ligger på dyp 14 m og tykkelsen er 5 m, 2 m og 1m.



Figur 5.20: Modellering av mulig kvikkleire ($30 \Omega\text{m}$) inne i meget salt leire ($1 \Omega\text{m}$). A) 5 m med mulig kvikkleire, B) 2 m med mulig kvikkleire, C) 1 m med mulig kvikkleire og D) den syntetiske modellen (Data fra Reiser mfl. 2010).

Ved 5 meters tykkelse (Figur 5.20A) indikeres laget klart, men resistiviteten ligger i hovedsak i intervallet fra 5 til $13 \Omega\text{m}$, og responsen ligger dypere enn det virkelige dypet. Ved tykkelse 2 m (Figur 5.20B) indikeres laget svakt, men med alt for lave resistivitetsverdier, og på et for stort dyp. Ved tykkelse 1m gir dette kvikkleirelaget nesten ingen respons, og vil være vanskelig å påvise i et profil med

«geologisk støy». Dersom det var berg under «kvikkleirelaget» ville det ikke være mulig å se laget på grunn av suppresjon (Avsnitt 3.4.2).

Læringspunkt: Mulige lag av kvikkleire i en ellers intakt salt leire vil være vanskelig å påvise om ikke laget er tykkere enn 5 m.

5.4.4 Modellering av lag som kiler ut

Ofte kan en ha lag som kiler ut og da kan det være greit å se hvordan dette avbildes. Figurene 5.21, 5.22 og 5.23 viser eksempler på dette. Som vi tidligere har sett, kan de to inversjonsrutinen Standard og Robust gi forskjeller i det inverterte bildet, og likedan kan vertikal/horisontal filtrering gi forskjellige bilder. Med store resistivitetsvariasjoner kan det være en utfordring å presentere data med en fargeskala som viser alle nyansene i informasjonen som ligger i det inverterte bilde, og presentasjon av data med forskjellig fargeskala kan være nyttig. Kort fargeskala går fra 1 Ωm opp til ca. 1000 Ωm , mens den lange fargeskalaen går fra 1. Ωm til ca. 10000 Ωm . For å vise hvordan disse parameterne påvirker de inverterte bildene er modellene i de tre nevnte figurene presentert som vist i Tabell 5.2:

Tabell 5.2: Inversjonsrutine, V/H-filter og fargeskala for figurbildene A, B, C og D i Figurene 5.21, 5.22 og 5.23.

Figur	Inversjonsrutine	V/H-filter	Fargeskala
A	Standard	1	Kort
B	Robust	1	Kort
C	Robust	0,5	Kort
D	Robust	0,5	Lang

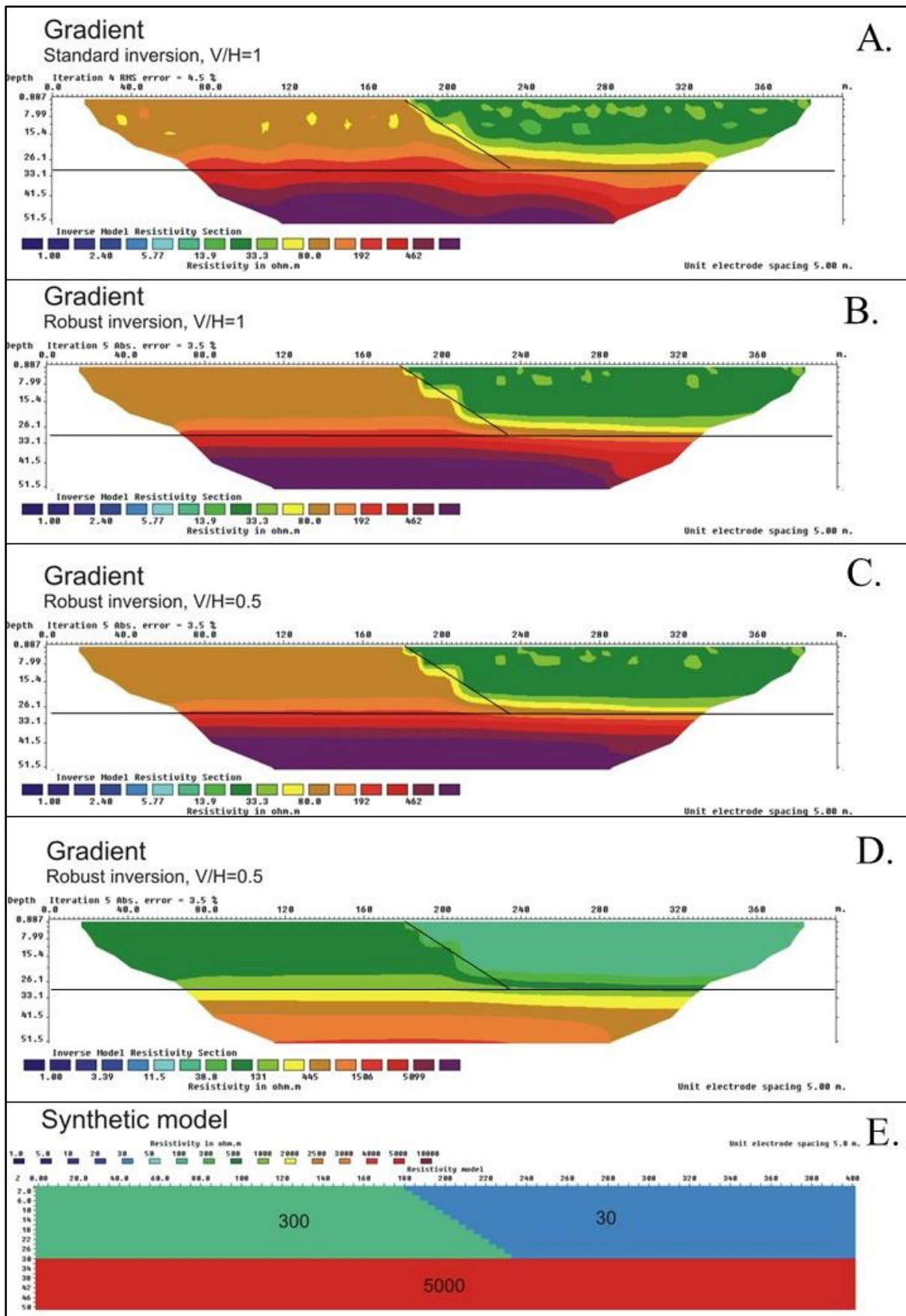
De tre valgte modellene er bare eksempler. Dersom en vil studere dette nærmere, henledes oppmerksomheten til den originale rapporten (Reiser mfl. 2010).

Den teoretiske modellen i **Figur 5.21** består mulig kvikkleire (30 m, 30 Ωm) som kiler ut mot et morenelag (30m, 300 Ωm) over berg (5000 Ωm). Det er ikke lagt inn et lag av tørrskorpeleire i denne modellen. For å lette tolkingen er laggrensene fra den teoretiske modellen tegnet inn på de inverterte bildene. Standard inversjon (Figurene 5.21A) viser en glatt overgang mellom den mulige kvikkleira og morenelaget på riktig sted. Resistiviteten i den mulige kvikkleira stemmer godt (varierer rundt 33 Ωm). Resistiviteten i morenelaget er noe lavere enn 300 Ωm (ca. 80 – 190 Ωm).

Robust inversjon med V/H= 1 (Figur 5.21B) viser hovedsakelig de samme strukturene med de samme resistivitetsverdiene som ved Standard inversjon. Robust inversjon viser mer stabile resistivitetsverdier sammenlignet med Standard inversjon. Overgangen mellom den mulige kvikkleira og morenelaget skjer stegvis, som er typisk ved Robust inversjon, og på riktig sted. Overgangen til berg ligger nær konstant på ca. 190 Ωm .

Overgangen til berg er noe mer undulerende ved Standard inversjon sammenlignet med den Robuste. Bergoverflaten ligger i en gradient, og undulerer rundt ca. 300 Ωm ved V/H=1 (Figur 5.21A), noe mer konstant ved V/H= 0,5 (Figur 5.21B), men dette har ikke avgjørende betydning for tolkingen.

Resistiviteten nederst ved den korte fargeskalaen (Figurene 5.21A, -B og -C) indikeres som større enn ca. 1000 Ωm , men her er fargeskalaen åpen. Ved å benytte lang fargeskala (Figur 5,21D) nyanseres resistivitetsbildet noe mer for høye resistivitetsverdier, og her ser en at resistiviteten ikke når opp til modellens verdi på 5000 Ωm .



Figur 5.21: Modellering av en noe mer komplisert modell, mulig kvikkleire (30 m, 30 Ω m) som kiler ut mot et morenelag (30 m, 300 Ω m) over berg (5000 Ω m). (Data fra Reiser mfl. 2010).

I **Figur 5.22** er den teoretiske modellen mer komplisert. Det introduseres et lag med tørrskorpeleire (2m, 100 Ω) over et mulig kvikkleirelag med resistivitet 30 Ω m. I starten av profilet er dette laget 12 m tykt, men dette øker til 32 m. I tillegg er det også her lagt inn et lag med morene (20m, 300 Ω m) og det hele hviler på berg (5000 Ω m).

Tørrskorpelaget vises klart på de tre første bildene (Figurene 5.22A, -B og -C), men laget er tykkere enn 2m og resistiviteten lavere enn 100 Ω m. Årsaken til dette er elektrodeavstanden (5 m) som burde vært mindre (2 m eller enda mindre) for å kunne gi en god avtegnning av dette overflatelaget. Laget er ikke borte med den lange fargeskalaen (Figur 5.22D), med den alternative fargeskalaen viser få nyanser i det aktuelle resistivitetsnivået.

Det mulige kvikkleirelaget med resistivitet 30 Ω m avtegnes hovedsakelig med «grønne» resistivitetsverdier dvs. rundt 33 Ω m, og med riktig form. På grunn av den gradvise overgangen til resistiviteten i berg, vil også høyere resistivitetsverdier falle innenfor «kvikkleirelaget». Det er ikke vesentlige forskjeller mellom Standard inversjon vs. Robust inversjon, og heller ikke ved V/H-filter 1 vs. 0,5.

Ved lang fargeskala endres bildet tilsynelatende, men dette er selvsagt en effekt av fargeintervallene. Som i Figur 5.21D viser Figur 5.22D et mer nyansert resistivitets bilde i berg, men i dette tilfellet kan en ikke se morenelaget med resistivitet 300 Ω m. Dette er et typisk bilde på undertrykkelse diskutert under VES (se avsnitt 3.5.2).

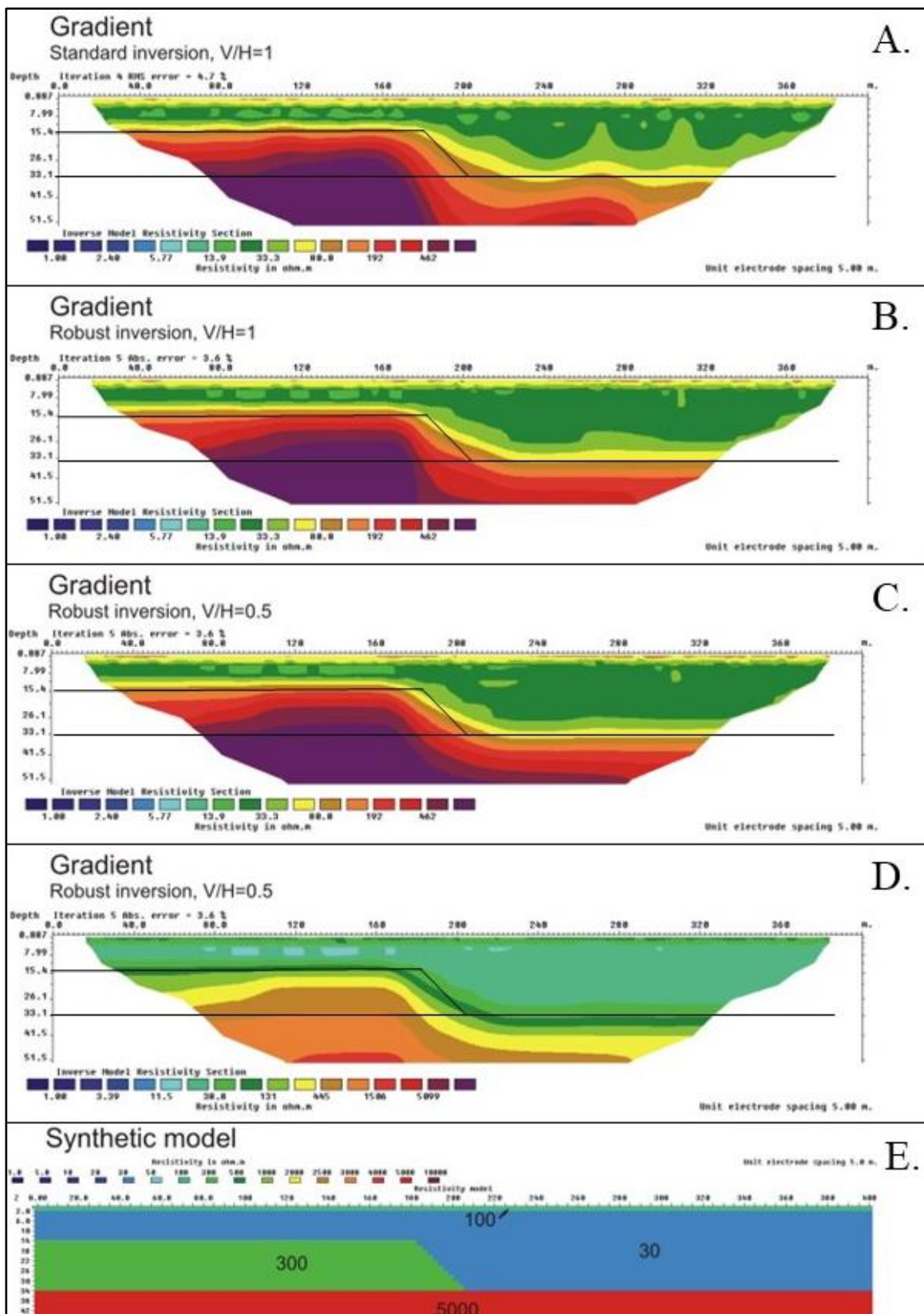
I **Figur 5.23** er den teoretiske modellen endret noe mer. Topplaget av tørrskorpeleire har tykkelse 3 m og resistiviteten er 150 Ω m. Laget med mulig kvikkleire har resistivitet 50 Ω m og er 30 m tykt. Morenelaget er skiftet ut med et noe tørrere lag med tykkelse 30 m og resistivitet 800 Ω m. Det hele hviler også her på berg med resistivitet 5000 Ω m.

Det noe tykkere topplaget med tørrskorpeleire viser et mer korrekt bilde (ca. 3m tykt og resistivitet mellom 80 og 190 Ω m). Årsaken til dette er at tykkelsen passer bedre til en elektrodeavstand på 5 m. Laget med mulig kvikkleire (50 Ω m) viser resistivitetsverdier hovedsakelig mellom 30 og 80 Ω m, og lagets form stemmer bra.

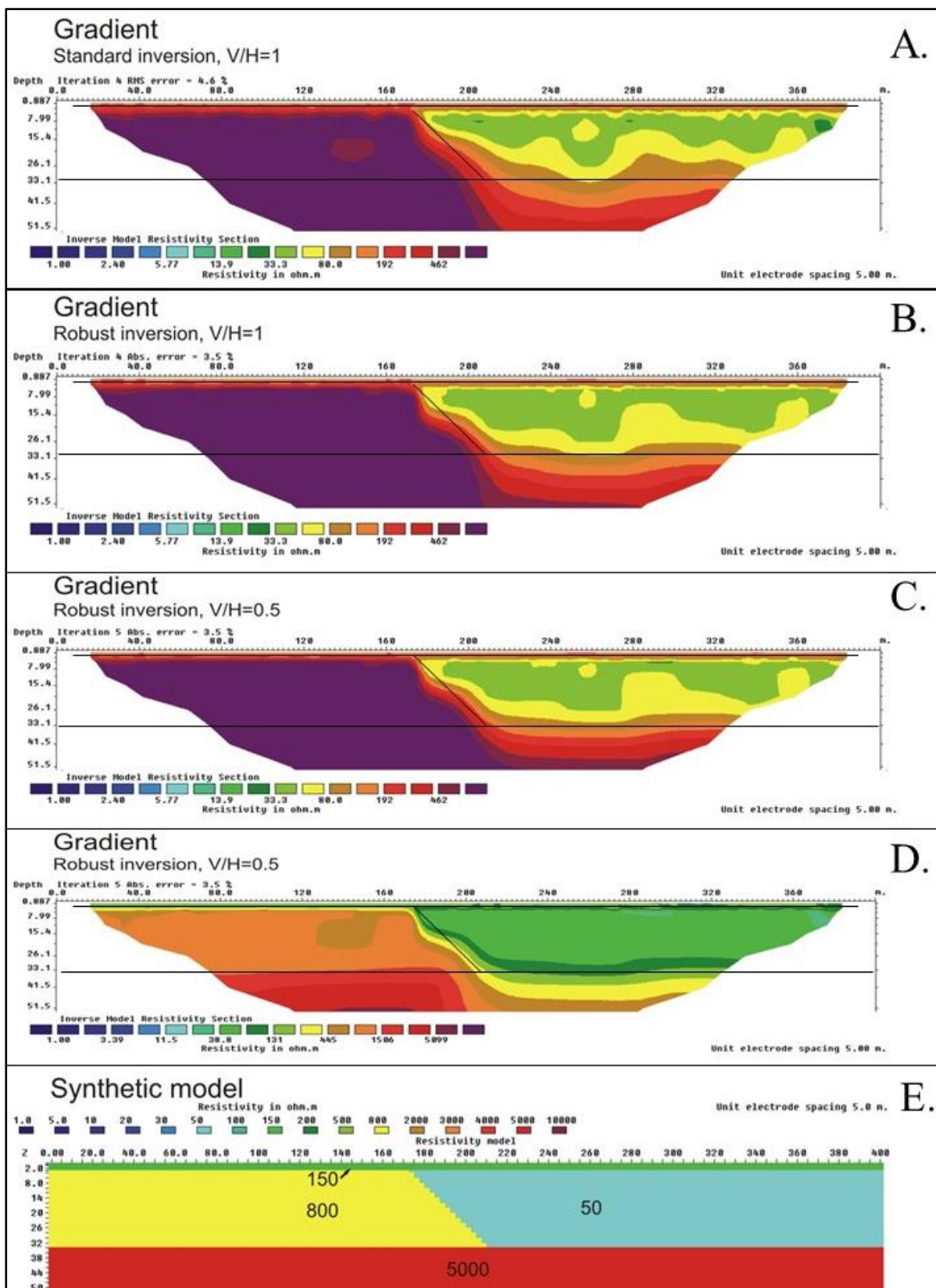
Laget med resistivitet 800 Ω m er ikke mulig å skille fra berg i presentasjonene med kort fargeskala (Figurene 5.23A, -B og -C). Ved lang fargeskala (Figur 5.23D) fremstår det tenkte noe tørrere laget med resistiviteter mellom 445 og 1500 Ω m, og det skiller seg ut fra berg som her viser resistivitetsverdier større enn 1500 Ω m. Dette dokumenterer viktigheten av å benytte forskjellige fargeskalaer for å fange opp nyanser i de inverterte resistivitetsbildene.

En annen detalj som er verdt å merke seg er at berg har resistivitet større enn 1500 Ω m under laget med resistivitet 800 Ω m, men mindre enn 1500 Ω m, ja ned mot 445 Ω m under «kvikkleirelaget» med resistivitet 50 Ω m. Årsaken til dette er at det bedre ledende laget fanger strømmen slik at mindre strøm går dypere og ned i berget. Se også avsnittene 5.2.6 og 5.2.7. Eksemplet viser at en må ha god kunnskap om metodens virkemåte for å kunne gi gode tolkinger.

Læringspunkter: Resistivitetmålinger kan avdekke lag som kiler ut mot et annet lag. Resistivitetsnivået i de enkelte lagene kan stemme meget bra, men kan også avvike noe avhengig av omgivelsene. Ved lagdelte modeller vil resistiviteten gi gradvise overganger og dette gjør at bergoverflaten kan ligge på resistivitetsverdier på ca. 200 Ω m, og i noen sammenhenger enda lavere. Elektrodeavstand på 5 m gir en maksimal dybderekkevidde på ca. 60 m ved Lund-systemet. Dette er gunstig for undersøkelser av mulig kvikkleire, men ved tynne topplag (3 m eller mindre) bør elektrodeavstanden være mindre (2m). Hvilken fargeskala som benyttes ved presentasjonen av inverterte resistivitetsprofiler kan være avgjørende for hvilke detaljer som kommer frem. Alternative fargeskalaer bør derfor testes.



Figur 5.22: Modellering av komplisert teoretisk modell, tørrskorpeleire (2m, 100 Ω m) over mulig kvikkleire (12 og 32 m, 30 Ω m), morene (20 m, 300 Ω m) over berg (5000 Ω m). (Data fra Reiser mfl.2010).



Figur 5.23: Modellering av komplisert teoretisk modell, tørrskorpeleire (3m, 150 Ω m) over mulig kvikkleire (30 m, 50 Ω m) som kiler ut mot tørr morene (20 m, 800 Ω m) over berg (5000 Ω m). (Data fra Reiser mfl.2010).

6. SELV-POTENSIAL (SP)

Selv-potensial-metoden (SP-metoden) er også en elektrisk metode, men her benyttes ingen strømkilde. På engelsk kalles metoden *Self Potential* eller *Spontaneous Potential*. Metoden går ut på å kartlegge potensialforskjeller i bakken som dannes ved en eller annen naturlig prosess. Metoden er ikke ny, for allerede i 1830 ble metoden benyttet ved malmundersøkelser i Cornwall (UK) (Reynolds 2011). Siden 1922, da Schlumberger introduserte ikke-polariserbare elektroder, har metoden vært mye benyttet ved malmundersøkelser. Som nevnt i Avsnitt 1.1 ble de første SP-målingene i Norge utført i 1946.

6.1 Anvendelser for SP (Motivasjon)

Det er en rekke anvendelsesområder også for SP-målinger som vist i tabell 6.1.

Tabell 6.1: Anvendelsesområder for SP-målinger (Delvis fra Reynolds 2011).

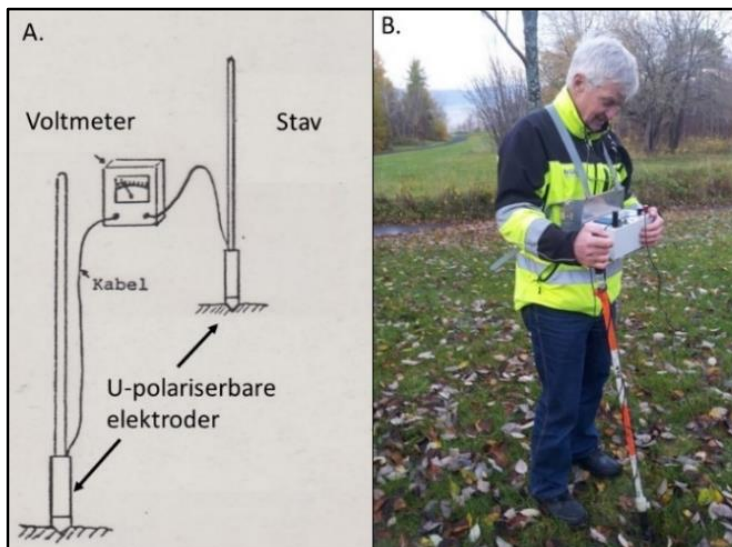
Tema	Kommentar
Malmundersøkelser	Kartlegging av elektronledende mineraler (sulfider, jernoksider, grafitt)
Oljeundersøkelser	Logging av borehull
Ingeniørgeologi	Lekkasjer i dammer, geotermisk energi
Hydrogeologi	Kartlegging av grunnvannstrømmer
Generell kartlegging	Kartlegging av kvartsårer, pegmatitter, skjærsoner og forkastninger
Geohasard	Varsle jordskjelv og vulkanutbrudd

I Norge er nok leting etter elektronledende mineraler (malmer) og logging av oljebrønner de mest utbredte anvendelsene. Kartlegging av lekkasjer i dammer er forsøkt (Torleif Dahlin, personlig meddelelse) og det er også gjort forsøk med kartlegging av vannstrømming ved prøvepumping av grunnvannsbrønn (Veslegard & Rueslåttén 1984, Rønning 1985). Dessverre må en si at disse undersøkelsene ikke har vist pålitelige resultater som vi senere skal se.

Internasjonalt er metoden benyttet ved undersøkelser for geotermisk energi, kartlegging av kvartsårer/pegmatitter, skjærsoner og forkastninger. I områder hvor jordskjelv og vulkanutbrudd forekommer hyppig, er metoden benyttet til å varsle slike hendelser.

6.2 Utførelse av SP-målinger

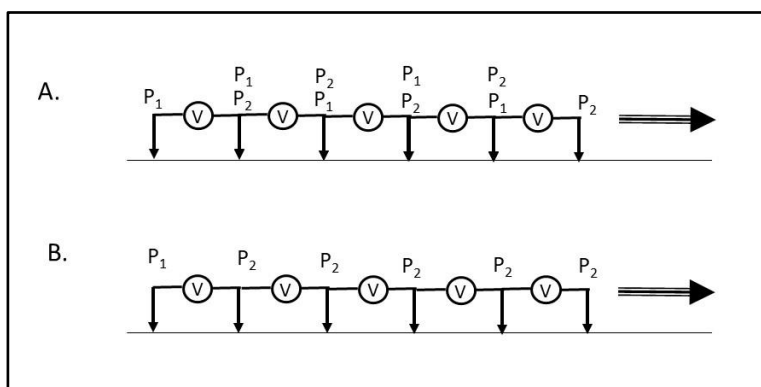
SP-målinger er enkle å utføre, og er lite ressurskrevende. Utstyret en må ha er et sett u-polariserbare elektroder og et voltmeter med høy inngangsimpedans. Sistnevnte for at ikke måleinstrumentet skal trekke strøm ut av bakken, noe som vil påvirke måleresultatet. Målingene kan foretas veldig raskt, men vanligvis må det være to personer. Ved gjentatte SP-målinger over tid, kan det være effektivt å etablere et permanent utlegg av potensialelektroder, slik at det er bare å koble til måleutstyret.



Figur 6.1: Utstyr for SP-måling (A) og målinger i felt (B).

6.2.1 Elektrodekonfigurasjoner

SP-målinger kan i prinsippet utføres på to forskjellige måter, som gradientmålinger og som amplitudemålinger. Siden en ikke benytter noen sender, er det bare to potensialelektroder i målekonfigurasjonen. Ved **gradientmålinger** (*potential gradient method*) måles en startdipol med elektrodene P_1 og P_2 og deretter flyttes begge elektrodene slik at P_1 overtar posisjonen til P_2 (Figur 6.2A). Dette gjentar seg inntil et profil er målt ferdig. Potensialet (SP-verdien) i hvert enkelt punkt langs profilet beregnes ved å sette potensialet i det første P_1 -punktet lik null, og så summere de målte gradientverdiene. Vanligvis måles flere parallelle profiler og de kan med fordel knyttes sammen slik at en kan få et sammenhengende potensialbilde over et objekt som skal kartlegges. Dersom den første P_1 -posisjonen blir liggende på en anomali, kan det være nødvendig å justere potensialnivået opp eller ned.



Figur 6.2: Elektrodekonfigurasjoner ved SP-målinger.
A) Gradientmåling og
B) Amplitudemåling.

Ved **amplitudemålinger** (*potential amplitude method*) holdes P_1 fast i en posisjon og en måler potensialet i alle punkter langs profilet i forhold til startpotensialet (Figur 6.2B). Denne metoden kan utføres av en person, men det forutsettes at en har med en kabel som har kontakt med P_1 . Amplitudemålinger kan være fordelaktig ved måling av svake signaler siden eventuelle elektrodefeil (polarisering av en eller begge elektrodene) ikke summeres, men blir konstant for alle målingene.

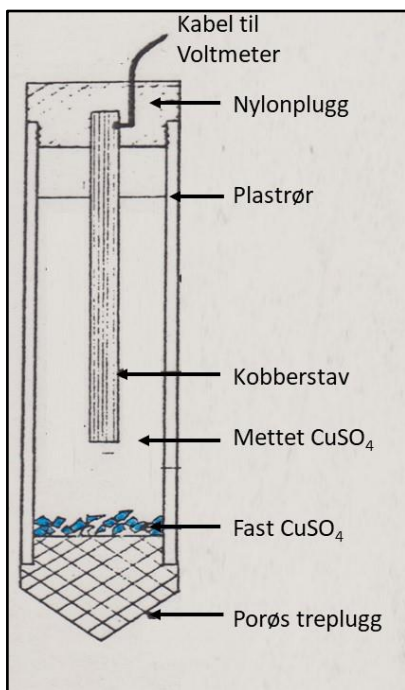
Elektrodeavstanden kan variere fra 5 m til 10 m kanskje 25 m. For å effektivisere målingene kan en stor elektrodeavstand benyttes i områder uten anomalier, og så kan en korte inn avstanden der en ser at en har et objekt i bakken en ønsker å kartlegge.

6.2.2 U-polariserbare elektroder

Dersom en benytter metallelektroder og setter disse på bakken, kan det oppstå en polarisering ved elektroden, dvs. en elektrokjemisk prosess som bygger opp en potensialgradient rundt elektroden. Dersom de to elektrodene plasseres i forskjellige materialtyper, kan en få forskjellig polarisering ved de to elektrodene. Dette vil da kunne forplante seg inn i måledata og være kilde til støy og kunstige anomalier.

SP-anomaliene kan variere mye, fra noen titalls mV (milli-Volt) til flere hundre mV. Spesielt ved svake signaler kan polariseringen av elektrodene ha stor innvirkning på måleresultatene. For å unngå dette benyttes en konstruksjon der en unngår å sette metall i bakken, men som likevel kan måle potensialet, en såkalt u-polariserbar eller ikke-polariserbar elektrode (*non-polarisable electrode*).

Figur 6.3 viser en prinsippskisse av en u-polariserbar elektrode, i dette tilfelle en Cu-CuSO₄-elektrode. Her er kabelen til Voltmeteret koblet til en kobberstav som står i mettet kobbersulfat-oppløsning. Kobbersulfat i fast form sørger for at løsningen til enhver tid er mettet, og kobberstaven står da i et konstant kjemisk miljø. Kontakt med potensialet i bakken oppnås gjennom en porøs treplugg i bunn av elektroden. Når begge elektrodene er utformet på samme måte, vil de kun måle potensialforskjeller i bakken og en behøver ikke tenke på polarisering av elektrodene.



Figur 6.3: Prinsippskisse av en u-polariserbar potensialelektrode, her en Cu-CuSO₄-elektrode.

Andre vanlig benyttede u-polariserbare elektroder kan være sink-stav i sinksulfat, sølvstav i sølvklorid, men det finnes også andre. Som vi senere skal se, bør denne type elektroder også benyttes ved måling av Indusert Polarisation (IP).

6.3 Årsaker til SP-anomalier

I prinsippet er det fire forskjellige årsaker til SP-anomalier i bakken; Mineralpotensial, Elektrokinetisk effekt, Elektrokjemisk effekt og Bioelektrisk effekt. I det følgende blir disse forklart. En oversikt over disse, årsak og størrelse er vist i Tabell 6.2. I praksis kan målte SP-verdier inneholde responser fra flere av de prosessene som her er listet.

Tabell 6.2: Oversikt over typer av SP-anomalier (Fra Telford mfl. 1977, Reynolds 2011).

Type SP-signal	Årsak	Størrelse
Mineralpotensial	Forskjellig Red-Oks-potensial	Negativ, opp mot 1,5 V Konstant
Elektrokinetisk effekt	Strømning og ion-mobilitet	Positiv og negativ, opp mot 2 V Kan variere
Elektrokjemisk effekt	Forskjellig ion-konsentrasjoner og diffusjon	Noen 100 mV Kan variere
Bioelektrisk effekt	Bakterier, planter, trær og røtter produserer ioner	Negativ < 300 mV, Kan variere

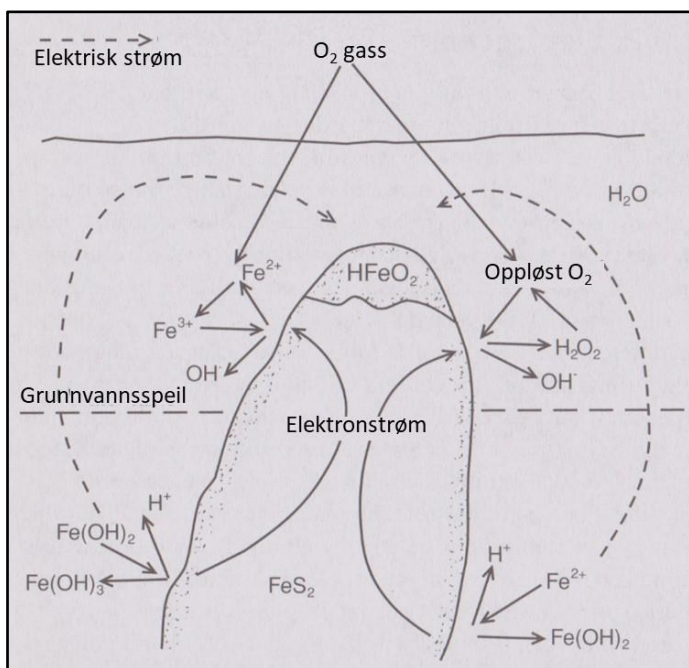
6.3.1 Mineralpotensial

Årsaken til mineralpotensialet (*mineral potential*) er ikke fullstendig forstått. En modell som ofte refereres til ble presentert av Sato & Mooney (1960). De så for seg en elektronledende mineralisering som kortsluttet Red-Oks-potensialet (Eh) over og under grunnvannsspeilet (Figur 6.4). Høy Eh over grunnvannsspeil og lav Eh under, vil gi en strøm av elektroner oppover i mineraliseringen. Dette fører til et negativt potensial øverst i mineraliseringen, og et tilsvarende positivt potensial i dypet. Oksydering av ioner i dypet sikrer tilgangen på elektroner mens en reduksjonsprosess i øvre deler av forekomsten tar mot elektronene. Summen av dette blir et negativt potensial rett over mineraliseringen. Det er rapportert at dette potensialet kan bli -1500 mV over en grafittmineralisering (Telford mfl. 1977). Forfatteren har selv målt SP-anomalier på mer enn -1000 mV over grafittmineralisering ved Sortland i Vesterålen (Rønning 1983). SP-anomalier på mer enn 200 mV over en malmforekomst betraktes som en god anomali. Anomalier mindre enn 100 mV kan skyldes støy forårsaket av andre prosesser, og er derfor ikke pålitelig.

Selv om modellen til Sato & Mooney forklarer at SP-anomalier dannes, er nok prosessene i bakken mer kompliserte, og det er flere forhold modellen ikke kan forklare (se bl.a. Reynolds 2011):

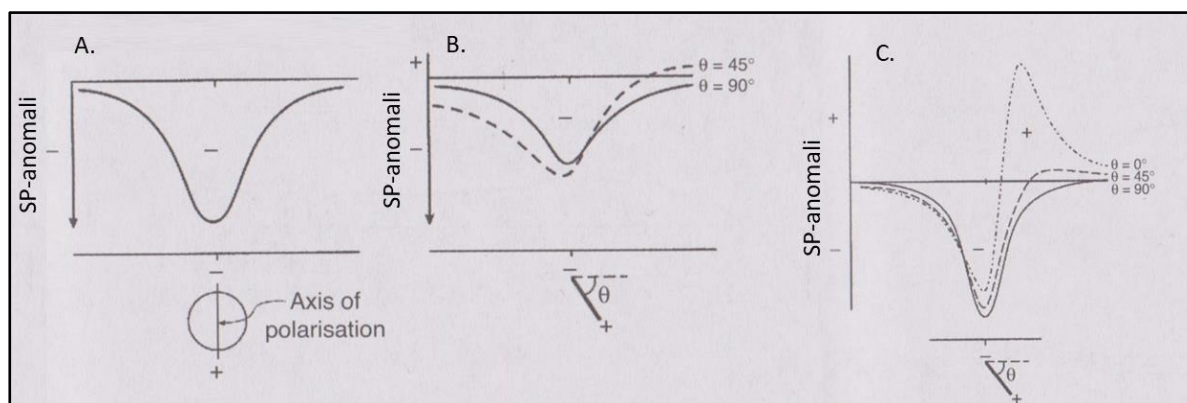
1. SP-anomalier opptrer selv om hele forekomsten ligger under grunnvannsspeil, bl.a. på spredningsaksen på ca. 3000 m sjødyb.
2. Modellen forklarer ikke SP-anomalier som er større enn (minus) 330 mV for blyglans, 830 mV for svovelkis og 780 mV for grafitt (Telford mfl. 1977).
3. SP-anomalier opptrer også over forekomster av sinkblende som ikke er en særlig god elektronisk leder.
4. SP-anomalier opptrer også ved disseminerte mineralforekomster der en har ionisk ledningsevne i veksling med elektronisk ledningsevne (se Figur 2.2).

Reynolds (2011) gir en oppsummering av argumentene for og imot modellen til Sato & Mooney, og spesielt interesserte henvises til denne diskusjonen. Vi andre får nøye oss med å registrere at metoden fungerer for påvising av mineralforekomster, og overlate til ekspertene å finne ut hvordan dette egentlig fungerer.



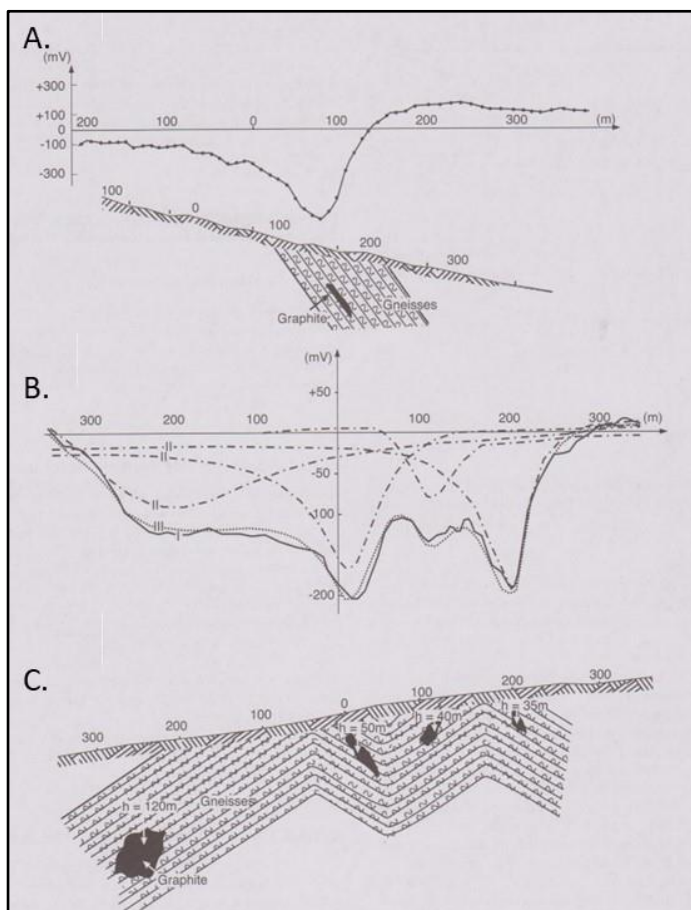
Figur 6.4: Modell for dannelse av SP-anomali over en elektronisk ledende malmkropp (først publisert av Sato & Mooney 1960).

Det er mulig å modellere SP-anomaliene, og eksempler på dette er vist i Figur 6.5. En ledende kule gir en symmetrisk SP-anomali (Figur 6.5A). Det samme gjør en vertikal plate, mens en plate som faller vil viser en asymmetri i anomaliforløpet. Potensialet blir høyere på den siden mineraliseringen faller (Fra Parasnis 1966). Telford mfl. (1977) viser hvordan SP-anomali over en linjal vil se ut om den står vertikalt (90°), faller 45° eller ligger horisontalt (0°) (Figur 6.6C).



Figur 6.5: SP-anomalier fra A) En kule, B) Plate uten og med fall og C) Lineal med fall (Modifisert fra Reynolds 2011. Opprinnelig fra Parasnis 1966 (A og B) og Telford mfl. 1977).

Ved flere mineraliseringer tett inntil hverandre, vil SP-anomaliene fra hver enkelt summeres til en samlet SP-anomali. Figur 6.6A viser et eksempel på tenkte SP-anomali over en mineralisert plate. Figur 6.6B viser de individuelle anomaliene fra hver av de fire mineraliseringene (merket II). En stiplet linje (merket III) utgjør summen av de fire individuelle anomaliene, mens heltrukken linje (merket I) utgjør det målte profilet som også inneholder noe støy (Fra Reynolds 2011).

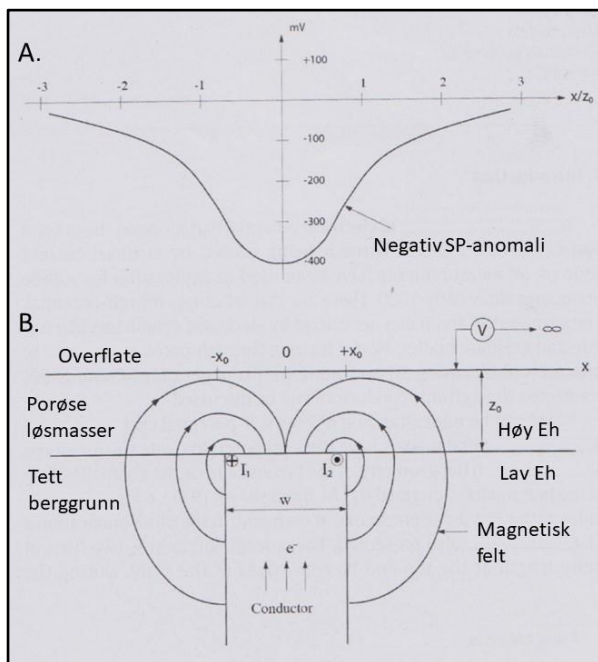


Figur 6.6: Eksempel på SP-anomali fra flere grafitt-mineraliseringer i bakken. A) En mineralisering i bakken, B) Fire mineraliseringer i bakken og C) Tolket bilde av de fire mineraliseringene (Fra Reynolds 2011).

NTNUs egen Ole Bernt Lile (2020) modifiserte modellen til Sato & Mooney ved at han så på porøsiteten i forskjellige materialer som drivkraft for store forskjeller i Red-Oks-potensialet (E_h). I de porøse løsmassene på toppen er permeabiliteten stor og grunnvannet skiftes ut rask, noe som resulterer i høy O_2 -innhold og høy E_h . I tette bergartene på dypet er porøsiteten og permeabiliteten lav, og her skiftes ikke grunnvannet ut så raskt. Det resulterer i lav E_h . Den elektronledende mineraliseringen kortslutter mellom denne store E_h -gradienten og gir en strøm av elektroner opp gjennom mineraliseringen. Stor E_h -forskjell kan forklare større SP-anomalier.

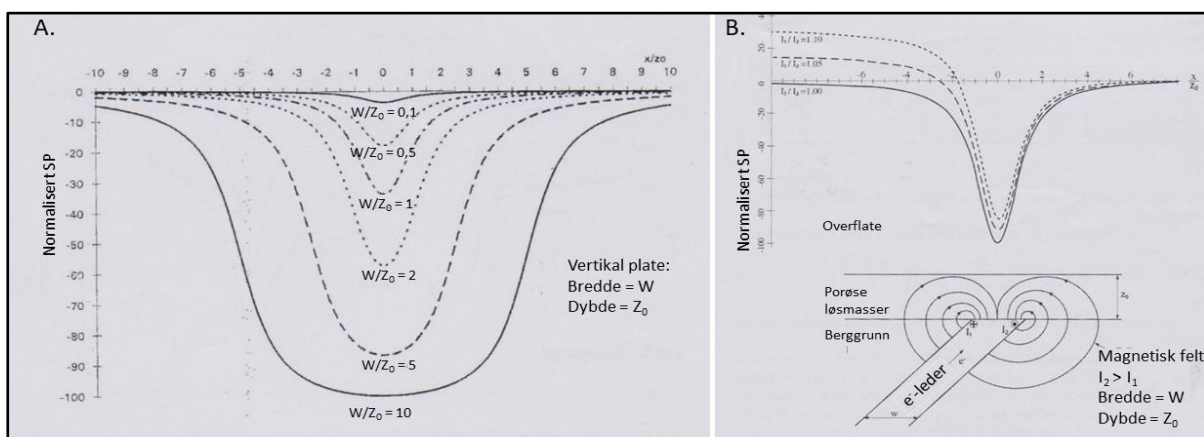
Det andre Lile (2020) så på var analogien mellom magnetisk flukstetthet og elektrisk strømtetthet. Denne har lenge vært benyttet til å modellere elektriske motorer og transformatorer ved NTNU.

Ved å modellere magnetfeltet fra to linjestrømmer (I_1 og I_2 i hver sin retning) på hver side av en leder i bakken, er det mulig å modellere den geometriske formen på SP-anomaliene (Figur 6.7B). Figur 6.7A viser et eksempel på normalisert SP-anomali fra en vertikal malmpate.



Figur 6.7: Alternativ tolkingsmodell. A) Modellert SP-anomali og B) Analog modell som drar nytte av elektromagnetisk modellering (Modifisert fra Lile 2020).

Ved å variere strømstyrken i de to kantstrømmene, kan mineraliseringens fall modelleres. I figur 6.8B vises tre alternativer. $I_1/I_2 = 1,0$ (heltrukket linje) simulerer vertikal plate som gir symmetrisk SP-anomali. Stiplet linje symboliserer anomalien fra en plate med moderat fall der $I_1/I_2 = 1,05$. Prikket kurve viser SP-anomalien fra en plate med noe større fall ($I_1/I_2 = 1,10$).



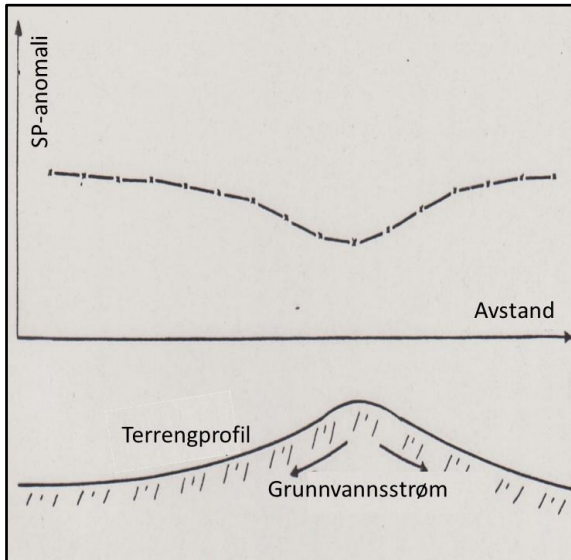
Figur 6.8: Modellerte effekter fra alternativ modell. A) Variasjon av malmkroppens bredde og dyp. B) Modellering av en plates fall (Modifisert fra Lile 2020).

Modelleringene i Figur 6.8A viser at en ut fra en normalisert SP-anomali kan tolke mineraliseringens bredde, forholdet mellom platens bredde (W) og dypet den ligger på (Z_0) i tillegg til å lokalisere en skjult mineralisering nede i bakken.

6.3.2 Elektrokinetisk effekt (strømningspotensial)

Den elektrokinetiske SP-effekten (*electromechanical*) skyldes strømning av grunnvann og at forskjellige ioner har forskjellig mobilitet. Positivt ladede kationer (K^+ , Na^+ , Ca^{2+} og andre), er vanligvis mindre enn de negativt ladede anionene (Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , CO_3^{2-} og andre). Ved trange passasjer i bakken vil da kationene bevege seg friere enn anionene, noe som fører til en ladningsseparasjon. Effekten er illustrert i Figur 6.9, der grunnvann strømmer nedover i et terrengprofil, og hvor de positive ionene

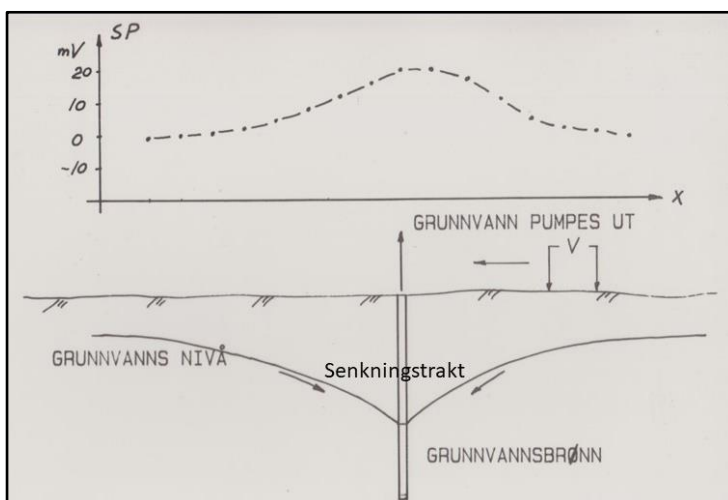
lettere dras med nedover. Ifølge Reynolds (2011) er det målt SP-anomalier på flere Volt ned fjellsider, og den høyeste verdien er 2,7 V. Sharma (1997) dokumenterer en tilsvarende anomali på 2,5 V ned en fjellside med høydeforskjell på nesten 700 m ved Adakdak-vulkanen i Alaska. Effekten kalles også strømningspotensial (*streaming potential*) og elektrofiltrasjon (*electrofiltration*).



Figur 6.9: Prinsippkisse for strømningspotensial (Fra Lile 1981).

Effekten kan benyttes til å studere strømningmønsteret rundt en grunnvannsbrønn. Potensialet følger Helmholtz ligning som sier at strømningspotensialet er proporsjonalt med den hydrauliske gradienten. Figur 6.10 viser hvordan utpumping av vann kan gi en positiv SP-anomali over brønnen.

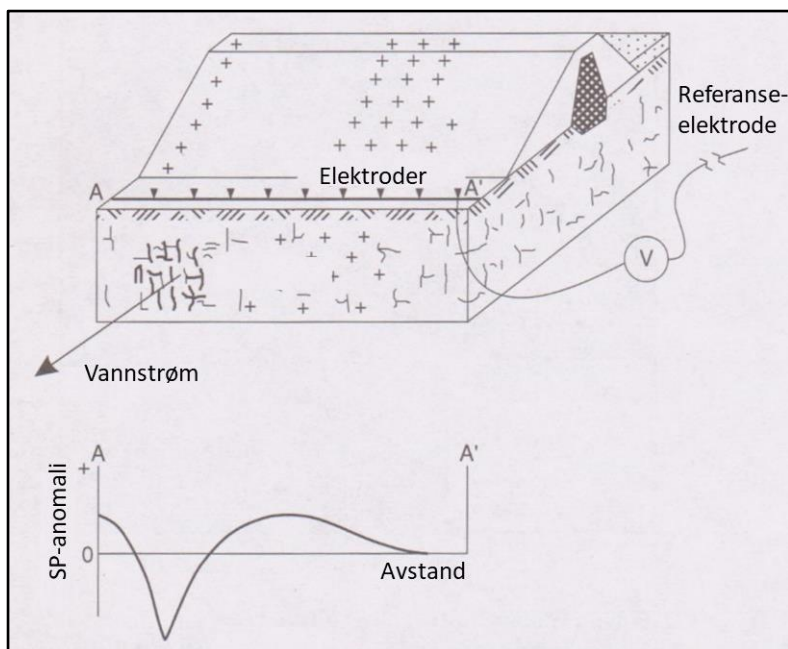
Strømningspotensialet ble først studert av Bogolovsky & Ogilvy (1973) i daværende Sovjetunionen. Ifølge dem, er det flere faktorer som påvirker størrelsen på strømningspotensialet. Anomalistørrelsen kan variere fra 10 mV og opp mot noen 100 mV. Strømningspotensialet avtar med økende sprekkeåpning, reduseres ved økende leirinnhold og avtar med høyere ioninnhold. De hevder at ved favorable forhold, kan radius i ei senkningstrakt som følge av pumping (Figur 6.10), bestemmes uten å bore peilebrønner. De hevder også at ved ugunstige forhold, kan SP-målinger være bedre for bestemmelse av senkningstraktens form enn et glissent mønster av observasjonsbrønner. Mest sannsynlig bør tolkinger ut fra strømningspotensialet etterprøves med noen borer for å gi sikre konklusjoner.



Figur 6.10: Prinsippkisse, strømningspotensial ved prøvepumping av grunnvannsbrønn (Fra Lile 2005).

Ved grunnvannsundersøkelser på Skjøllandøra ved Sunndalsøra i Møre og Romsdal ble metodikken testet (Rønning 1985). En brønn skulle prøvepumpes med forskjellig pumperate. Allerede før pumping startet ble det påvist en negativ anomali ved brønnen (se Figur 6.15 i avsnitt 6.5.3). Når pumpingen startet, ble denne anomalien mer negativ, og dette fortsatt etter hvert som pumperaten økte. Årsaken til dette er nok et samspill mellom forskjellige effekter. Brønnen var av stål som kunne korrodere, og dette gav et mineral-potensial i utgangspunktet. Økt pumping økte tilførselen av oksygenrikt vann og dette mineralpotensialet økte (mer negativt). Denne effekten var klart større enn strømningspotensialet, og derved druknet strømningspotensialet i mineralpotensialet. Dette viste to forhold: Mineralpotensialet er koblet til oksygeninnholdet i vannet og derved til Red-Oks-potensialet. Det andre er at dersom en skal utføre SP-målinger for å studere hvordan vannet i grunnen strømmer, må en ha brønner av plast og ikke metall.

Strømningspotensialet kan også benyttes til å avdekke lekkasjestrømmer i damanlegg. Figur 6.11 viser en prinsippskisse på hvordan dette kan utføres. Elektroder kan sette ut på nedsiden av en dam, og SP-målinger kan foretas en gang, men gjerne flere ganger forskjøvet i tid (*time lapse studies*).



Figur 6.11: Prinsippskisse, kartlegging av lekkasje i damanlegg ved bruk av strømningspotensial (Modifisert fra Reynolds 2011).

Forfatteren kjenner ikke til at det har vært utført denne type SP-måling i Norge, men i Sverige er metoden uttestet samtidig med 2D resistivetsmålinger (Dahlin mfl. 2001). Dessverre var forstyrrelser fra armert betong og andre tekniske installasjoner så store, at SP-data ble vurdert som ubrukelige (Torleif Dahlin 2023, personlig meddelelse).

Shetter (2007) studerte strømningspotensial for tolking av hydrauliske forhold fra SP-data i sitt PhD-arbeid ved Universitetet i British Columbia. Ikard mfl. (2013 og 2015) utførte tilsvarende målinger der hydrostratigrafien ble kartlagt med resistivetsmålinger mens grunnvannsstrømmen ble kartlagt med SP-målinger. Det unike med SP er at anomalien er proporsjonal med Darcy-hastigheten (strømningshastigheten). Det ble ellers konkludert med at det var viktig å måle resistivitet samtidig med SP for korreksjoner av SP-anomalien.

Husband mfl. (2009) studerte strømming gjennom en oppsprukken kalkstein i Sør-Wales ved hjelp av GPR, ERT og SP. I løpet av de siste 30 år har vann-nivået i et mindre tjern (*pond*) sunket, og det var mistanke om at det var økt strømming gjennom bergarten som var årsaken. Ved to profiler ble det påvist negative SP-anomalier på henholdsvis 16 mV og 7 mV som falt sammen med mulig påviste

sprekkesystemer i berget. Ved det tredje profilet, ble det ikke sett noen SP-anomali, selv om en hadde mistanke om strømning også her. Dette viser at påvisning av strømning med SP-målinger kan være en utfordring, delvis på grunn av små anomalier og delvis på grunn av tilfeldige responser.

6.3.3 Elektrokjemisk effekt (konsentrasjonsforskjeller)

Denne effekten skyldes konsentrasjonsforskjeller og forskjellig mobilitet av forskjellige ioner i en elektrolytt (Reynolds 2011). En deler gjerne opp denne effekten i et diffusjonspotensial (*diffusion potential*), et Nernst potensial (*Nernst Potential*) og et absorpsjonspotensial (*adsorption potential*).

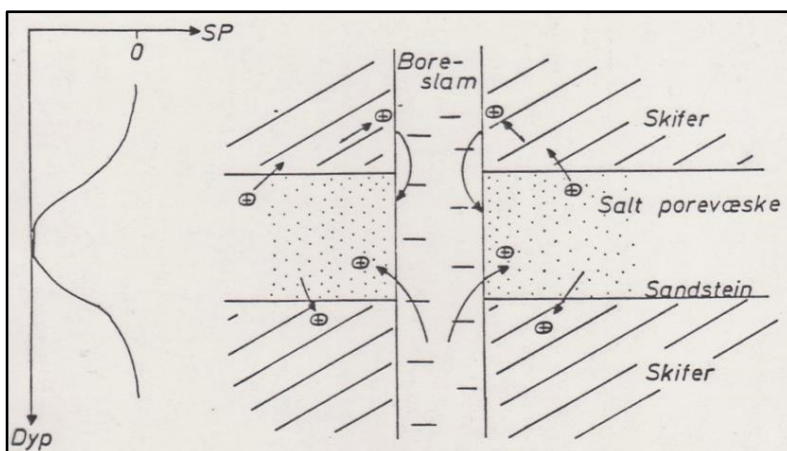
Diffusjonspotensialet (E_d) kan beregnes ut fra ligning 6.1. Her er I_a og I_c mobiliteten for henholdsvis anioner og kationer. C_1 og C_2 er ione-konsentrasjonene i to forskjellige elektrolytter, T er den absolutte temperaturen, R er den universelle gasskonstanten ($8,314 \text{ J K}^{-1} \text{ mol}^{-1}$) og F er Faradays konstant (96487 C mol^{-1}). Diffusjonspotensialet kan bli noen ti-talls mV, og kalles også *Liquid-Junction potential*.

$$E_d = \frac{-RT(I_a - I_c)}{NF(I_a + I_c)} \ln(C_1/C_2) \quad (6.1)$$

Nernst potensialet (E_N , ligning 6.2) er et spesialtilfelle av diffusjonspotensialet der ionene er i separate beholdere og da blir mobiliteten lik for anionene og kationene. For NaCl ved $25 \text{ }^\circ\text{C}$ og en konsentrasjonsforskjell på 5/1 er dette potensialet 50 mV, altså et relativt lite signal. Størrelsene i ligning 6.2 er de samme som for ligning 6.1.

$$E_N = \frac{-RT}{nF} \ln(C_1/C_2) \quad (6.2)$$

Diffusjonspotensialet og Nernst-potensialet utgjør til sammen den Elektrokjemiske effekten. Denne effekten betraktes som bakgrunnsstøy ved SP-målinger for malmundesøkelser. I brønnlogging ved oljeundersøkelser benyttes effekten for å kartlegge lagdelingen nedover et borehull. Forskjellige ionekonsentrasjoner i tett skifer og porøs sandstein sammen med forskjellig mobilitet av disse ionene vil gi en negativ SP-anomali (Figur 6.12).



Figur 6.12: Prinsippkisse for elektrokjemisk potensial (Fra Lile & Kaspersen 1979).

En merker seg at både diffusjonspotensialet (ligning 6.1) og Nernst-potensialet (Ligning 6.2) er avhengig av den absolutte temperaturen. Dette gjør at SP-målinger kan være nyttige for vurdering av

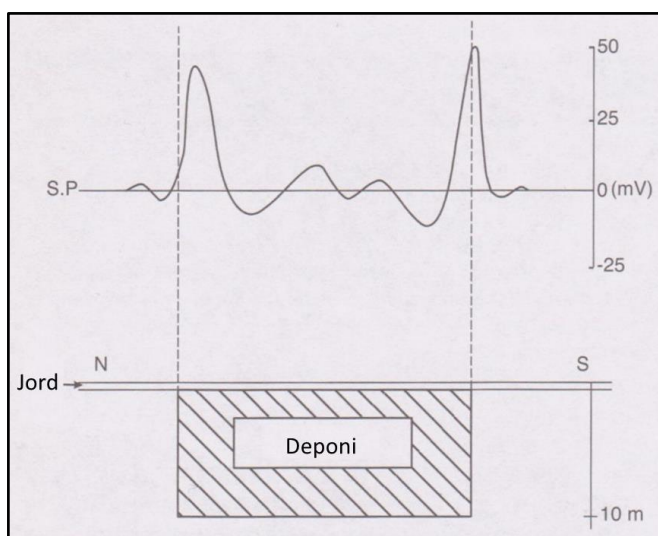
vulkanutbrudd der en kan ha store temperaturforskjeller og benyttes til det. Dette er imidlertid av underordnet betydning på Norges fastland.

6.3.4 Bioelektrisk effekt

Den bioelektriske effekten ved SP-målinger har ikke betydning for den geologiske kartleggingen, og er derfor ikke så interessant i vår sammenheng. Planter, trær og deres røtter kan skape relativt svake SP-signaler (< 300 mV). Dette benyttes bl.a. til å kartlegge røttenes utbredelse fra et tre. Det er imidlertid greit å vite om effekten, da denne kan bidra til bakgrunnsstøy ved andre undersøkelser med SP (mineralundersøkelser, strømningsundersøkelser m.m.).

6.3.5 Støykilder for SP

De forskjellige årsakene til SP-anomalier kan være gjensidige støykilder. SP-målinger over et deponi kan gi anomalier som vist i Figur 6.13. På grensene av deponiet kan det oppstå svake (< 50 mV) positive anomalier. Årsaken til disse kan være forskjeller i ion-konsentrasjoner som gir et diffusjonspotensial, eller det kan være et strømningspotensial som skyldes at vann fra deponiet strømmer ut i sidemassene. Det kan også være at deponiet inneholder metalliske ledere som danner tilsvarende potensial som ved malmundersøkelser. Og, det kan være en bioelektrisk effekt bl.a. knyttet til bakterieaktivitet.



Figur 6.13: Prinsippskisse for SP-anomali ved et deponi der flere prosesser kan gi opphav til SP-anomali (Fra Reynolds 2011).

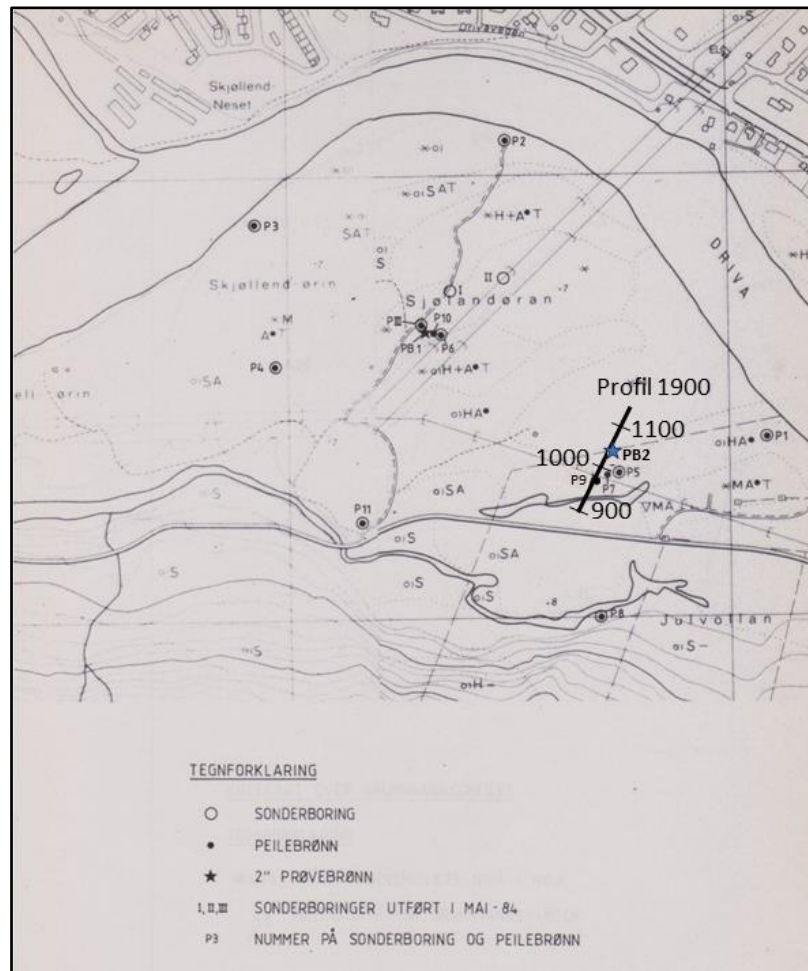
En annen sammenblanding av effekter kan oppstå ved en malmforekomst oppe i ei bratt li. Strømningspotensialet kan gi en kraftig anomali nedover lia, og lagret opp på denne kan en få et mineralpotensial. Det kan vær vanskelig å skille disse effektene av de forskjellige prosessene fysisk fra hverandre, og en må derfor nøye seg med å studere anomaliforløpet og ut fra dette gjøre sine tolkinger.

Telluriske strømmer satt opp av lynnedslag rundt om i verden, kan gi strømmer i bakken som legger seg på SP-data. Disse kan til en viss grad kontrolleres ved å måle over tid med en fast lang (≥ 100 m) potensialdipol. Disse telluriske strømmene varierer i tid og kan derfor være en utfordring.

Tekniske installasjoner i bakken (metallrør, kabler, jordingspunkt for elektriske kabler, armert betong m.m.) kan også være en kilde for støy. I forbindelse med grunnvannsundersøkelser for Sunndal kommune ble det utført SP-målinger over hele Sjølandøran for å se om dette kunne bidra til å forstå det naturlige strømningsmønsteret, men dette forsøket ble karakterisert som mislykket (Rønning 1985).

Ved de samme grunnvannsundersøkelser på Sjølandøran like sørøst for Sunndalsøra, ble det på et senere tidspunkt gjort forsøk med SP-målinger samtidig med at en prøvebrønn ble pumpet. På grunn av tvilsomme resultater er resultatene som her presenteres ikke publisert tidligere.

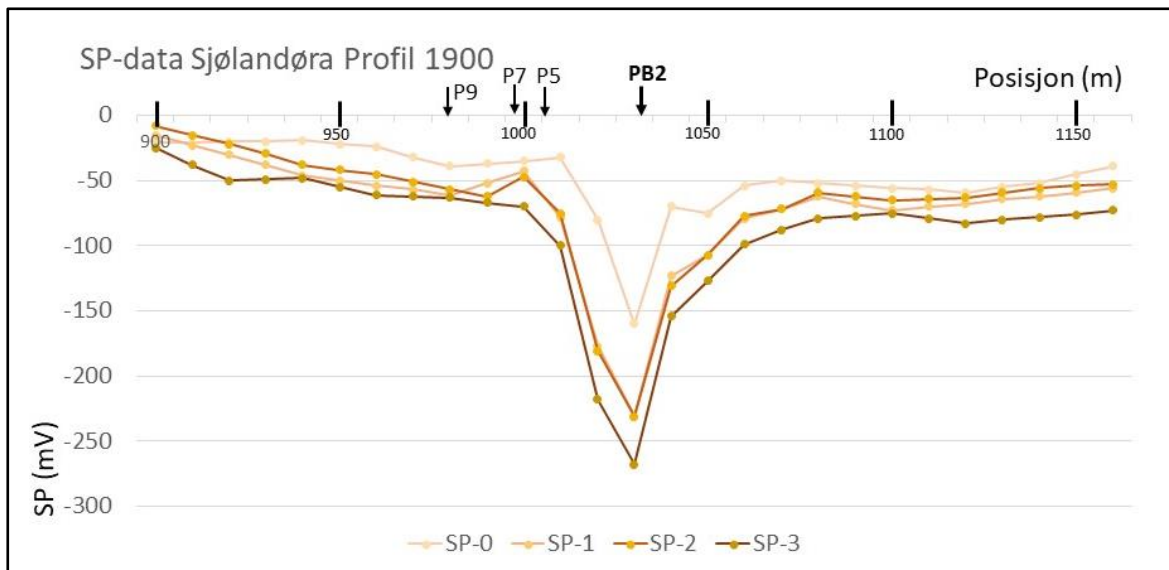
Figur 6.14 viser oppsettet for denne prøvepumpingen og et utvalgt SP-profil. Prøvebrønn PB2 ble prøvepumpet i tre faser med økende pumperate (Tabell 6.3). Før pumpingen startet ble det foretatt en måleserie med SP for bruk som referansenivå. Tabell 6.2 viser at SP-målingene ble utført før, og mot slutten av hver pumpefase rett før pumperaten ble økt. Det ble foretatt gjentatte SP-målinger i et større område, men her blir bare resultatene langs et utvalgt profil 1900 vist (Figur 6.15).



Figur 6.14: Oversikt over prøvebrønner, peilebrønner, sonderboringer og oppsett for SP-målinger i kombinasjon med prøvepumpning av prøvebrønn PB2 på Sjølandøran (Kartgrunnlag fra Andersen 1984).

Tabell 6.2: Tidspunkt for de forskjellige pumpefasene, tidspunkt for SP-måling og pumperate for prøvepumpning av prøvebrønn PB2 på Sjølandøran.

SP-måling	Tidspunkt for prøvepumpning	Tidspunkt for SP-måling	Pumpe-rate (m ³ /min)
SP-0	-	09.10.85	0
SP-1	10.10.85 – 14.10.85	14.10.85	0,63
SP-2	14.10.85 – 17.10.85	17.10.85	1,40
SP-3	17.10.85 – 22.10.85	22.10.85	1,77



Figur 6.15: Målt SP-signal langs Profil 1900 ved de forskjellige pumpefasene av prøvebrønn PB2. (Data er ikke publisert tidligere).

For å unngå at en elektrodefeil skulle påvirke måleresultatene ble alle SP-målingene utført som amplitudemålinger, dvs. SP ble målt i forhold til en fast elektrode (se Figur 6.2). Målingene ble repetert 2 - 4 ganger avhengig av støy, og en gjennomsnittverdi ble benyttet. Målepunktavstanden var 10 m.

Allerede ved den første SP-målingen (SP-0), viste det utvalgte profilet et overraskende forløp. Ved posisjon 1030 på profil 1900 viste målingene en lokal negativ SP-anomali på 160 mV. Slike lokale høyfrekvente endringer kan en ikke forvente ved SP som skyldes vannstrømming, og anomalien burde vært positiv ved vannstrømming. Profilet går her rett til side for pumpebrønn PB2, og det er rimelig å anta at denne er årsak til den negative anomalien. Ved slutten av den første pumpefasen (0,63 m³/min) viste SP-data (SP-1) et generelt noe lavere SP-nivå langs profilet, noe som kan skyldes at vann trekkes mot brønnen, og en får et negativt strømningspotensial til side for denne. SP-1 viser også at den negative anomalien ved pumpebrønn PB2 har økt til minus 230 mV. Økt pumpehastighet (1,4 m³/min) endrer ikke så mye på SP-signalet (SP-2 vs. SP-1). I den siste pumpe-fasen (1,77 m³/min) blir SP-anomalien ved PB2 enda lavere, minus 268 mV (SP-3), og det generelle nivået også noe lavere.

Endringer i det generelle SP-nivået kan skyldes at grunnvann strømmes fra tilstøtende områder og inn mot pumpebrønnen. Da burde en få et positivt strømningspotensial ved selve brønnen (PB2), men dette er nok forstyrret av metallet i P9. Dette fungerer som en mineralisering som i utgangspunktet gir et visst mineraliseringspotensial, og at økt tilgang på oksygenrikt vann øker denne effekten. Her oppstår en kamp mellom motstridende SP-signaler, og den kampen vinner mineraliseringspotensialet.

Ut fra plasseringen av den negative anomalien, virke som pumpebrønn PB2 er den store synderen. De tre andre peilebrønnene (P5, P7 og P9), ser ikke ut til å tilsvarende negative anomalier. Dette kan skyldes at disse brønnene er utformet av rustfritt stål eller plast, mens PB2 er laget av metall som påvirkes av Red-Oks-prosesser (korroderes). Tilsvarende effekt ble rapportert av Bolève mfl. (2009) der det ble påvist en negativ SP-anomali på 25 mV ved et metallisk rør for trykkmålinger.

Endringene i det generelle SP-nivået kan også skyldes kunstige nivåforskjeller. Dersom det ikke benyttes eksakt samme punkt for referanseelektroden, kan nivået bli endret. I et område som dette, hvor SP-gradientene kan skifte mye på korte avstander, kan bare en feilplassering på noen cm gi en forskjell på kanskje flere ti-talls mV. Også kraftlinjene som går gjennom området kan bidra til dette.

SP-målinger for å kartlegge strømning av grunnvann kan være en utfordring. Alle mulige feilkilder må unngås.

6.4 Eksempler på vellykkede SP-undersøkelser

Eksempel på vellykkede SP-målinger ved grafittundersøkelser i Vesterålen blir vist sammen med resultater av andre målemetoder i kapittel 8 og kapittel 10.

7. INDUSERT POLARISASJON (IP)

Indusert Polarisasjon (*Induced Polarisation, IP*) er en elektrisk metode som virker noe annerledes enn tradisjonelle resistivitetsmålinger, og blir derfor oppfattet som en selvstendig metode, selv om den gjerne måles samtidig med resistivitet. IP-effekten ble først rapportert av Schlumberger allerede i 1913 (Reynolds 2011). Under andre verdenskrig utviklet USA metoden til å detektere miner i sjøen. I løpet av 1950-årene ble metoden tatt i bruk både ved mineralundersøkelser og ved oljeundersøkelser i USA. Utover 1970-tallet ble metoden videreutviklet, og i 1976 lanserte Pelton mfl. (1976) varianten som ble kalt Spektral IP (*Spectral Induced Polarisation, SIP*). Som vi skal se, kan denne metoden i enkelte tilfeller skaffe langt mer informasjon om mineraliseringer enn det tradisjonelle resistivitetsmålinger kan gi. Senere utvikling av IP-metoden har fulgt utviklingen til resistivitets-målinger ved at det er tatt i bruk kabelsystemer for 2D og 3D IP-målinger.

7.1 Anvendelser for IP

Reynolds (2011) gir en god oversikt over internasjonal bruk av Indusert Polarisasjon (IP) ved basemetallundersøkelser, hydrokarbonundersøkelser, geotermiske undersøkelser, grunnvannsundersøkelser, miljøundersøkelser og ved generell geologisk kartlegging.

Indusert Polarisasjon (IP) er benyttet i Norge først og fremst til å kartlegge og karakterisere disseminerte metalliske malmer, dvs. sulfider, jernoksider og grafitt (Reynolds 2011). Mineralene bornitt (*bornite*), blyglans (*galena*), grafitt (*graphite*), ilmenitt (*ilmenite*), kobberkis (*chalcopyrite*), magnetitt (*magnetite*), magnetkis (*pyrrhotite*), pyritt (*pyrite*) og tinnstein (*cassiterite*), er alle relativt gode ledere og disse gir også god IP-effekt. Sulfidene antimonglans (*stibnite*), sinkblende (*sphalerite*) og sinober (*cinnabar*) har dårligere elektrisk ledningsevne og gir da heller ikke signifikante IP-effekter.

Det er påvist at leirmineraler kan gi IP effekt, og internasjonalt er metoden benyttet til kartlegging og karakterisering av leire i sand-/grus-avsetninger (Dahlin mfl. 2002). I denne sammenheng er metoden også benyttet i grunnvannsundersøkelser. Metoden har også gitt viktig informasjon ved undersøkelser av geotermisk energi.

Det er også påvist at ikke-metalliske mineraler kan gi IP-effekt (Olhoeft 1985, Börner mfl. 1996). Dette åpner for at metoden kan benyttes også ved arkeologiske undersøkelser (Weller mfl. 2006) og undersøkelser av forurensing av organiske stoffer (Johansson mfl. 2015).

For ca. 10 år siden presenterte det norske firmaet ORG Geophysical en teori om at oljereservoar kunne avdekkes ved bruk av IP-målinger på sjøbunnen (Wood 2014). Tanken bak det hele var at svovel som lekket ut fra oljereservoar ville felles ut som pyritt rett over reservoaret, og at IP kunne benyttes til å kartlegge pyrittmineraliseringen. Teorien er imidlertid omstridt, og firmaet har liten aktivitet i dag.

Et interessant område for IP er karakterisering av resistivitetsanomalier. NGU har tre gode eksempler på dette. Ved kartlegging av leire ved utbygging av E39 i Buvika sørvest for Trondheim ble det kartlagt resistivitetsanomalier som kunne tilsi marin leire, men seismikken sa at dette var berg. Ved å prosessere IP-data, som ble målt samtidig med resistiviteten, kunne det påvises IP-effekt som måtte

stamme fra elektronledende mineraler. Et kort kjerneborehull påviste svartskifer med grafitt i flere nivå (Solberg mfl. 2008). Et annet eksempel på karakterisering av resistivitetsanomalier stammer fra grafittundersøkelser i Vesterålen. En kraftig resistivitetsanomali ved Elektromagnetiske (EM) målinger fra helikopter gav ikke IP-effekt ved bakkemålinger, og EM-anomalien måtte skyldes oppsprukket bergart med mulig salt porevann. En forvitringssone i berget ble senere avdekket (Rønning mfl. 2019a, Gautneb mfl. 2022). Ved resistivitetsmålinger over i tettbygde områder på Ekeberg i Oslo, ble det påvist spesielt lav resistivitet i berg. IP-data her indikerte materialer i bakken som mest sannsynlig stammet fra metallisk infrastruktur (jernrør for vann og kloakk, kabler o.a.). Dette gav et klart signal om at de målte resistivitetsverdiene var påvirket av metallisk infrastruktur, og dette måtte tas hensyn til ved tolkingen (Rønning 2021).

7.2 Praktisk utførelse

Indusert Polarisasjon (IP) måles på tilsvarende måte som ved resistivitetsmålinger. Ideelt sett burde det vært benyttet u-polariserbare elektroder for potensialmålinger, men dette gir mye merarbeid, og i praksis benyttes stålelektroder både som strømelektroder og potensialelektroder.

7.2.1 Elektrodetyper

Ved IP-målinger er størrelsen på målesignalet fra ca. 1 % til ca. 20 % av det målte resistivitetssignalet, dvs. en kan få relativt svake signaler. Dette betyr at en bør tilstrebe å redusere alle mulige feilkilder som kan forstyrre målesignalet. En av disse er polarisering ved stålelektroder, og en bør benytte u-polariserbare potensialelektroder.

U-polariserbare potensialelektroder er beskrevet i avsnitt 6.2.2. Ved de første IP-målingene som ble utført i Norge (og verden forøvrig), hvor det ble utført enkle målinger, var det standard å benytte denne type elektroder for potensial-målinger. I dag benyttes gjerne kabelsystemer både for resistivitets- og IP-målinger (se avsnitt 4.2). Hvis en ved slike målinger skulle benytte u-polariserbare elektroder, betyr det i praksis at en måtte benytte et ekstra sett med elektrodekabler og et ekstra sett med elektroder, noe som er betydelig mer arbeidskrevende (Dahlin mfl. 2002).

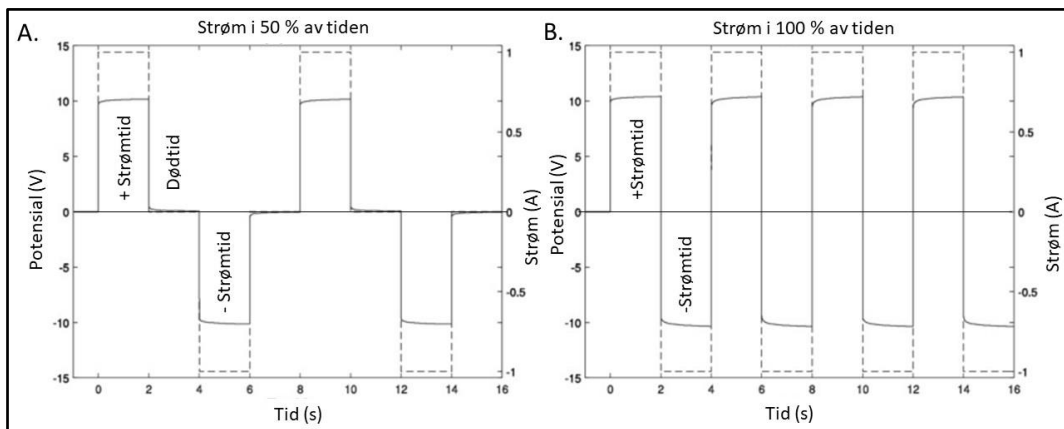
Dahlin mfl. (2002) undersøkte hvor stor feil en kunne få ved å benytte bare stålelektroder ved to undersøkelser i Sør-Sverige. De kunne konkludere med at det er mulig å benytte stålelektroder ved IP-målinger, men at det i noen tilfeller kan være nødvendig å fjerne effekten av polariseringen ved å lese av trender i målesignalet rett før strømpulser sendes, og korrigere for disse. De konkluderte også med at det i praksis var vanskelig å motivere for merarbeidet med å benytte egne kabler og u-polariserbare elektroder. Måling av IP med stålelektroder benyttes i dag, men måldata må vurderes kritisk. Det er viktig å få så høy strømstyrke som mulig da dette øker målesignalet i forhold til polariseringen (støyen).

7.2.2 Elektrodekonfigurasjoner og strømutsendelse

Ved måling av Indusert Polarisasjon (IP) benyttes de samme elektrodekonfigurasjonene som ved resistivitetsmålinger (se Figur 2.8). Det samme gjelder for IP-målinger som ved resistivitetsmålinger, jo flere elektrodekonfigurasjoner som benyttes, desto bedre oppløsning.

Ved de aller fleste undersøkelsene frem til nå er det benyttet likestrøm i pulser ved IP-målinger. Strømpulsene kan ha en lengde på ett sekund, svært ofte to sekund, og i noen tilfeller også lengre strømpulser (ti sekund), og med en tilsvarende dødtid mellom hver strømpuls hvor IP-effekten måles (Figur 7.1A).

Det er utført noe forskning på å sende strømpulser med vekslende polaritet kontinuerlig og foreta IP-målingen mens strømmen går (*on-time IP*, Figur 7.1B). Dette kan halvere måletiden og øke signal-støyforholdet opp mot 100 % uten å tape informasjon (Olsson mfl. 2015).



Figur 7.1: Strømpulser og måletidspunkt for IP-målinger. A) Tradisjonelle målinger med strømpulser med vekslende polaritet og dødtid mellom hver puls og B) Kontinuerlig strøm som veksler direkte fra positive strømpulser til negative (Fra Olsson mfl. 2015).

Som vi senere skal se, benyttes også i noen tilfeller vekselstrøm med forskjellig frekvens.

7.2.3 Inversjon av IP-data

På samme måte som for 1D og 2D resistivetsmålinger (Avsnittene 3.3 og 4.4), måles også en tilsynelatende IP-effekt (polariserbarhet). Dette betyr at også IP-data må inverteres for å få et tilnærmet sant bilde av IP-forholdene i bakken. De samme programmene som benyttes ved resistivetsmålinger har også muligheter for inversjon av IP.

Negativ IP-effekt er lenge blitt oppfattet som støy, og er derfor blitt slettet. Dahlin & Loke (2015) viser imidlertid at dette kan være reelle effekter som skyldes forskjellig følsomhet for de anvendte elektrodekonfigurasjonene i forskjellige deler av et 2D profil. Negativ IP opptrer ofte ved konfigurasjonene dipol-dipol og pol-dipol, og i tilfelle der en har tynne lag av polariserbart materiale dagnært, og ofte ved lange elektrodeutlegg. Effekten er også avhengig av resistiviteten i bakken. Modellering viser klart at negativ IP-effekt kan være reell, og at den kan skyldes en kombinasjon av geologi og elektrodekonfigurasjonens følsomhet. Negativ IP-effekt kan inneholde viktig informasjon, og disse data bør derfor ikke slettes.

7.2.4 Måling av IP-effekt fra helikopter

Siden en vanligvis må sette strømmen direkte ned i bakken ved bruk av elektroder kan verken resistivetsmålinger eller IP-målinger foretas direkte fra fly eller helikopter. Det er imidlertid gjort forsøk på indirekte måling av IP-effekt ved helikoptermåling.

I litteraturen er det ved flere anledninger rapportert om at IP-effekt kan påvirke elektromagnetiske (EM) målinger i tidsdomenet fra fly eller helikopter (Viezzoli & Kaminski 2016) slik at resistiviteten blir feil og dybderekkevidden blir lavere. Denne påvirkningen, som er størst ved IP-målinger med høy frekvens, kan kvantifiseres slik at EM-data kan korrigeres for effekten. Dette betyr at en også da kan benytte denne beregnede IP-effekten ved tolking av datasettet. Viezzoli & Kaminski (2016) rapporterer

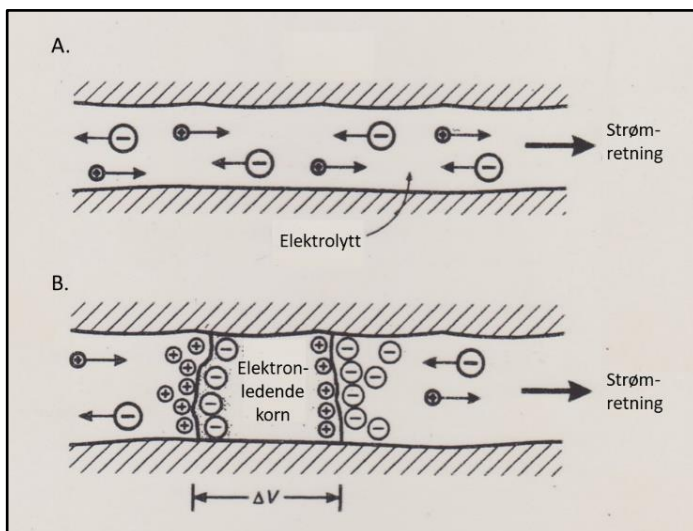
om to vellykkede undersøkelser fra mineralundersøkelser, en undersøkelse ved en Cu-Au forekomst i British Colombia (Canada) og en kimberlittundersøkelse i nord-østre Russland.

7.3 Årsaker til IP-effekter

Det finnes to forskjellige årsaker til IP-effekt; mineralpotensial og membranpotensial. Metoden ble opprinnelig utviklet for å kunne kartlegge disseminerte mineralforekomster som ikke gir anomalier på resistivitet.

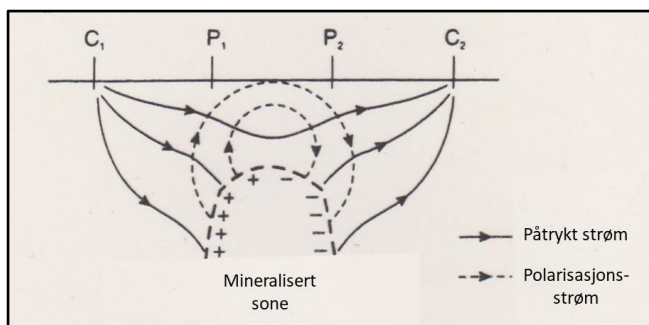
7.3.1 Mineralpotensial

IP-effekt fra det som blir kalt mineralpotensial (*grain polarisation*) oppstår når et elektronledende mineral Korn blokkerer en mikrosprekk i en bergart. Dersom sprekker er åpne (Figur 7.2A) vil strømmen kunne gå fritt gjennom bergarten ionisk dersom sprekken er fylt med en elektrolytt (ion-førende løsning). Dersom en sprekk er sperret med et elektronledende korn, må strømmen ledes elektronisk gjennom kornet. Dette betyr at elektroner må frigis på den ene siden av mineralkornet, og elektroner tas opp på den andre. Dette blir da Red-Oks-prosesser som vil ta litt tid, og det oppstår en polarisering på hver side av mineralkornet. Denne bygger seg opp til en maksimalverdi i løpet av strømpulsen. Når strømmen slås av (se Figur 7.1) vil polariseringen dø ut langsomt ved at ionisk strøm kan gå i de åpne sprekkene i berget. I avsnitt 7.1 er noen av de mineralene som gir denne type polarisering listet opp. Tiden som trengs for å bygge opp et IP-signal kan variere fra forekomsttype til forekomsttype, og dette er grunnen til at en gjerne benytter forskjellig lengde på strømpulsene.



Figur 7.2: Modell for IP-effekt fra mineralpotensial. A) Ioner kan gå fritt gjennom sprekker i berget eller B) bli forhindret av et elektron-ledende korn (Modifisert fra Reynolds 2011).

Det som skjer på kornstørrelsesnivå, vil forplanter seg i en mineralforekomst slik at yttersidene av forekomsten blir polarisert som vist i Figur 7.3. Polariseringen av forekomsten vil gi en polarisasjonsstrøm utenom forekomsten som kan måles på overflaten.



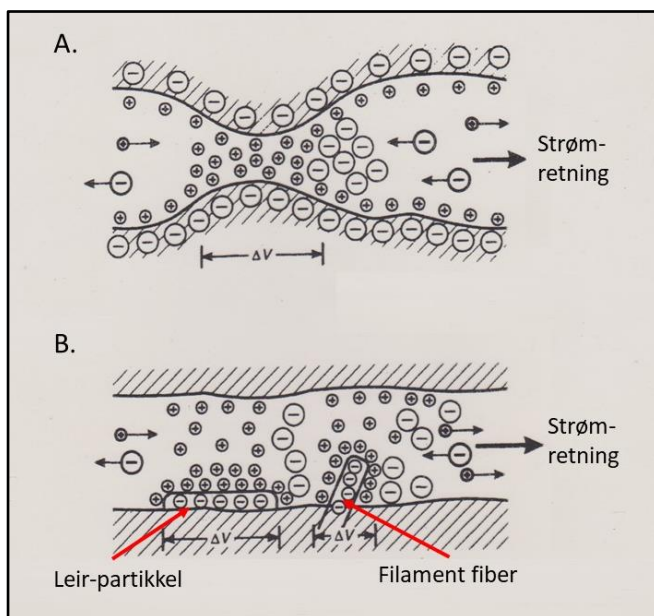
Figur 7.3: Makroskopisk effekt av mineralpotensial i en disseminert mineralforekomst (Modifisert fra Reynolds 2011).

Siden denne IP-effekten oppstår når den elektriske ledningsevnen skifter fra ionisk til elektronisk og tilbake til ionisk, vil ikke massive mineralforekomster (sulfider, jernoksider eller grafitt) gi IP-effekt.

7.3.2 Membranpotensial

Det finnes to forskjellige årsaker til membranpotensial; den ene oppstår ved en innsnevring (*constriction*) i en ionisk strømførende kanal (Figur 7.4A) og den andre oppstår ved tilstedeværelse av leir-partikler eller ved fibrige mineraler som blokkerer strømgjennomgang (Figur 7.4B).

Vanligvis vil det være en negativ ladning på overflaten av en bergart eller et løsmassekorn. Disse vil da tiltrekkes seg positive ioner og frastøte de negative ionene. Ved innsnevring i en strømførende kanal blir mindre enn 100 μm , vil opphopingen av positive ioner danne en propp som hindrer de negative ionene å passere. Derved oppstår en ubalanse i ion-konsentrasjonen og en elektrisk polarisering av materialet. Når strømmen opphører, vil polariseringen dø ut ved diffusjon og materialet blir elektrisk nøytralt.



Figur 7.4: Modell for IP-effekt ved membranpolarisasjon. A) En innsnevring i en strømkanal og B) Tilstedeværelse av leirmineraler eller fibrige mineraler (filament-fiber) (Modifisert fra Reynolds 2011).

Leirpartikler og fibrige mineraler har også en tendens til å ha en negativ overflate. Dette betyr at det kan danne seg en sky av positive ioner rundt disse (Figur 7.4B). Positive ioner kan passere gjennom, men de negative ionene hindres. Det oppstår en polarisering (ion-oppopping) så lenge strømmen står på, men som dør ut gradvis ved diffusjon når strømmen slås av. Dette forklarer da at leir-mineraler og noen fibrige mineraler kan være årsak til IP-effekt.

7.4 Måleteknikker for IP-effekt

IP-effekten kan måles på tre prinsipielt forskjellige måter; måling i tidsdomenet, måling i frekvensdomenet og som spektral IP.

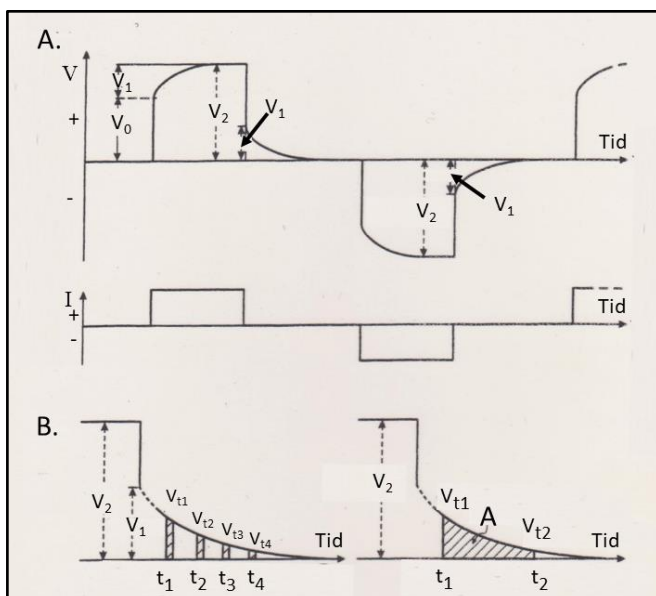
7.4.1 Målinger i tidsdomenet

Ved måling av IP-effekt i tidsdomenet sendes strøm i fire-kant-pulser som vist nederst i Figur 7.5A, dvs. strømmen øker spontant til en viss verdi, står så konstant på en viss tid, for så å gå spontant ned til null. Pulslengden kan ofte være to sekunder, men dette kan som sagt variere. Når strømmen settes på, vil potensialet i bakken spontant øke til V_0 . Etter hvert som tiden går, vil potensialet i bakken øke gradvis med en størrelse V_1 til en maksimalverdi V_2 , dette på grunn av IP-effekten. Når strømmen slås av, vil potensialet i bakken falle tilsvarende potensialet V_0 , og vil stoppe ved potensialet V_1 . Potensialet vil så gå gradvis mot null i løpet av tiden strømmen er slått av, etter hvert som polariseringen i bakken avtar. Dette restpotensialet i bakken blir da et bilde av IP-effekten, den induserte polariseringen. Hvis det ikke er materiale med IP-effekt i bakken, vil V_1 bli lik null, og potensialet i bakken vil også få en firkant-form som den utsendte strømmen. Potensialet V_1 blir ofte kalt overspenning (*overvoltage*).

Figur 7.5B viser hvordan IP-effekten kan måles. Det enkleste uttrykket for IP-effekten, polariserbarheten (*Chargeability*), som ofte uttrykkes med bokstaven M , beregnes som V_1 i prosent av V_2 . Størrelsen M kan også angis i mV/V (milliVolt/Volt). En ikke mineralisert bergart vil da gjerne komme ut med en IP-effekt på 2 % eller lavere. Høyere verdier gir informasjon om at det er materialer i bakken med IP-effekt (disseminerte sulfider, jernoksider, grafitt eller leire).

Å måle V_1 , kan være vanskelig rent teknisk, og en vanlig metode er å integrere potensialet fra tid t_1 til tid t_2 , og dette blir da et areal (A) som får enheten Vs (Volt sekund). Det integrerte potensialet (areal A) normaliseres ved at en dividerer med V_1 . Dette gjør at enheten for IP-effekt kan komme ut med måleenhet sekund eller millisekund (ms). Denne størrelsen blir kalt tilsynelatende polariserbarhet (M_a , *apparent chargeability*).

Noen instrumenter kan måle IP-signalet i tidsdomenet ved flere tidspunkt etter strømbrydd (Figur 7.5 til venstre). En oppnår da å få et bilde av hvor fort potensialet dør ut, noe som vil være en tilleggsinformasjon. Slike målinger kan være utsatt for mer støy ved at målingene skjer i langt kortere tidsintervall, noe som gjør målesignalet svakere.

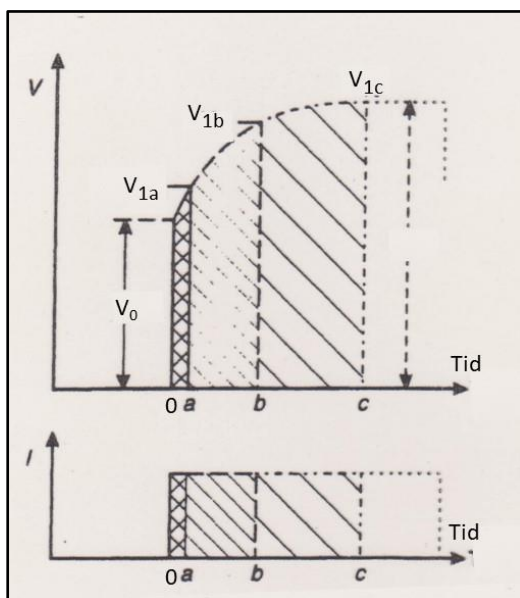


Figur 7.5: Måling av IP-effekt i tidsdomenet. A) Utsendt strømpulser (I) og potensialet i bakken (V) som funksjon av tid. B) Detaljert bilde av tidspunkt for måling av IP-effekt etter strømmen er brutt (Modifisert fra Reynolds 2011).

Potensialet V_2 er her sammensatt av V_0 , som er et uttrykk for resistiviteten i bakken, og V_1 som er et resultat av IP-effekten. Ofte benyttes V_2 til å beregne resistiviteten i bakken, noe som da i prinsippet er feil. Siden V_1 er liten i forhold til V_2 , er ikke denne feilen avgjørende ved tolking av måledata.

7.4.2 Målinger i frekvensdomenet

Ved måling av IP-effekt i frekvensdomenet benyttes gjerne vekselstrøm (*alternating current*, AC) med to forskjellige lave frekvenser. Dette kan være 0,25 Hz og 2,5 Hz, eller frekvenser nært dette (Lile & Kaspersen 1979, Reynolds 2011). Det benyttes samme elektrodekonfigurasjoner som ved målinger av IP i tidsdomenet og som ved resistivitetsmålinger. Dersom det er materiale med IP-effekt i bakken, vil målt tilsynelatende resistivitet ved lav frekvens (ρ_{a0}) være større enn tilsynelatende resistivitet ved en høyere frekvens (ρ_{a1}). Uten materiale med IP-effekt i bakken vil tilsynelatende resistivitet ved de to frekvensene bli like. Årsaken til dette kan forklares ved skissen i Figur 7.6.



Figur 7.6: Skisse som forklarer hvorfor tilsynelatende resistivitet varierer med frekvensen ved måling av IP-effekt i frekvensdomenet (Modifisert fra Reynolds 2011).

Strømpulser som varierer fra tid 0 til tid c (Figur 7.6), og som har en tilsvarende lang dødtid, representerer en lav frekvens. Strømpulser som varierer fra tid 0 til tid a, og med tilsvarende dødtid, vil representere en noe høyere frekvens. Strømpulser med pulslengde fra tid 0 til tid b, vil få en mellomliggende frekvens. Tabell 7.1 viser en sammenheng mellom pulslengder og tilsvarende frekvens. Som vist i Figur 7.6, vil en kort strømpuls (0 – a) ikke gi noe stort bidrag til oppbygging av overspenning (IP-effekt). Potensialet V_{1a} blir ikke vesentlig høyere enn V_0 (se Figur 7.5), og dette gir da en lav beregnet tilsynelatende resistivitet (ρ_{AC}). Ved pulslengde b (0 – b) blir potensialet noe høyere (V_{1b}) og beregnet tilsynelatende resistivitet tilsvarende høy. Ved en lang strømpuls (0 – c), gis det god tid til oppbygging av overspenningen, og denne oppnår en maksimalverdi (V_{1c}). Dette gir da en høyere beregnet resistivitet, og denne blir ofte kalt likestrøms-resistiviteten (ρ_{DC} , *DC resistivity*).

Tabell 7.1: Sammenheng mellom pulslengder og frekvensinnhold i utsendt signal.

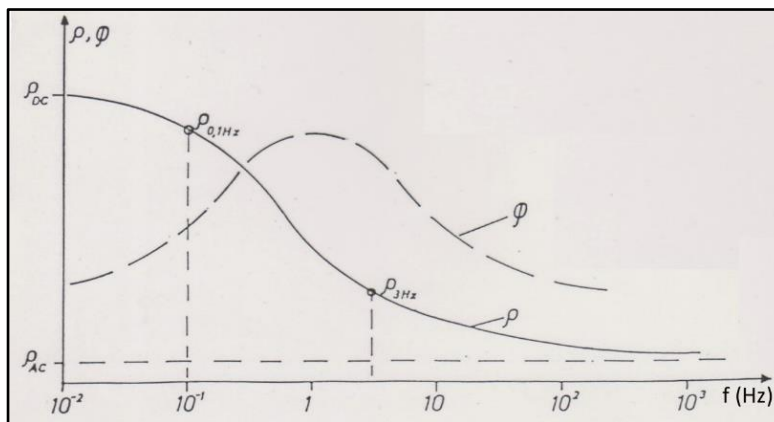
Pulslengde (s)	Dødtid (s)	Periodetid (s)	Frekvens (Hz)
1	1	4	0,25
0,1	0,1	0,4	2,5

Ved måling i frekvensdomenet kan IP-effekten uttrykkes som Frekvenseffekten (*Frequency effect*, FE).

$$FE = (\rho_{a0} - \rho_{a1}) / \rho_{a1} \quad (7.1)$$

Denne størrelsen blir da uten enhet. IP-effekten kan også uttrykkes som Frekvenseffekt i prosent (*Percentage Frequency effect*, PFE):

$$PFE = 100 (\rho_{a0} - \rho_{a1}) / \rho_{a1} = 100 FE \quad (7.2)$$



Figur 7.7: Eksempel på hvordan IP-effekten påvirker målt tilsynelatende resistivitet ved forskjellige frekvenser. Siden målt resistivitet blir noe ut av fase med den utsendte strømmen, kan en også måle en fasevinkel ϕ mellom disse to (Fra Lile & Kaspersen 1979).

Ved lave frekvenser vil den målte tilsynelatende resistiviteten nærme seg asymptotisk til en høy verdi, ρ_{DC} , ofte også betegnet ρ_0 . Ved svært høye frekvenser vil tilsynelatende resistivitet nærme seg en lav resistivitetsverdi, ρ_{AC} , som uttrykker resistiviteten i et materiale med IP-effekt ved vekselstrøm (*Alternating Current*, AC) med høy frekvens (1000 Hz). En merker seg her at i området 0,1 Hz til 10 Hz synker motstanden sterkest, og dette frekvensområdet blir kalt Warburg-området (Lile & Kaspersen 1979).

En kan også merke seg at fase-forskyvningen mellom målt potensiale og utsendt strøm (ϕ) er størst i dette Warburg-området. Det Svenske gruveselskapet Boliden benyttet denne faseeffekten for å måle IP for en del år siden (IP fasemålinger).

7.4.3 Spektral IP (SIP)

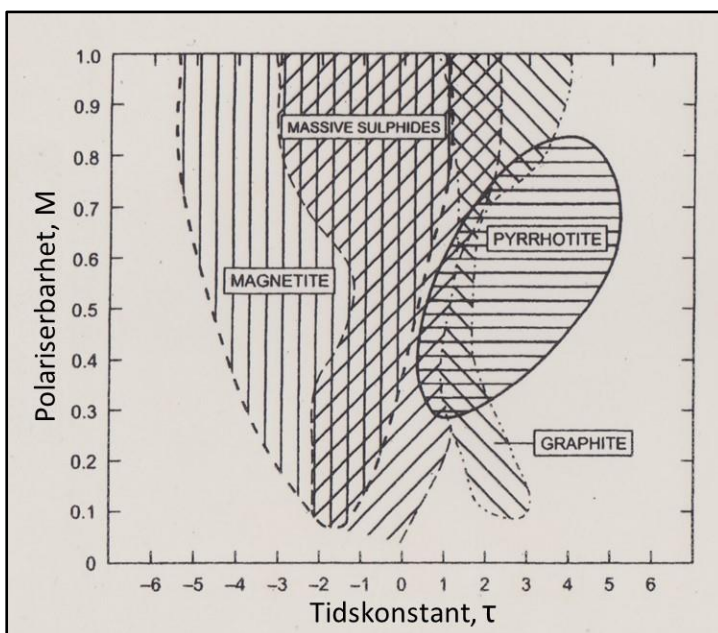
Spektral IP (*Spectral IP, SIP*) kalles gjerne også for kompleks resistivitet (*Complex resistivity*). Årsaken til navnet er ikke at metoden er spesielt komplisert, det er den også, men at en snakker om komplekse tall, og at resistiviteten inneholder en komponent som er i fase med utsendt strøm (Realdel) og en komponent som er faseforskjøvet i forhold til utsendt strøm (Imaginærdel). Den teoretiske bakgrunnen for SIP er beskrevet av Pelton mfl. (1983) og Luo & Zhang (1998).

Metoden benytter samme feltprosedyrer som ved IP-målinger i tidsdomenet og i frekvensdomenet, men måleutstyret er mye mer komplisert. Metoden krever nøyaktige data, og alle tiltak for å forbedre datakvaliteten tas i bruk (høy strømstyrke, upolariserbare elektroder, målinger utenom forstyrrende tekniske installasjoner). Kompleks resistivitet, $Z(\omega)$, og faseforskyvning, ϕ , mellom målt potensial og utsendt strøm, måles for flere frekvenser i intervallet 0,3 Hz til 4 kHz. Ut fra disse måledata beregnes DC resistivitet (ρ_0), polariserbarhet (M), tidskonstant (τ) og en eksponent (c) som inngår den såkalte Cole-Cole modellen (Ligning 7.3). Størrelsen ω er omløpsfrekvensen ($\omega = 2 \pi f$, Reynolds 2011).

$$|Z(\omega)| = \rho_0 \left[1 - M \left(1 - \frac{1}{1 + (i\omega\tau)^c} \right) \right] \quad (7.3)$$

DC resistivitet (ρ_0) representerer her resistiviteten i materialet dersom det ikke er materialer som gir IP-effekt i bakken (M er lik null). Polariserbarhet M er et mål for IP-effekten, og denne avhenger av mengde og type mineraler som gir IP-effekt. Størrelsene τ (tidskonstanten) og c (eksponenten) avhenger av tekstur i en malmforekomst, dvs, kornstørrelse og kornfordeling. Stor kornstørrelse gir høy tidskonstant, noe som kan benyttes til å si noe om type mineralisering. Figur 7.8 viser hvordan polariserbarhet og tidskonstant varierer for noen mineraler.

Magnetkis og grafitt opptrer ofte som lange åre-lignende mineraliseringer, og her vil det ta lengre tid til å lade ut IP-effekten, derfor jevnt over større tidsfaktor. Disseminerte sulfider og magnetitt opptrer mer som kompakte kubiske eller oktaederiske mineraler, og disse viser en kortere tid for å nullstille polariseringen. Dette gjør at tidskonstanten kan bidra til å tolke type mineralisering. Figur 7.8 viser massive sulfider, men her er det nok ment disseminerte sulfider, da massive sulfid-forekomster ikke gir IP-effekt (strømmen går elektronisk gjennom hele mineraliseringen).



Figur 7.8: Polariserbarhet som funksjon av tidskonstant for noen mineraltyper (Fra Reynolds 2011).

Spektral IP (SIP) ble opprinnelig utviklet for kartlegging av disseminerte mineralforekomster. Forskningen på metoden i dag handler ofte om anvendelser innen hydrogeologi og miljø geologi inklusive påvising av organisk forurensing (se bl.a. Vanhala mfl. 1992, Kemna mfl. 2012, Johansson mfl. 2019, Vaudelet mfl.2011), men også innenfor mineralundersøkelser (Atouzan mfl. 2020).

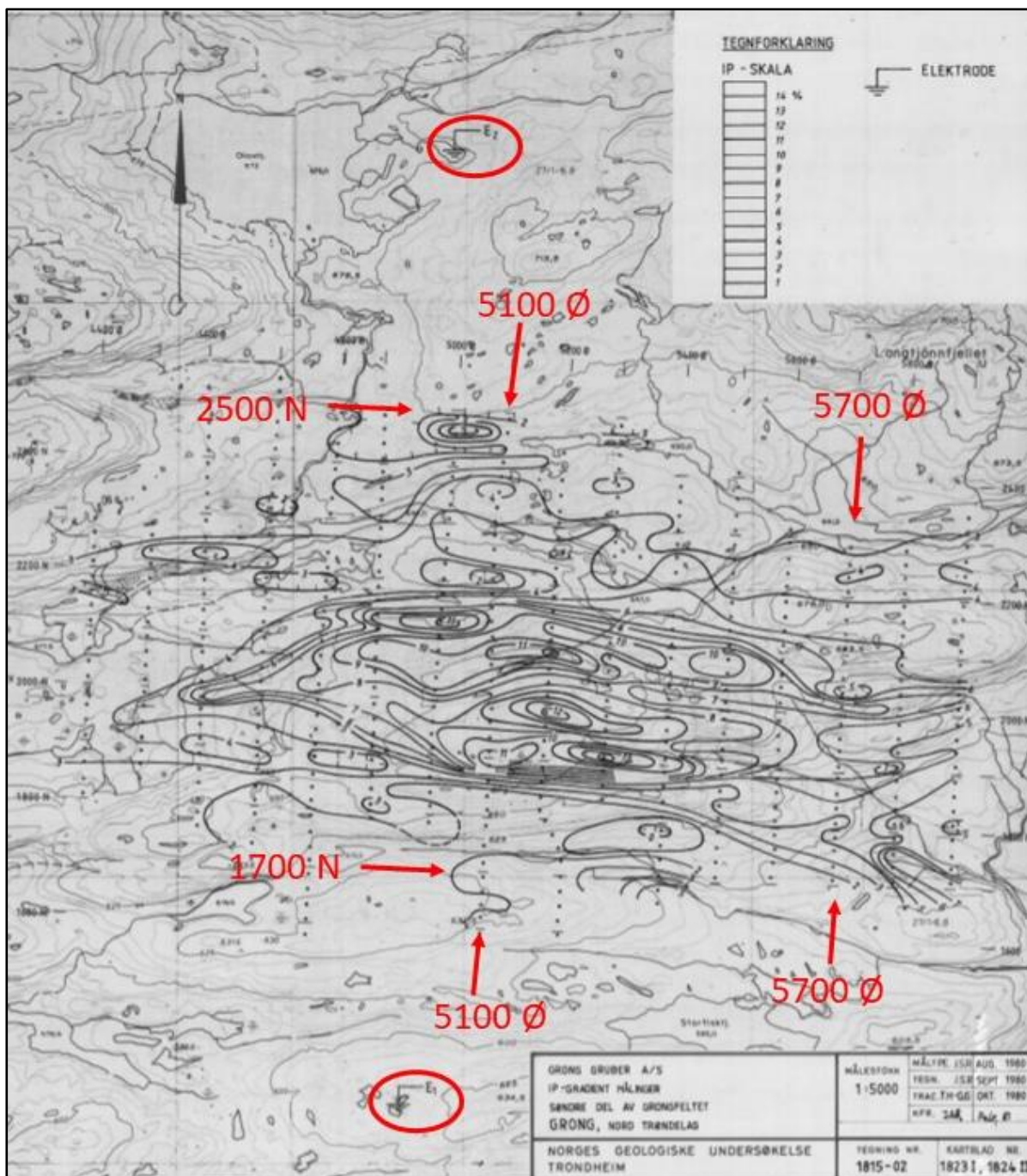
Spektral IP (SIP) kan også måles i tidsdomenet i tillegg til i frekvensdomenet (Martin mfl. 2020, Johansson 2020). En sammenligning av disse to måle metodene viste at begge gav konsistente resultater (Martin mfl. 2020). Ved målinger i tidsdomenet kan det være en fordel å benytte lengre strømpulser og en lengre dødtid. Ved høye frekvenser (frekvensdomenet) eller tidlige målinger (tidsdomenet) kan økt signal-støy-forhold oppnås ved å benytte separate kabelsystemer for strøm og potensialmålinger, eventuelt skjermede kabler.

7.5 Presentasjon av IP-data

Hvordan IP-data blir presentert har variert mye etter hvert som metoden har utviklet seg fra enkle rene 1D målinger i startfasen, via 2D IP-målinger og til spektral IP (SIP) i 3D.

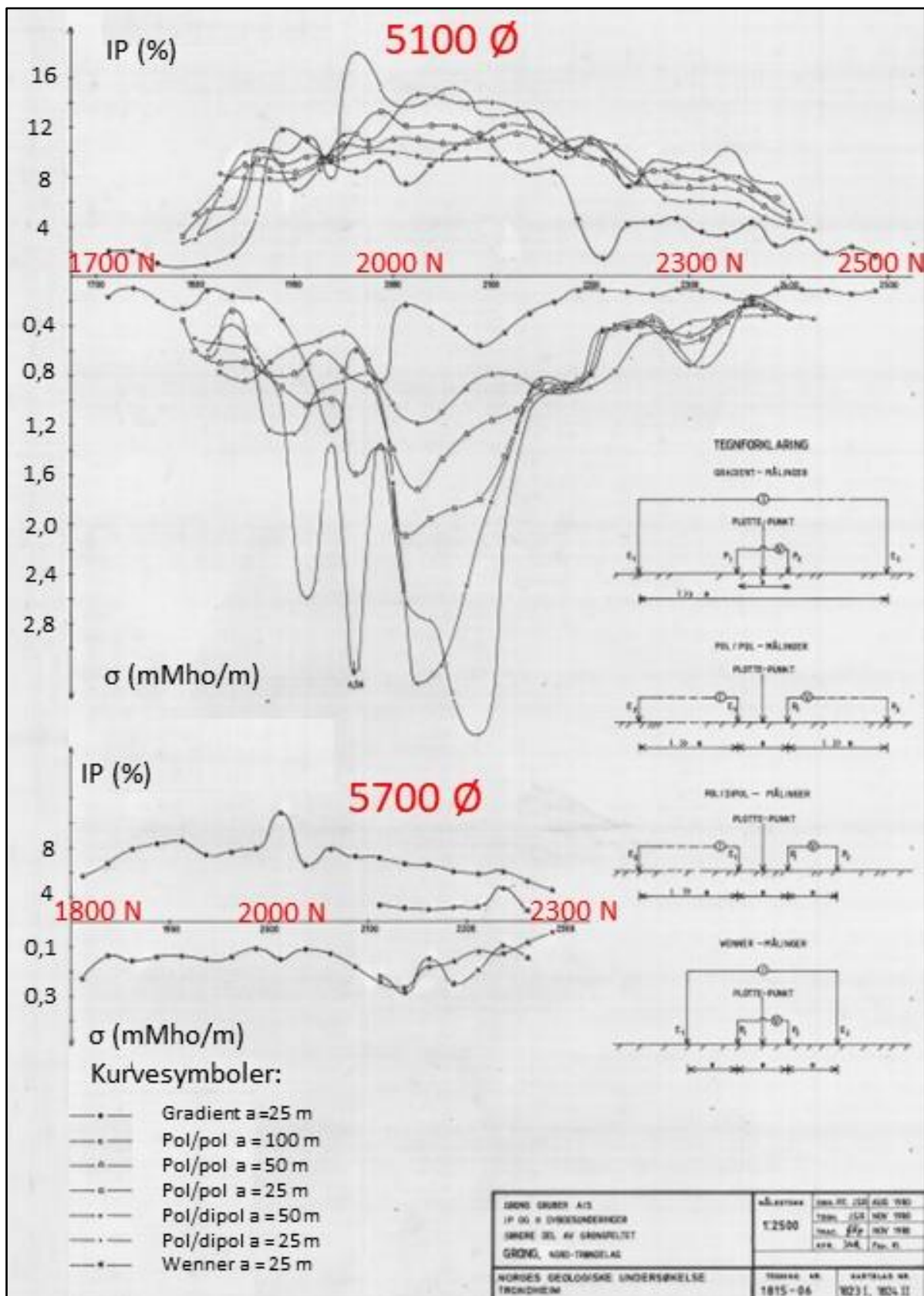
7.5.1 Enkle tradisjonelle målinger av Indusert Polarisasjon

På 1970- og -80-tallet var det vanlig å måle Resistivitet (ofte kalt RP, *Resistivity Potential*) samtidig med IP og SP hvor en benyttet en enkel gradient-konfigurasjon. To strømelektroder ble plassert fast på hver side av et område en ønsket å studere for å se om det kunne være interessante mineraliseringer som gav IP-effekt. Målingene ble foretatt langs profiler med en potensialdipol med fast avstand, gjerne 25 m. Dette gav et horisontalt 2D-bilde av både elektrisk ledningsevne, IP-effekt og SP. Figur 7.8 viser et eksempel på konturkart over IP-effekt. Tilsvarende kart ble laget for elektrisk ledningsevne og SP. Målemetoden ble ofte kalt RP-IP-SP-målinger.



Figur 7.9: Eksempel på konturkart over målt IP-effekt ved Fremstfjell Mo-mineralisering i Grong kommune. Røde sirkler angir lokaliseringen av strømelektrode. Røde piler angir lokaliseringen av profiler med mer detaljerte målinger vist i Figur 7.10 (Fra Rønning 1981).

Denne måleteknikken var og er effektiv ved at store arealer kunne måles på kort tid, men en får ingen informasjon om hvor i dybden en mineralisering er lokalisert. For å oppnå dette ble det gjerne målt et profil eller to hvor en varierte elektrode-avstandene slik at en kunne få informasjon om hvor dypt en kilde til IP-effekt lå (1D dybdesondring, jfr. VES, kapittel 3). Et eksempel på presentasjonen av denne type data er vist i Figur 7.10.

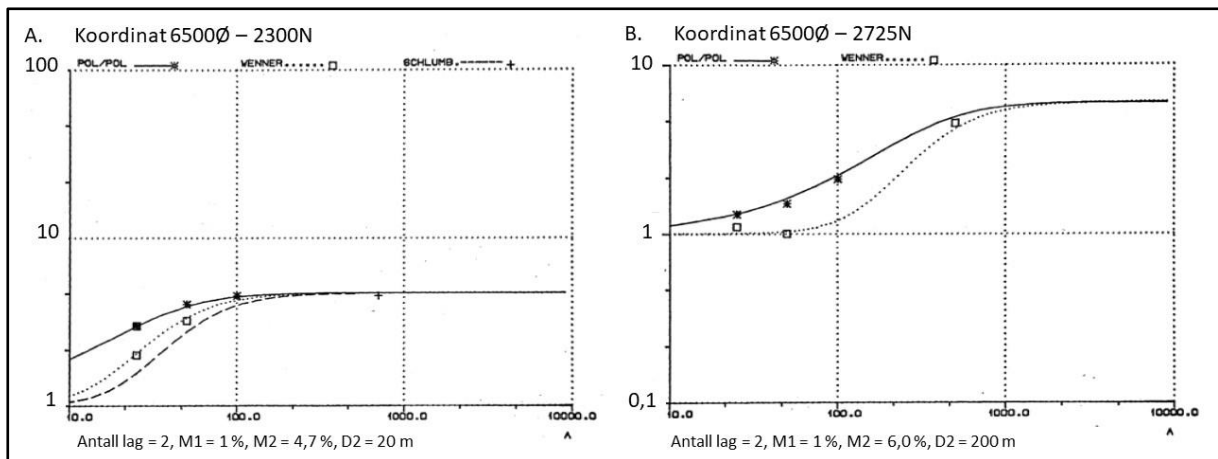


Figur 7.10: Eksempler på profilkurver fra detaljerte IP- og ledningsevne målinger langs to profiler ved Fremstfjell Mo-forekomst i Grong kommune (Fra Rønning 1981).

Detaljerte IP- og resistivitetsmålinger langs profil 5100 Ø viser forhøyet IP-effekt fra koordinat 1800 N og sammenhengende til koordinat 2400 N. Dette er imidlertid en indirekte metode. IP-effekten kommer ikke fra molybden-mineraliseringen, men fra en pyrittmineralisering som følger Mo-

mineraliseringen. En har ingen garanti for at dette forholdet er konstant, og IP-målingene gir bare et bilde av muligheten for Mo-mineralisering. IP-effekten (*Chargeability*) ligger jevnt over i nivået 8 til 16 % noe som stemmer med gradientdata i konturkartet (Figur 7.9). En kan også registrere at f.eks. pol-pol-data viser nær konstante verdier uansett om elektrodeavstanden er 100 m, 50 m eller 25 m og disse stemmer bra med gradientdata som har strømelektrodeavstand på ca. 1500 m. Dette er en indikasjon på at pyritt-mineraliseringen starter relativt grunt og fortsetter mot dyppet til mer enn 300 meters dyp.

Denne undersøkelsen ble fulgt opp med en ny undersøkelse i 1983 (Rønning 1984). Måleområdet ble utvidet mot øst, det ble foretatt nye detaljerte profilmålinger, og det ble foretatt borehullslogging med resistivitet (ledningsevne) og IP. Boringer og borehullslogging bekrefter at mineraliseringen fortsetter til dyp større enn 300 m. Ut fra de detaljerte profilmålingene ble det lest ut polarisering (*chargeability*) for flere elektrodekonfigurasjoner ved to koordinater langs det samme profilet. Resultater fra 1D inversjon av disse data er vist i Figur 7.11.



Figur 7.11: Eksempler på 1D inversjon av IP-data, begge fra Fremstfjell Mo-mineralisering i Grong kommune, men noe lengre mot øst enn vist i Figur 7.9. A) Ved koordinat 6500Ø – 2300N og B) Koordinat 6500Ø – 2725N (Fra Rønning 1984).

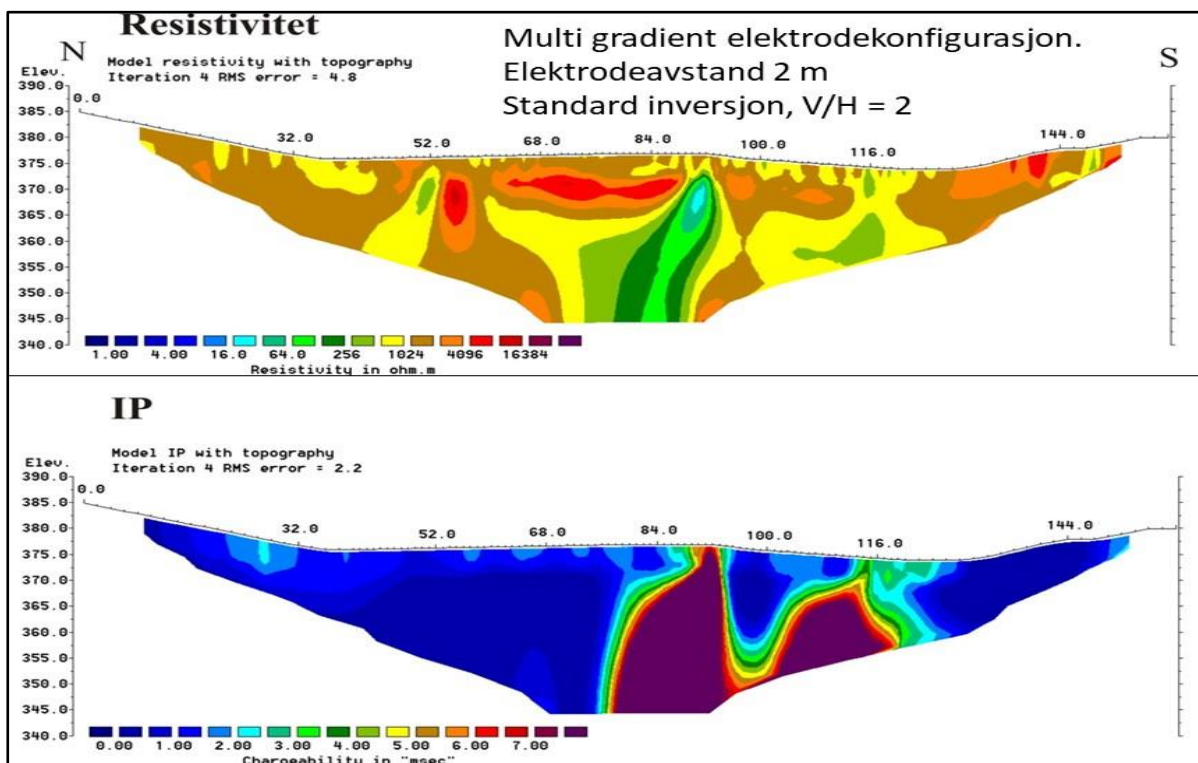
Ved de detaljerte målingene ble IP-effekten fra konfigurasjonene pol-pol og pol-dipol delvis målt og delvis beregnet. I tillegg ble verdiene for gradientmålingene, som ligger sentralt i profilet, betraktet som en Schlumbergermåling. Pol-dipol har samme dybderekkevidde som Wenner, og en kan benytte samme inversjonsrutine.

Ved koordinat 6500Ø – 2300N (Figur 7.11A) indikeres en tolagsmodell hvor det første laget har en polariserbarhet på 1 % mens lag to har polariserbarhet 4,7 %. Dette representerer et ikke mineralisert lag som ligger over et svakt mineralisert lag. Inversjonen indikerer at mineraliseringen ligger på ca. 20 meters dyp. Vel 400 m lengre mot nord (Koordinat 6500Ø – 2725N, Figur 7.11B) indikeres tilsvarende polariserbarhet i en to-lags-modell (1 % og 6 %), men her er tykkelsen av topplaget ca. 200 m. Dette betyr at mineraliseringen ser ut til å falle ca. 27° mot nord. Dette er senere bekreftet ved boringer noe lengre mot vest.

7.5.2 Moderne 2D Indusert Polarisasjon

Innføring av kabelsystemer for resistivitetsmålinger og utvikling av inversjonsrutiner også for IP, har åpnet for IP-målinger i 2D og i noen tilfeller 3D. Som allerede diskutert, burde u-polariserbare elektroder vært benyttet, men det ville blitt ressurskrevende. Derfor benyttes ofte stålelektroder også for IP-målingene, og ofte gir dette gode resultater (Dahlin mfl. 2002, se avsnitt 7.2.1).

Nussirforekomsten er en kobber-mineralisering av betydelig størrelse i daværende Kvalsund (nå Hammerfest) kommune i Finnmark. NGU har utført 2D resistivitet- og IP-målinger over denne forekomsten ved flere anledninger. Mineraliseringen består av disseminert bornitt og noe kobberkis. De første undersøkelsen ble utført for å se om elektromagnetiske målinger (EM) fra helikopter kunne påvise forekomsten, dvs. hadde den tilstrekkelig ledningsevne og størrelse slik at EM-målingene gav signifikant respons. Et eksempel på resistivitetsrespons og respons på IP er vist i Figur 7.12. Inversjonen, utført med Res2DInv (Loke 2010) viser gode modelltilpasninger med RMS feil på 4,8 % for resistivitet og 2,2 % ved IP.



Figur 7.12: Eksempel på 2D Resistivitet (øverst) og IP (nederst) fra Nussir Cu-mineralisering i Hammerfest kommune, Finnmark (Fra Dalsegg & Rønning 2011).

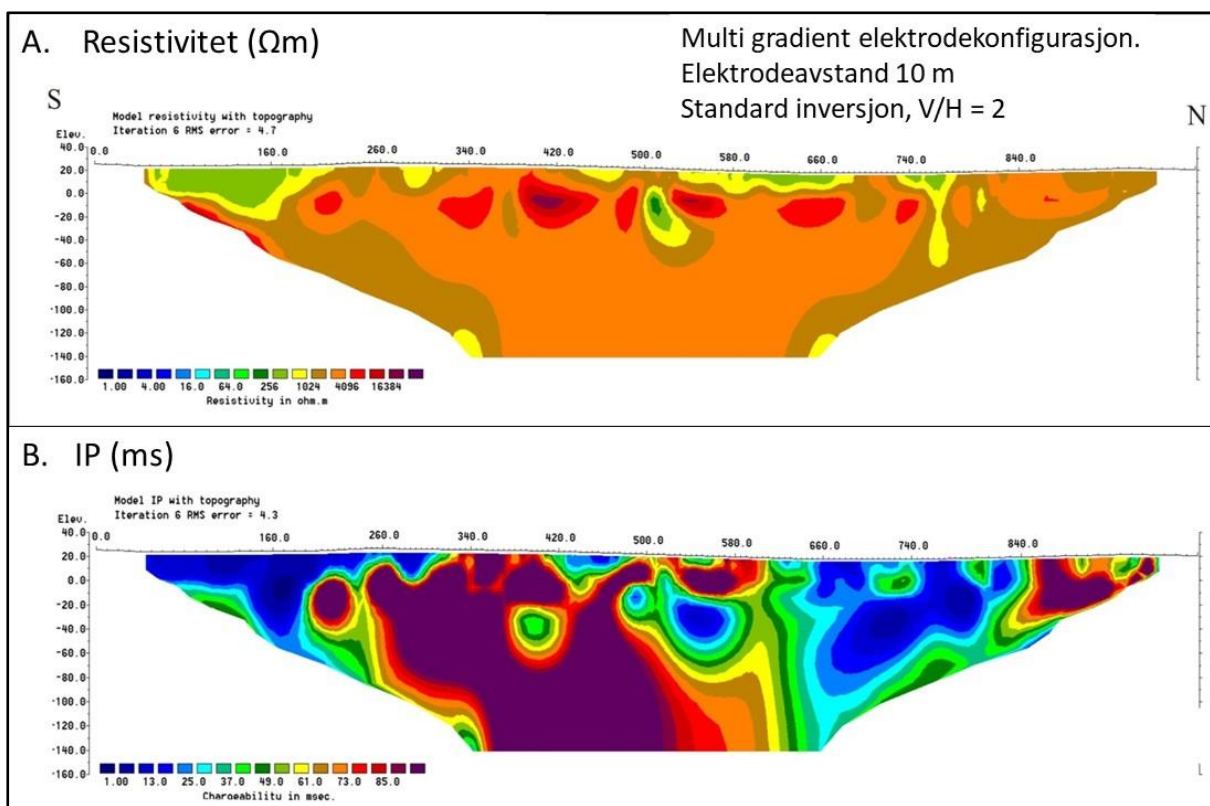
Resistiviteten i sideberget ved Nussir er i hovedsak lavere enn 2000 Ωm (Figur 7.12A), mens resistiviteten i mineraliseringen (ved koordinat 92) varierer rundt 200 Ωm . Sistnevnte er høyt til å være sulfidmineralisering og dette skyldes nok at mineraliseringen er disseminert, dvs. de elektronisk ledende mineralene (bornitt og kobberkis) har ikke elektrisk kontakt og ionisk ledningsevnen blir dominerende. Formen på både resistivitetsanomalien og IP-anomaliene utvides mot dypet, noe som mest sannsynlig skyldes en kunstig effekt. Modellering (Kapittel 5.2.2) har vist at mektigheten ved utgående er tilnærmet korrekt. Resistiviteten i mineraliseringen er relativt høy, og mektigheten bare et par meter. Påvisning av forekomsten med EM helikoptermålinger vil derfor være en utfordring.

IP-målingene (Figur 7.12B) viser en markert anomali over selve forekomsten (ved koordinat 92) og denne bekrefter tilstedeværelse av elektronledende mineraler. IP viser også anomale verdier fra

koordinat 110 – 120. Dette viste seg å være en kobbermineralisering oppdragsgiver ikke kjente til. I dette området er resistiviteten også noe lavere enn i sideberget, men kanskje ikke så markert at en ville mistenke kobbermineralisering. Resistiviteten viser også en nær vertikal sone med lavere resistivitet ved koordinat 52. Denne viser ingen IP-effekt og er mest sannsynlig en svakhetszone i berget.

I dette eksemplet har IP påvist mineraliseringer (tidligere kjent og ukjent), og i tillegg karakterisert en lavresistivitetssone som svakhetszone.

Ved **Fakken** på øya Vanna i Troms fylke ble det utført tilsvarende målinger som ved Nussir, men her med elektrodeavstand 10 m (Dalsegg & Koziel 2012). Også her er modelltilpasningen meget god med RMS-feil 4,7 % for resistivitet og 4,3 % for IP, noe som dokumenterer pålitelige data.



Figur 7.13: Eksempel på mineralisering (ved Fakken på øya Vanna i Troms) som ikke gir kontrast i resistivitet, men som står frem klart ved IP-målinger (Fra Dalsegg & Koziel 2012).

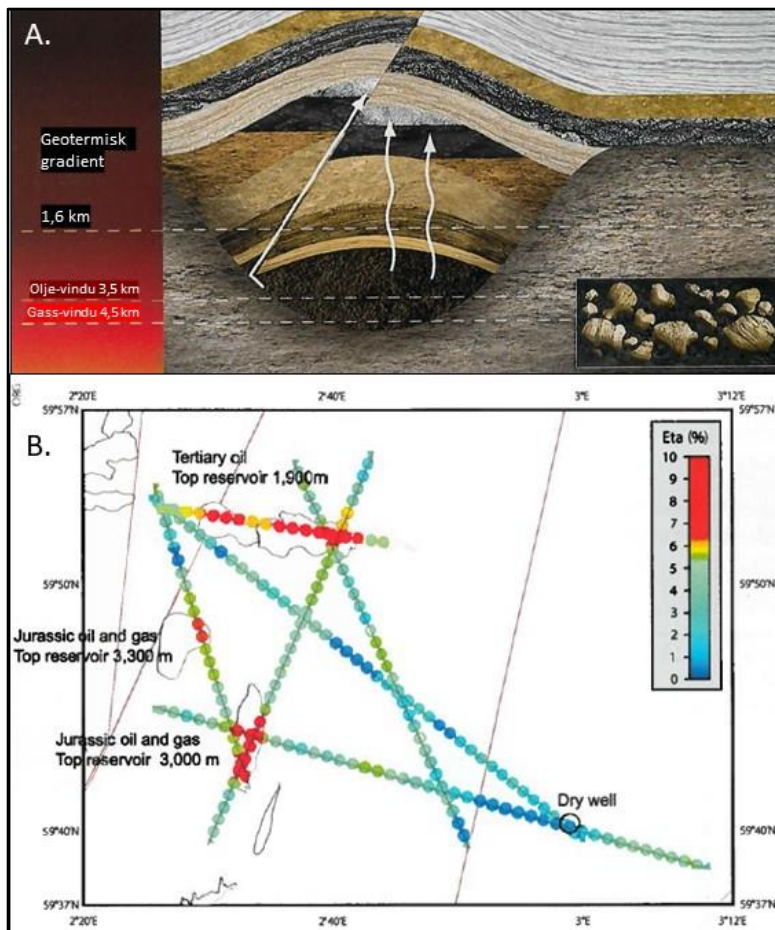
Resistiviteten i berget ligger her hovedsakelig mellom 2000 og 10000 Ωm , uten noen klare variasjoner langs profilet. Dagnært opptrer mindre partier med resistivitet lavere enn 1000 Ωm og disse tolkes som løsmasser eventuelt forvitret berg. I dette nær homogene materialet med hensyn på resistivitet, opptrer store variasjoner i IP. Fra ca. koordinat 250 og frem til ca. koordinat 500 opptrer et område med meget høy polariserbarhet (*chargeability*). IP-effekten er her nær 10 ganger høyere enn ved Nussir, noe som tilsier en helt annen mineralisering. Ved Fakken på Vanna er det trolig en magnetittmineralisering og kanskje noen sulfider som gir IP-effekt (Dalsegg & Koziel 2012).

Eksemplet fra Fakken viser en typisk situasjon i samspillet mellom resistivitet og IP; Ingen anomali ved resistivitetmålingene og en meget markert IP-effekt.

7.6 Indusert Polarisasjon i oljeleting

Indusert polarisasjon i oljeleting er en relativt ny metode i Vesten. I Russland hevdes det at metoden er benyttet i en rekke prosjekter (totalt 35000 linjekm) og med en suksessrate på 90 % (Wood 2014). I 2012 inngikk det norske firmaet Offshore Resources Group Geophysical (ORG) et samarbeid med det russiske firmaet Siberian Geophysical Research and Production Company (SGRPC) for tilrettelegging av teknologien til undersøkelser offshore. Det ble utført testmålinger ved flere oljeforekomster i Nordsjøen, bl.a. ved Frigg-feltet. Resultater fra undersøkelser i Nordsjøen ble presentert på EAGE-møtet i London og SEG møtet i Houston TX (Flekkerøy mfl. 2013a og Flekkerøy mfl. 2013b).

Konseptet med IP-anomalier over olje- og gassfelt bygger på mikrolekkasje av svovel fra reservoarene opp gjennom de sedimentære bergartene (Figur 7.14A). Under oksyderende forhold og med et visst jerninnhold i bergarten, vil pyritt felles ut relativt grunt i lagpakken. Målinger over disse vil kunne gi IP-anomalier over reservoarene. IP-målingene påviser ikke olje eller gass, men pyritt som stammer fra reservoarene (indirekte metode).



Figur 7.14: Lekkasje av svovel fra oljereservoar som felles ut som pyritt under oksyderende forhold i jernholdige sedimenter (A). B) Eksempel fra Friggfeltet i Nordsjøen der det er påvist IP-effekt over kjente olje- og gassreservoar. Flere olje og gassfelt indikert med sort strek gir IP-respons (Fra Wood 2014).

Ved testmålinger over Friggfeltet i Nordsjøen ble det målt 6 profiler som alle krysser kjente reservoar og i ett tilfelle en tørr brønn (Figur 7.14B). Alle de kjente reservoarene viser forhøyet IP-effekt mens den tørre brønnen ligger i et område med IP-effekt lavere enn 2 % noe som er vanlig i ikke mineraliserte bergarter.

Ut fra de dokumenterte resultatene, ser det ut som om dette er sikker metode som burde ha et potensiale for å kunne gi bedre treffrate ved boringer etter hydrokarboner. Metoden er omdiskutert, og selskapet ORG har ingen suksess med metoden, og har i dag en liten aktivitet.

8. OPPLADET POTENSIAL (Charged Potential, CP)

Det vi på norsk kaller **Oppladet Potensial** blir på engelsk kalt *Charged Potential*, derfor forkortelsen CP. Metoden benyttes i hovedsak for å skaffe informasjon om malmforekomster, men måleprinsippet kan også benyttes i andre sammenhenger. Det som skiller denne metoden fra de andre elektriske metoder er at en strømelektrode plasseres direkte i den mineraliseringen eller objektet en ønsker å kartlegge. På fransk heter metoden «*Mise a la Masse*» (MALM) noe som betyr «sette i massen».

8.1 Motivasjon

I Norge er CP-metoden først og fremst benyttet ved malmundersøkelser, og de første undersøkelsene ble utført på 1960-tallet. Ole Bernt Lile studerte metodens muligheter gjennom sitt licentiat-arbeide ved NTH (Lile 1971). Dette arbeidet tilsvarer i dag et PhD-studium. Matti Ketola ved det finske gruveselskapet Outokumpu, studerte virkningen av forskjellig utføring av måleprosessen (Ketola 1972). Kihle & Eidsvig (1978) videreutviklet tolkingsrutiner for metoden. Alle disse eksemplene bygger på manuelle tolkinger av CP-data. Carey mfl. (2003) benyttet modellering til å studere forløpet av en dyp VMS-forekomst (*Volcanic Massive Sulphide*) i Australia (se Reynolds 2011). Ut over dette er det ikke publisert så mye forskning på bruken av CP-metoden ved malmundersøkelser. Som vi skal se, kan metoden gi mye informasjon om godt ledende (elektronledende) mineralforekomster.

NGU i samarbeid med daværende NTH benyttet denne metoden ved provosert grunnvanns-strømming på Haslemoen i Solør (Morris mfl. 1996). I dette arbeidet ble det konkludert med at ved å benytte saltvann som tracer kan en bestemme strømningsretning og -hastighet ved å sette strøm direkte i en tracer (se avsnitt 8.5).

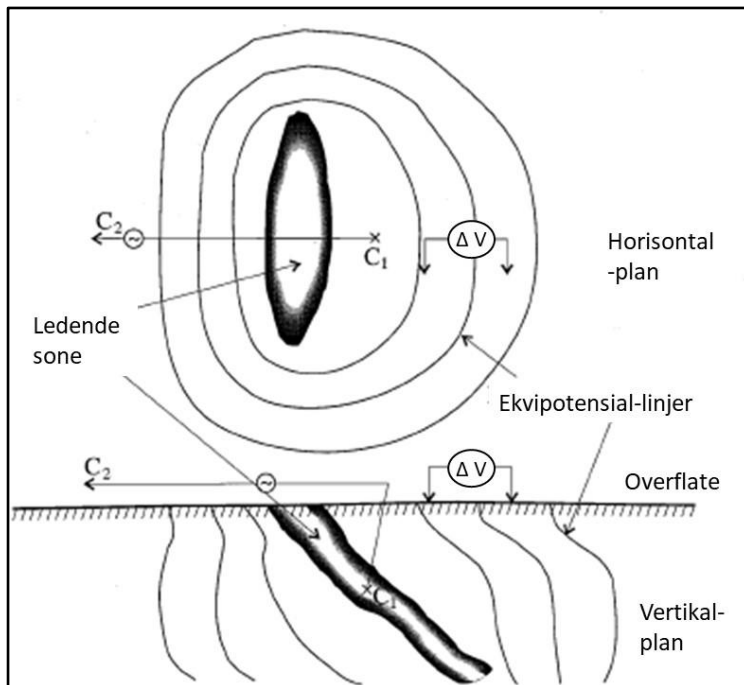
NGU har også benyttet metoden for å studere overgangsmotstand fra en mineralforekomst som ble vurdert som jordingspunkt for eksport av likestrøm til Danmark (HVDC, High Voltage Direct Current, Rønning & Dalsegg 1995). Tanken var her å etablere driftssikker jordingselektrode på land som kunne ha lik eller bedre overgangsmotstand sammenlignet med elektroder i sjøen. Dessverre viste det seg at den utprøvde mineralforekomsten, ilmenittforekomsten Storgangen i Rogaland, hadde for stor overgangsmotstand til at den ikke kunne erstatte elektroder i sjøen.

Internasjonalt er det forsket en del på å benytte CP-metoden ved miljø- og ingeniørgeologiske undersøkelser. Som eksempler kan det her nevnes kartlegging av lekkasje fra bunnen av vannreservoar (Ling mfl. 2019), kartlegging av nye produksjonssteder for geotermisk energi og kartlegging av godt ledende akvifer (Perrin mfl. 2019). Reynolds (2011) viser til flere eksempler der CP-metoden (elektrode i massen) kan benyttes i mange sammenhenger, og kanskje er det bare fantasien som setter begrensninger.

8.2 Utførelse

Ved CP-målinger kobles den ene strømelektroden (C1) direkte i en mineralforekomst en ønsker å kartlegg (Figur 8.1), mens den andre elektroden (C2) plasseres så langt fra den aktuelle mineraliseringen at potensialet fra denne ikke har innvirkning i måleområdet. Ved store mineralforekomster kan dette være flere kilometer. For å kunne utføre CP-målinger må en altså ha kontakt med den aktuelle mineraliseringen, enten i en blotning eller i et borehull. Når ledningsevnen i forekomsten er meget stor (elektronisk ledningsevne), vil forekomsten fungere som en forlengelse av elektroden, og størrelsen av denne kan kartlegges.

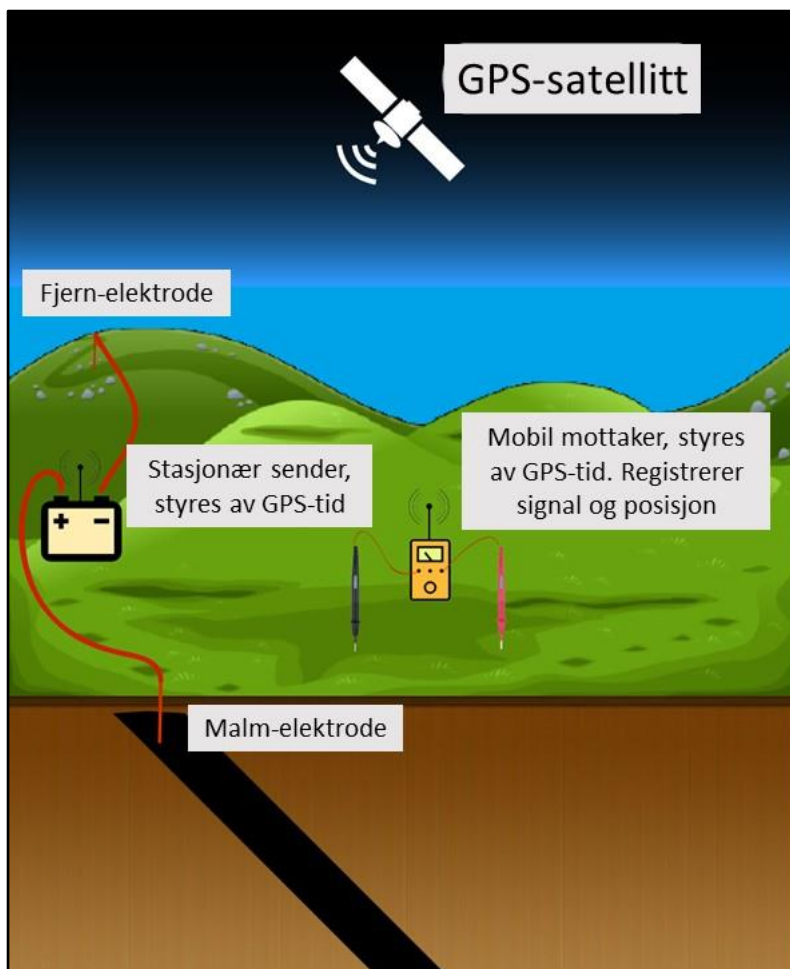
Ved tradisjonelle målinger ble strømmen sendt som firkant-pulser i ett sekund med samme polaritet og med en dødtid på tre sekunder. På denne måten kunne en under måling se når strømpulsen ble sendt, og når en hadde dødtid. Potensialmålingene (ΔV , Figur 8.1) foretas i strømtiden, mens en i dødtiden rett før en strømpuls kunne avlese SP-verdien. En kunne altså måle CP og SP samtidig.



Figur 8.1: Prinsippskisse for CP-målinger over og rundt en godt ledende mineralforekomst (Modifisert fra Telford et al. 1977).

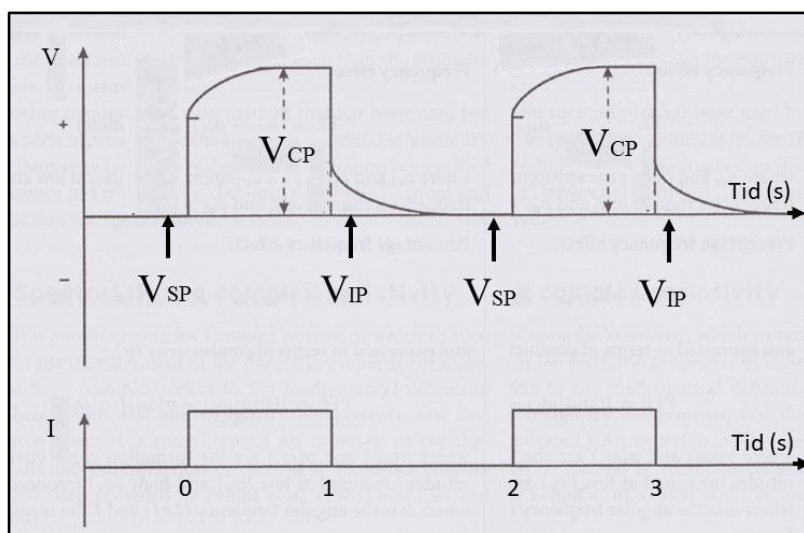
Potensialforløpet over og rundt en forekomst kartlegges så med en potensialdipol hvor en benytter u-polariserbare elektroder. Målingene gjøres vanligvis som gradientmålinger i profiler, dvs. begge potensialelektrodenes flyttes slik at den andre elektroden overtar den førstes plass. Målingene kan også utføres som amplitudemålinger der en potensialelektrode holdes fast (jfr. SP-målinger), men det krever at en har kontakt med den faste potensialelektroden. Ved målinger langt fra forekomsten kan en definere et nullnivå, og så summeres alle målinger slik at en får et bilde av ekipotensial-linjene over og rundt forekomsten. Dersom forekomsten er meget godt ledende (massiv elektronisk leder) vil en måle et konstant potensial over forekomsten, men når en måler til side for mineraliseringen, vil en få et potensialfall. For å få gode tolkinger bør ledningsevnen i malmforekomsten være minst 1000 ganger større enn i sideberget. For å minimalisere eventuelle feilmålinger, og korrigere for eventuelle elektrodefeil (polarisering av elektroden), gjøres målingene i runddrag, dvs. en måler tilbake til et utgangspunkt, registrerer akkumulert feil, og fordeler denne på alle de individuelle målingene.

Ved mer moderne målinger kan måleprosessen automatiseres, måledata lagres, de målte potensialene korrigeres og potensialforløpet beregnes. Koordinatene for målepunktene kommer fra GPS. Sistnevnte betyr at en ikke trenger å bruke tid på å bestemme målepunktens posisjon, og en kan foreta målinger der det er lettest å komme frem, noe som gjør feltarbeidet mer effektivt. For å kunne vite når strømmen går, og derved bestemme tidspunkt for målinger, styres både strømutsending og måletidspunkt ut fra GPS-tid. Figur 8.2 viser en skisse for denne type måling.



Figur 8.2: Prinsippskisse for moderne CP-målinger. Både sender og mottaker styres av GPS-tid, og posisjon for måling registreres med GPS (Illustrasjon fra NGU).

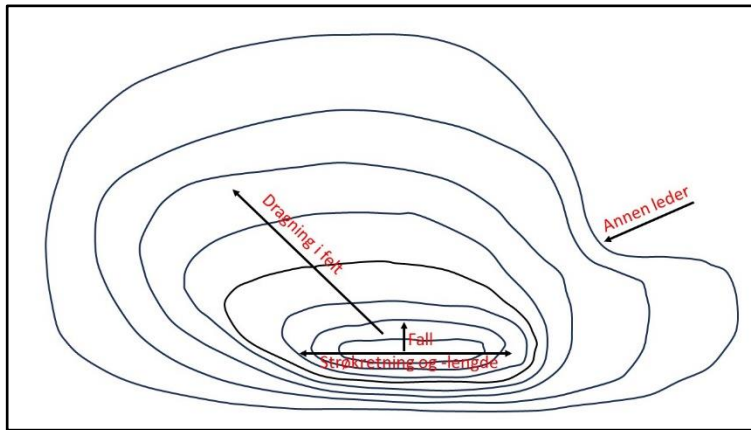
Siden både strøm og potensialmålinger styres av GPS-tid, trenger en ikke asymmetri i strømforløpet for å vite når strøm sendes. Det betyr at tiden for hver målesyklus kan reduseres (fast strøm- og dødtid på ett sekund). Ved å gå inn på det kontinuerlig registrerte potensialforløpet, kan en registrere SP-verdien rett før en strømpuls sendes, CP-spenningen under strømpulsen, og en kan registrere et IP-signal etter strømpulsen (Figur 8.3). Dette betyr at en kan gjøre tre typer målinger samtidig. Husk at massive elektronisk ledende mineralforekomster ikke gir IP-effekt, først når en beveger seg utenfor forekomsten får en anomale IP-verdier og da gjerne knyttet til disseminert mineralisering.



Figur 8.3: Strømforløp (I) og måletidspunkt i forhold til denne for måling av SP, CP og IP (Illustrasjon fra NGU).

8.3 Tolking av CP-målinger

Som allerede nevnt, kan tolkingen av CP-data gjøres ved modelltilpasning, men i Norge har det vært vanlig å benytte manuelle tolkinger. Figur 8.4 viser et eksempel på et tenkt potensialbilde rundt en mineralforekomst. Konturlinjene viser stedvis mindre uregelmessigheter, noe som kan skyldes målefeil.



Figur 8.4: Prinsippkisse av ekvipotensiallinjer med indikasjoner om hvilken informasjon dette viser (Illustrasjon fra NGU).

Informasjon som kan tolkes ut fra et ekvipotensialbilde:

1. Strøkkretning (*strike of the orebody*)
2. Strøklengde (*length along strike*)
3. Fall (*Dip of the orebody*)
4. Beregnet lengde langs fall (*length along dip, calculated*)
5. Drøgning i felt (*Plunge*)
6. Arealet av mineraliseringen (*area of the mineralisation*)
7. Andre ledere i nærområdet (*other conductors in the area*)

Dersom en kun har en blotning på en elektronisk ledende mineralforekomst, der ledningsevnekontrasten til omgivelsene er stor (≥ 1000), kan en ut fra potensialbildet over forekomsten lett tolke strøkkretning. Dersom forekomsten har en viss lengde, vil potensiallinjene følge strøkkretningen. Lengden langs strøket kan tolkes som vist i Figur 8.4. Så lenge en er over forekomsten, vil en ikke få noe potensialfall. Mot endene av forekomsten vil potensialet begynne å falle. Strøklengden vil derfor gjerne være noe lengre enn lengden av området uten potensialfall.

Fallretning kan tolkes ut fra konturlinjenes tetthet på hver side av mineraliseringen. I Figur 8.4 er konturlinjene tette nederst i bildet og det viser fall i motsatt retning. Ved vertikale mineraliseringer i en homogen bergart (samme resistivitet på begge sider) vil konturforløpet bli symmetrisk på hver side. Større asymmetri indikerer slakere fall.

I Figur 8.4 viser konturforløpet at viss forskyvning opp mot venstre. Dette kan være en effekt av som på fagspråket blir kalt drøgning i felt. Mineraliseringen i dette bilde kan være en linjal som ikke følger fallretningen med drar seg mot venstre. Det siste som kan tolkes ut av konturbildet er andre ledende strukturer i nærområdet. Disse vil stå frem som systematiske avvik i potensialforløpet som vist i Figur 8.4.

Det er publisert metoder for å beregne lengden av mineraliseringen langs fallet. Disse blir kortfattet beskrevet i avsnitt 8.4.4. Det overlates til den enkelte leser å søke teorien bak disse (Lile 1971, Kihle & Eidsvig 1978).

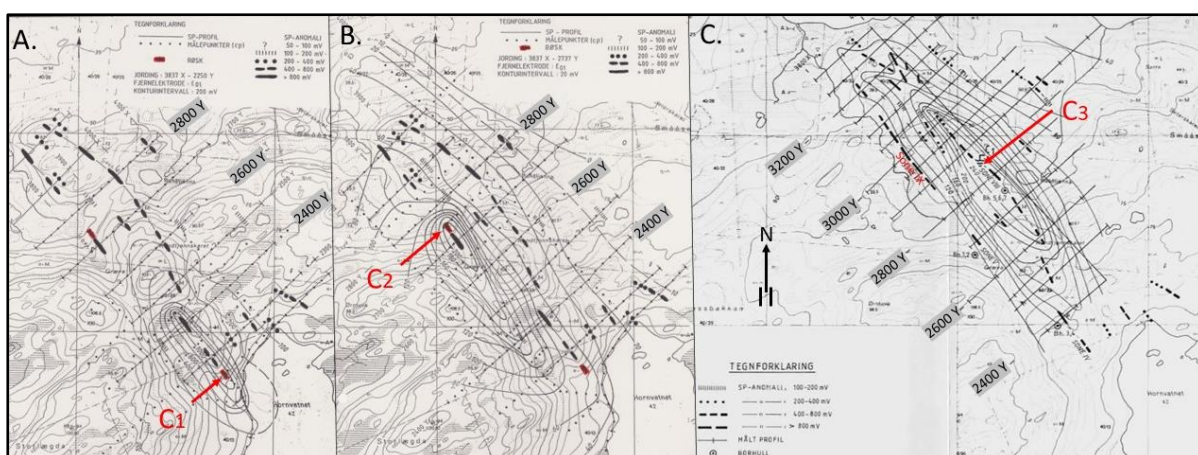
Dessverre er det vanligvis ikke mulig å si noe om tykkelsen av mineraliseringen med mindre denne er meget stor.

8.4 Eksempler på mineralundersøkelser

NGU og andre har utført CP-målinger over en rekke sulfid- og grafitt-mineraliseringer i Norge. Her vises noen eksempler på hva for informasjon denne metoden kan gi, både tradisjonelt og med moderne teknologi.

8.4.1 Tradisjonell CP, Hornvann, Sortland kommune i Vesterålen

Ved Hornvann i Sortland kommune i Vesterålen ble det utført CP-målinger på grafittstrukturer i to runder tidlig på 1990-tallet. Samtidig med CP-målingene ble det utført SP-målinger. CP-kartene vist i Figur 8.5 A og B ble utført i 1992 (Rønning 1993) mens konturkartet i Figur 8.5C stammer fra tilsvarende målinger i 1993 (Dalsegg 1994). SP-målingene presenteres her som runde og avlange symboler, mens CP-målingene presenteres som konturkart (ekvipotensiallinjer).



Figur 8.5: Resultater fra SP-målinger og tre forskjellige CP-jordinger ved Hornvann i Sortland kommune, Vesterålen. Legg merke til at SP-målingene er utvidet i Figur 8.5C. (Illustrasjoner fra NGU).

Ved Hornvann var det kjent to blotninger av grafitt som ble benyttet som jordingspunkter for CP-målinger (C1 og C2). Det ble antatt at dette var blotninger på en og samme struktur. De første SP-målingene (svarte symboler) indikerte flere strukturer, men disse ligger ikke på linje. CP-målingene med de tre jordingene (C3, jording i borehull) viser at dette er tre isolerte linser som har nær samme strøk og fall (Tabell 8.1). Uregelmessigheter i CP-bildet ved profil 2500 Y indikerer en elektrisk isolert mineralisering. Tabell 8.1 viser tolkingsresultater for de tre grafittsonene ved Hornvann.

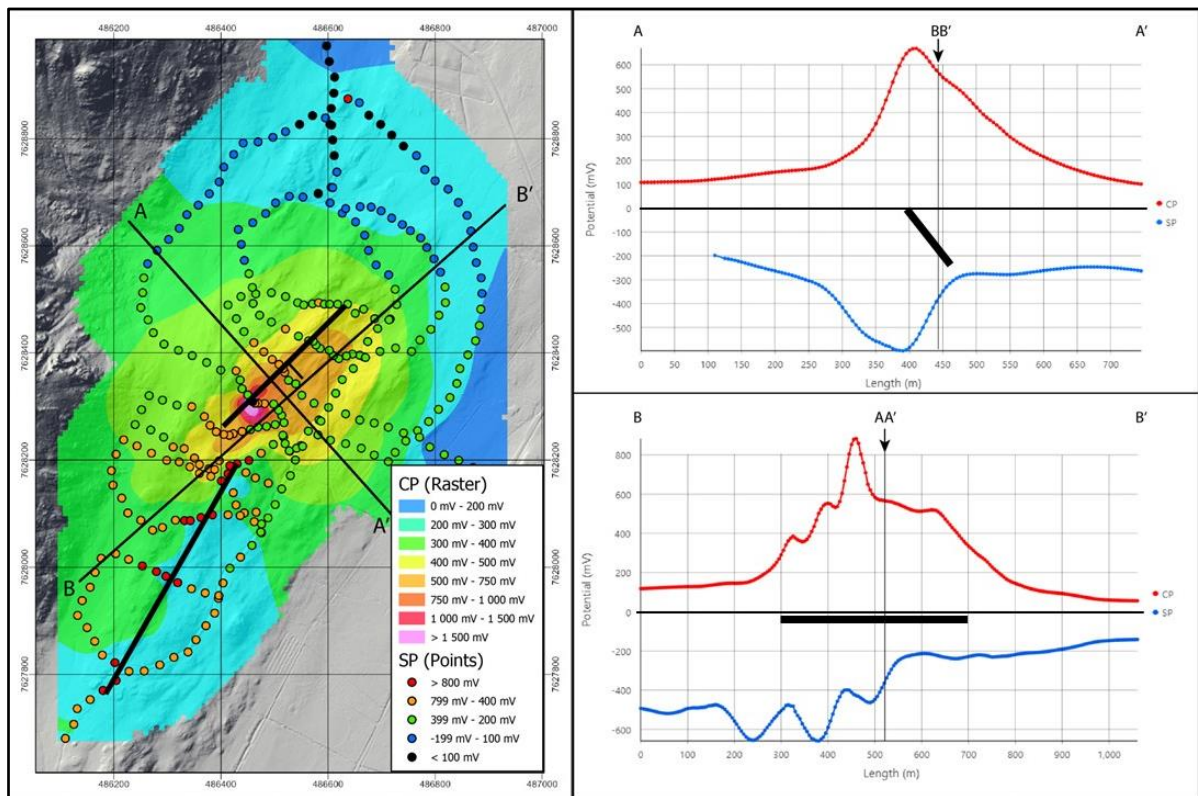
Tabell 8.1: Tolkingresultater fra CP-målinger ved Hornvann, Sortland kommune.

Jording	Jordingstype	Strøkretning	Fallretning (°)	Strøklengde (m)
C1	Kjent blotning	SØ - NV	Steilt mot SV	200
C2	Kjent blotning	SØ - NV	Steilt mot SV	300
C3	Borehull	SØ - NV	Steilt mot SV	450

I tillegg til de tre nevnte sonene, finnes også en fjerde sone merket Sone IX. Ut fra SP-målingene er denne ca. 200 m lang, den har sterke SP-anomalier (større enn 800 mV), men ingen informasjon ut over dette. Eksemplet fra Hornvann viser informasjonspotensialet i samspillet mellom SP- og CP-målinger. Siden de enkelte grafitt-sonene her ligger tett opp mot hverandre (inhomogene omgivelser), ble det ikke gjort forsøk på å beregne lengde langs fall (arealet av sonene, se avsnitt 8.4.4).

8.4.2 Moderne CP, Grafitt ved Møkland, Bø kommune i Vesterålen

Som en del av regjeringens satsing på mineraler i Nord-Norge (MINN), ble det på nytt gjort undersøkelser på grafitt bl.a. i Vesterålen. Fra tidlig på 90-tallet og frem til 2016 ble det gjort store effektiviseringer ved datainnsamlingen (kapittel 8.2), men også databehandlingen og kartframstillingen ble effektivisert ved å ta i bruk GIS-verktøy. Figur 8.6 viser et eksempel på dette.



Figur 8.6: Eksempel på moderne bearbeiding og kartframstilling av CP-data, her fra Møkland, Bø kommune i Vesterålen. Til venstre: SP som fargekodede punkter og CP som raster-kart i farger. Til høyre: Utvalgte profiler fra gridd av SP og CP-data. Tykke sorte strek viser tolket grafittforekomst med fall (Fra Rønning mfl. 2017, Gautneb mfl. 2022).

Datainnsamlingen her tar utgangspunkt i en målt basislinje som følger en veg, og som er raskeste prosedyre. Ut fra basislinjen er det målt runddrag der det var lett å komme frem i den tette skogen. På denne måten ble datainnsamlingen effektivisert (se Figur 8.6 til venstre).

CP-data med posisjoner ble lagt inn i et GIS-system, griddet, automatisk konturert og til slutt fremstilt i farger (Figur 8.6 til venstre). Blå og grønne farger representerer et bakgrunns-nivå, målt langt fra selve mineraliseringen. Gule og oransje farger er anomale CP verdier som avspeiler størrelsen av grafittmineraliseringen det er jordet i. En toppverdi på 1500 mV, og omgivelsene til denne, er en effekt av at mineraliseringen ikke er en perfekt leder, men at det er et visst potensialtap umiddelbart rundt elektroden. Her må en nok også regne med kunstige effekter som skyldes griddingen av måledata. Ut fra potensialbildet kan en tolke strøketning og strøklengde (sorte streker i Figur 8.6) og mineraliseringens fall (mot sørøst). Ved å benytte upubliserte tolkingsmetode (Kihle & Eidsvig 1978), kan lengden langs fallet beregnes til ca. 50 m. Men, som vi skal se kan denne tolkingen være usikker. Et uregelmessig konturforløp rett sør for jordingspunktet (høyeste potensialverdi) indikerer at her ligger det en annen ledende sone som er elektrisk isolert fra sonen det er jordet i, og som mest sannsynlig er en lengre grafittmineralisering.

SP-data er summert, runddragskorrigert og så fremstilt som fargekodede punkter som viser SP-nivået (Figur 8.6 til venstre). SP-nivået er kunstig lavt i hele måleområdet, og burde vært justert noe opp. Oransje og røde punkter er klart anomale og representerer trolig grafittmineraliseringer. Sonen det er jordet i gir klare, men ikke spesielt høye SP-anomalier. Ca. 100 m rett sør for CD-jordingen oppstår imidlertid meget sterke SP-anomalier (> 800 mV), og disse kan følges minst 500 m mot sør-sørvest. Mest sannsynlig representerer dette en ukjent grafittmineralisering som ut fra tolket lengde og SP-anomali kan være mer interessant enn den sonen det er jordet i.

CP- og SP-profilene vist til høyre i Figur 8.6 er lest ut fra griddene. CP-profil A – A' viser en klar anisotropi som skyldes fall mot sørøst. Det samme gjør SP-data langs det samme profilet (jfr. Figur 6.5). CP-profil B – B' viser et forhøyet nivå i en total lengde ca. 400 m, noe som tolkes som lengden langs strøket. Den lokale toppen på over 800 mV er en effekt av jordingselektroden, og viser at ledningsevnen i grafitten lokalt ikke er den aller beste. SP-data langs B – B' er påvirket av at profilet går langs den andre ukjente mineraliseringen.

8.4.3 Tradisjonell CP, Joma, Røyrvik kommune

Jomaforekomsten i Røyrvik kommune i daværende Nord-Trøndelag fylke ble funnet så tidlig som i 1912 i en tid da pyritt hadde verdi. Forekomsten ble satt i drift i 1972, ble drevet frem til 1998 og da som en kobber-/sinkforekomst med noe sølv og gull. I skrivende stund planlegges en gjenåpning av gruva.

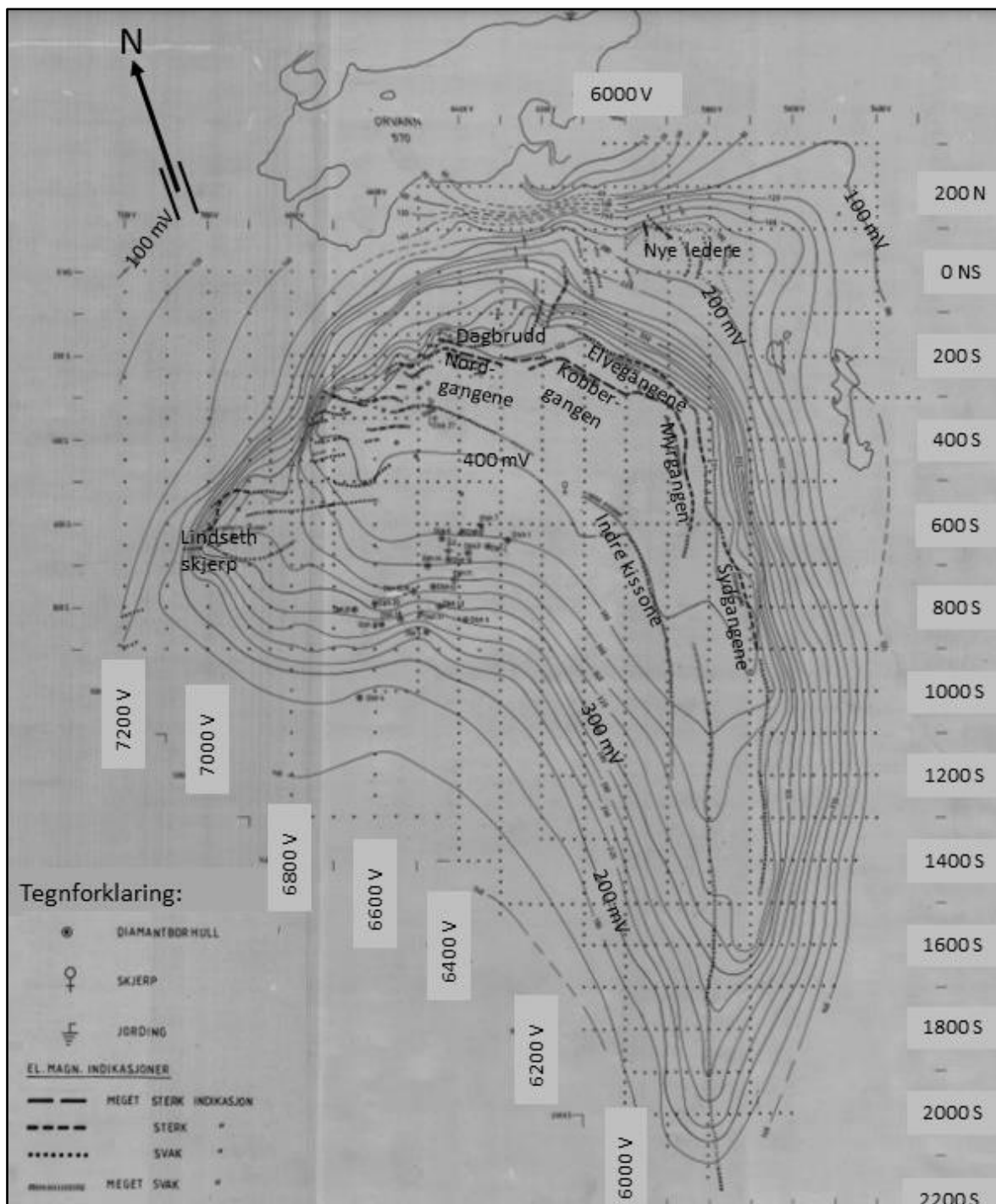
NGU utførte CP-målinger over halve Joma-forekomsten i 1978 (Kihle 1979) mens den østre halvdel ble målt sommeren 1981 (Rønning 1981). CP konturkartet presentert i Figur 8.7 er en sammmentegning av målingene fra de to undersøkelsene. Strømelektroden i malmen ble etablert med et 2 m langt kobberrør i to forskjellige borehull ved de to målerundene (60 m under bakken i Dbh 26 i 1978 og 245 m under bakken i Dbh 10 i 1981). Fjernelektrode ble ved begge tilfeller etablert nord for Orvannet. Overlappende målinger viste samme potensialforløp, noe som bekrefter elektrisk kontakt mellom de to elektrodene i malmen. Målingene ble foretatt som gradientmålinger med 25 m elektrodeavstand og med to målelag. Totalt ble det utført ca. 100 dagsverk for å kartlegge denne ca. 30 mill. tonn store kobber-/sink-mineraliseringen.

Det var tidligere (1958 og 1962) utført elektromagnetiske TURAM-målinger i Joma-feltet (Singsaas 1962), og disse viste flere adskilte ledende soner som ble kalt Kobbergangen, Myrgangen, Nordgangene, Elvegangene og Sydgangene. (se Figur 8.7). Kobbergangen og Myrgangen ble opprinnelig betraktet som hovedmalmen. CP-bildet viser at alle de nevnte gangene ligger på et topp-potensial noe i overkant av 400 mV. Gangene har elektrisk kontakt, og de er derved deler av en og samme mineralisering.

Lindseth skjerp ligger på et noe lavere potensialnivå (300mV) og denne mineraliseringen er derved en isolert mineralisering. Dette fremgår klart av CP-målinger med jording i denne mineraliseringen (Kihle 1979). Ved disse målingene ble det konkludert med at Lindseth skjerp hadde beskjedne dimensjoner, en subhorisontal plate på ca. 200 m x 200 m. Også de *nye lederne* lengst mot nordøst er isolert fra hovedmalmen. De viser en marker utbuling i potensialforløpet som ligger på 195 mV.

Mot nord og øst er potensialgradienten stor, noe som skyldes at mineraliseringen er grunn, og er delvis utgående. Mot sør-vest er gradienten noe åpnere, og dette avspeiler at malmen her ligger mye dypere (400 – 450 m). Dette gjør det vanskelig å tolke avslutningen mot sør-vest, men trolig ligger denne ca. ved 200 mV-konturen. Formen på Joma-forekomsten ligner et øsekar, steilt fall i nord som flater ut mot sør. CP-bildet her viser hvordan sub-horisontale forekomster blir avbildet ved CP-målinger.

Lengst mot nordøst krummer konturene motsatt veg og dette skyldes at den fjerne strømelektroden står for nært mineraliseringen. Denne burde vært plassert minst en km lengre mot nord.



Figur 8.7: CP-kart fra Joma-forekomsten i Røyrvik kommune. Målingene er foretatt i to runder med to jordinger i to forskjellige borehull mens fjernelektroden i begge tilfellene er plassert nord for Orvannet (Fra Rønning 1981).

CP-målingene over Joma kobber-/sink-forekomst stemmer meget godt overens med tidligere utførte TURAM-målinger, og gir tilleggsinformasjon. CP-målingene viser at mineraliseringen er sammenhengende og av betydelig størrelse. I form ligner Joma-forekomsten et øsekar. Mineraliseringen dekker et område opp mot ca. 2 km². Dessverre kan ikke CP-målingene gi informasjon om mektigheten av malmen, og da heller ikke noe om volum og tonnasje, og heller ikke om konsentrasjoner av Cu, Zn, Ag og Au.

8.4.4 Tolking av lengde langs fallet

Ut fra CP-målinger kan en tolke dybdeutstrekningen (lengde langs fall) til grunne mineraliseringer (Lile 1971, Kihle & Eidsvig 1978). Det finnes tre forskjellige metoder:

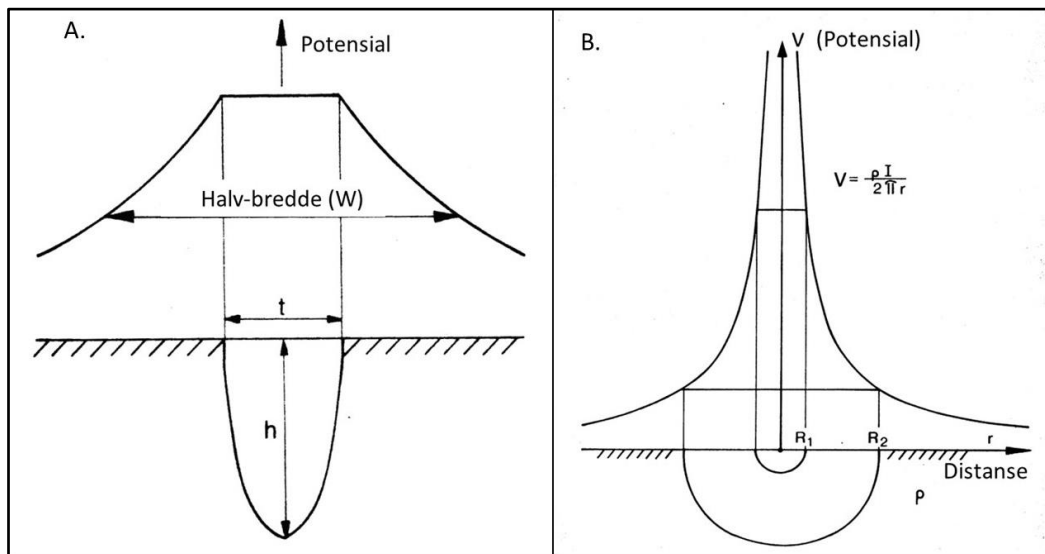
1. Halvverdi-bredde
2. Topp-potensial
3. Gradient-metoden

Felles for disse er at metoden forutsetter at den aktuelle lederen er en perfekt leder, dvs. at ledningsevnen i mineraliseringen er minst 1000 ganger større enn i sideberget, at vertsbergarten er homogen og isotrop, og at fjernelektroden er plassert så langt bort at denne ikke har innvirkning i måleområdet. Ledende soner nært opp til en forekomst (inhomogene omgivelser) vil forstyrre strømmen ut fra den aktuelle lederen, og tolkingene blir usikre.

Halvverdi-bredden refererer til bredden av CP-kurven tilsvarende halve topp-potensialet (Figur 8.8A). Ut fra en enkel formel (ligning 8.1) kan lengden langs fallet i meter (H) for nær vertikale grunne mineraliseringer estimeres:

$$H = W'^2/2L \quad (8.1)$$

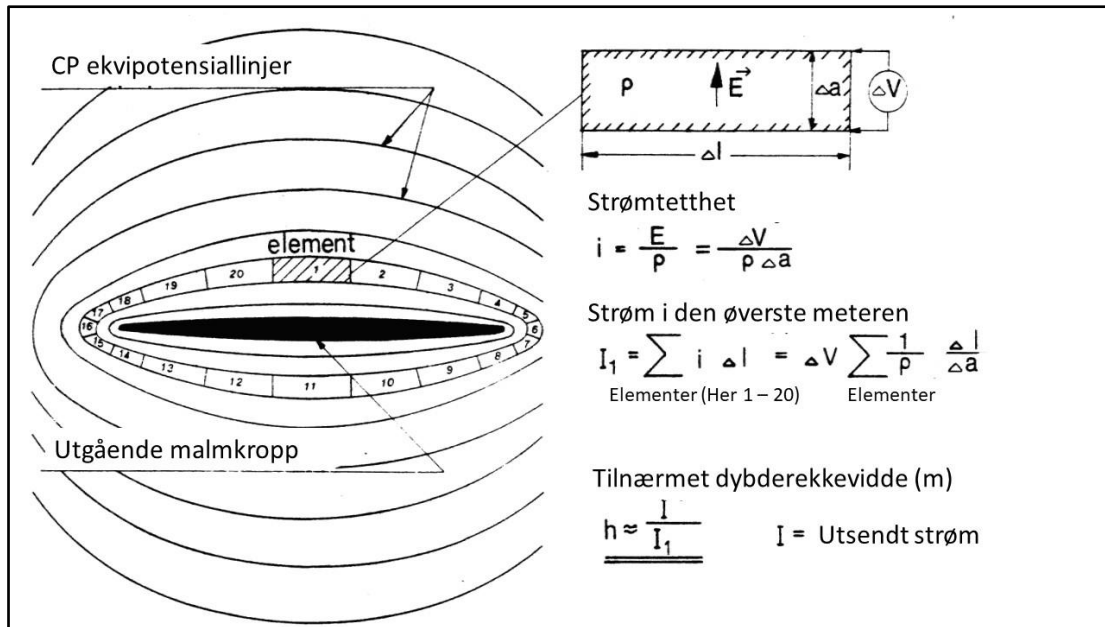
der W' er potensialets halvverdbredde W minus tykkelsen av mineraliseringen (t). L er lengden langs strøket i meter (Kihle & Eidsvig 1978).



Figur 8.8: Prinsippskisse av metodene for tolking av lengde langs fallet ved CP-målinger. A) Halvverdi-bredde-metoden og B) Topp-potensial-metoden (Fra Kihle & Eidsvig 1978).

Topp-potensial-metoden benytter potensialet forekomsten legger seg på i forhold til et null-nivå, potensialet langt utenfor mineraliseringen. Med en gitt strømstyrke, gjerne 1 A, vil en få et topp-potensial som varierer med forekomstens størrelse (arealet av forekomsten). Jo større en forekomst er, jo lavere topp-potensial får den. I Figur 8.8B er prinsippet illustrert med potensialet over en «uendelig» godt ledende halvkule. Ved bare en elektrode i måleområdet, vil potensialet avta med $1/r$ (se Figurene 2.6B og 2.10). Hvis halvkulen har en radius R_1 , blir topp-potensialet relativt høyt. Ved en større radius i halvkulen (R_2) blir topp-potensialet betydelig lavere. Dette er årsaken til at metoden på norsk kalles **opppladet potensial**.

Gradientmetoden bygger på potensialgradienten rundt forekomsten. Det beregnes en strømtetthet dagnært i segmenter mellom to ekvipotensiallinjer rundt forekomsten (Figur 8.9). Her må en vite resistiviteten i sideberget. Strømtettheten i hvert segment summeres opp til en strøm i den øverste meteren av forekomsten (I_1). Ved å dividere den totale strømmen som sendes inn i forekomsten (I) med strømmen i den øverste meteren (I_1), kan forekomstens dybderekkevidde (h) estimeres (Kihle & Eidsvig 1978).



Figur 8.9: Prinsippskisse av Gradientmetoden for tolking av lengde langs fallet ved CP-målinger. (Fra Kihle & Eidsvig 1978).

Disse tre tolkingsmetodene ble benyttet ved CP-målinger i Annlifjell i Røyrvik kommune (Rønning 1982). Her ble det påvist at det en trodde var en sammenhengende mineralisering, var delt opp i fire forskjellige soner. Tolking av lengde langs fallet viser her relativt like verdier for de fire sonene med de tre metodene (Tabell 8.2) og metodene oppfattes pålitelige. Sett fra et metodisk ståsted var dette oppløftende, men ut fra et økonomisk ståsted nedslående. Den totale tonnasje ble beregnet til ca. 1 mill. tonn kobbermalm, og videre undersøkelser ble frarådet. Malmens mektighet kom fra borer, siden CP-metoden ikke kan si noe om denne.

Tabell 8.2: Tolket lengde langs fall for fire elektrisk isolerte mineraliseringer ved Annlifjell i Røyrvik kommune (Rønning 1982).

Tolkingsmetode	Sone I (m)	Sone II (m)	Sone III (m)	Sone IV (m)
Halvverdbredde	260	330	55	35
Topp-potensial	240	212	65	80
Gradientmetoden	325	290	65	75

Tilsvarende tolking av lengde langs fallet ved de gamle kis-gruvene ved Grimelid i Askvoll kommune i tidligere Sogn og Fjordane, viste på ingen måte så gode resultater (Tabell 8.3). Her sprikte data så mye at metoden var ubrukkelig, og ved en sone var det ikke mulig å utføre tolkingene. Det var flere årsaker til de dårlige resultatene. Omgivelsene var på ingen måte homogen og isotrope, da flere mineraliseringer lå tett inntil hverandre. Mineraliseringene var små og ikke perfekte ledere, dvs. ledningsevnekontrasten til sideberget var trolig ikke stor nok. Gruvefeltet ligger svært nær sjøen, og dette kan nok ha påvirket strømbanene, og fjernelektroden lå nært mineraliseringene.

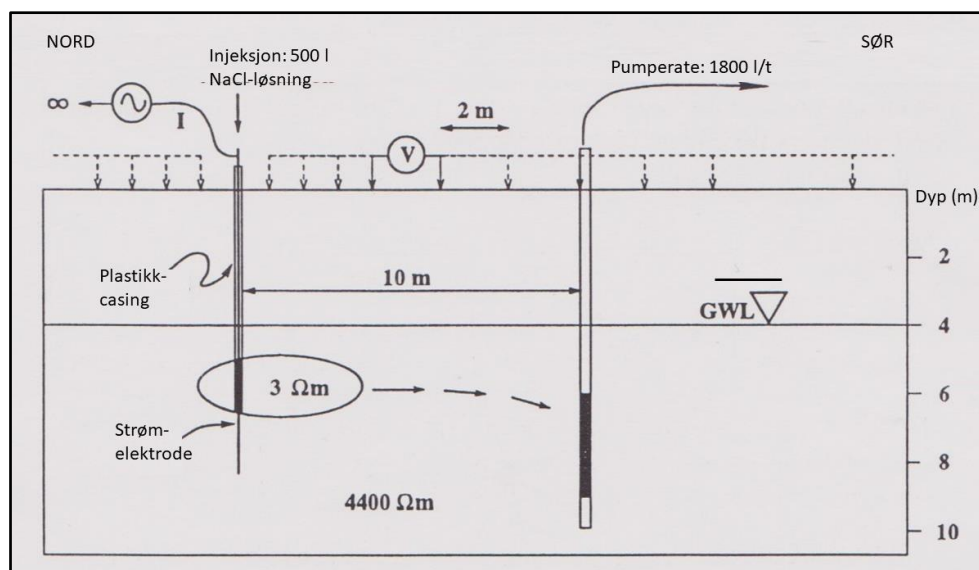
Tabell 8.3: Tolket lengde langs fall for fire adskilte mineraliseringer ved Grimelid i Askvoll kommune (Rønning 1981).

Tolkingsmetode	Sone I (m)	Sone II (m)	Sone III (m)	Sone IV (m)
Halvverdbredde	54	160	81	?
Topp-potensial	495	700	550	?
Gradientmetoden	1530	331	1472	?

Tolking av lengde langs fall kan gi gode resultater, og dersom en kjenner mineraliseringenes mektighet, kan tonnasje beregnes som ved Annliffjell. Ved Grimelid var det for mange forstyrrelser og metodene feilet. Dette viser at tolket lengde langs fall må benyttes med fornuft.

8.5 CP ved hydrogeologisk undersøkelse, Haslemoen

Som en del av et doktorgradsarbeide ved daværende NTH, ble det utført et tracer-forsøk for å se om elektriske målinger kunne benyttes til å bestemme strømningsretning og -hastighet (Morris mfl. 1996). Metode-oppsettet er vist i Figur 8.10. Det ble etablert to brønner 10 m fra hverandre i sandavsetningene på Haslemoen i Solør, en injeksjonsbrønn og en pumpebrønn. På grunn av relativt finkornig avsetning (finsand og silt), ble det benyttet pumping for å få en raskere avvikling av eksperimentet.

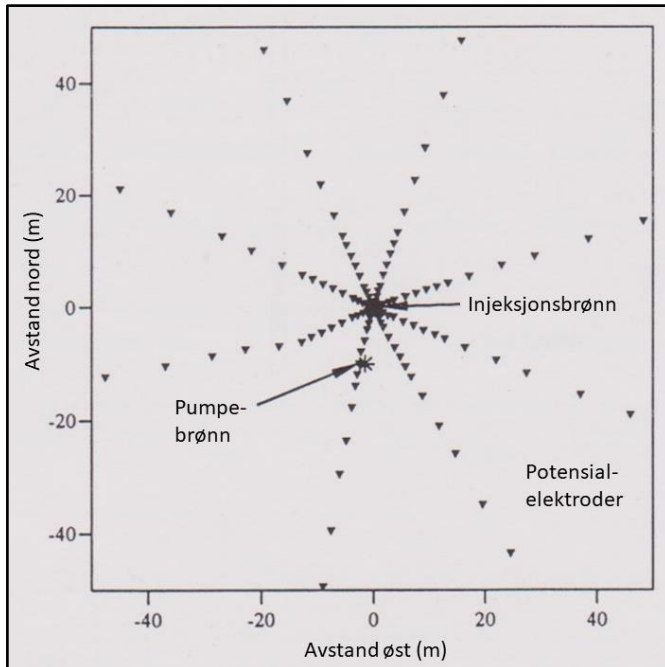


Figur 8.10: Metodeoppsett for tracer-forsøk på Haslemoen (Modifisert fra Morris mfl. 1996).

Injeksjonsbrønn var av plastikk ned til 5 m. Fra 5 m til 6,5 m ble en strømelektrode av metall plassert i en perforert del av plastrøret. I pumpebrønnen av plast ble det etablert et filter fra 6 til 9 meters dyp.

Det ble bygd en sender med 200V utgangsspenning ved NTH, og som kunne sende strømstyrker opp mot 200 mA i den aktuelle avsetningen. Strømmen ble sendt i firkant-pulser med alternerende polaritet på 500 ms og med dødtid på 10 ms. En pumpebrønn ble etablert 10 m nedstrøms, og denne ble pumpet med nær konstant pumpe-rate på 1800 l/time.

Rundt injeksjonsbrønnen ble det etablert potensialelektroder i et stjerneformet mønster som vist i Figur 8.11. Det ble benyttet 14 elektroder langs 8 linjer ut fra injeksjonsbrønnen. Elektroden ble plassert med avstandene 1, 2, 3, 4, 6, 8, 10, 12, 14, 16, 20, 25, 30, 40 og 50 m fra senterpunktet (injeksjons-brønnen), totalt 112 elektroder. Elektroden var laget av messing, ca. 0,5 cm i diameter og disse ble stukket ca. 15 cm ned i bakken.



Figur 8.11: Elektrodeoppsett og brønner for tracer-forsøk på Haslemoen (Fra Morris mfl. 1996).

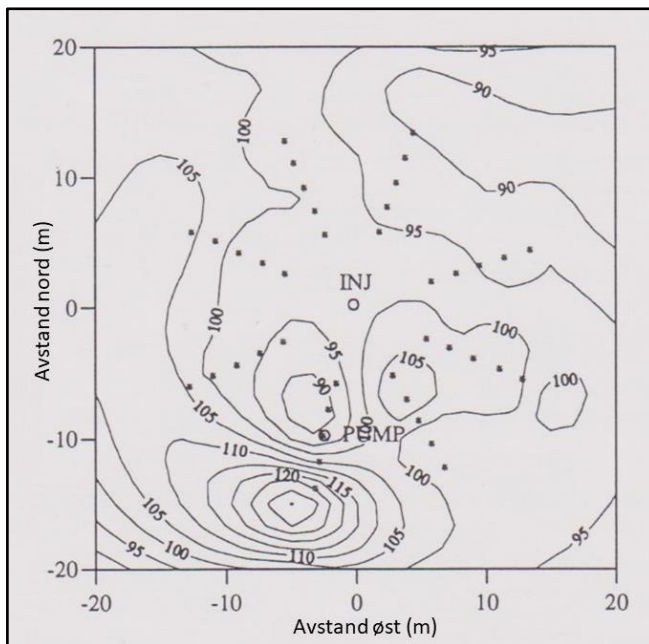
Potensialelektroden ble koblet til en bryter-boks som automatisk koblet til to og to elektroder for potensial-målinger. Selve målingene ble utført av et voltmeter med høy inngangsmotstand utviklet for forsøket ved NTH. Målingene ble gjentatt for hver andre time, og måling av de i alt 104 dipolene tok ca. 1 time. Måledata ble (selvsagt) lagret automatisk.

Forut for selve tracer-forsøket ble et bakgrunns-potensial målt, og disse data ble benyttet til normalisering av de påfølgende målingene.

Som tracer ble det benyttet saltvann og vann med radioaktivt tritium (HTO). Fem hundre liter saltvann (24000 ppm NaCl) ble pumpet i bakken gjennom et 1,5 m langt filter plassert 1 til 2,5 m under grunnvannsspeilet (GWL, groundwater level). Resistiviteten i saltvannet var $0,25 \Omega$ noe som tilsvarer resistiviteten i sjøvann ved aktuelle temperatur. En strømelektrode ble plassert i filteret, og denne blir da stående direkte i saltvannet, derfor blir dette metoden «Mise a La Masse» (satt i massen) eller CP. Den andre strømelektroden ble plassert så langt bort at den ikke påvirket målingene.

I tillegg til saltvannet ble 10^{10} Bq av tritium blandet i 10 ml vann (HTO) og injisert foran saltvannspulsen, dette som en referanse til saltvann som tracer. Elektrisk ledningsevne i vannprøvene ble målt etter en viss oppsamling på stedet, mens radioaktiviteten ble målt hos daværende Statens Strålevern, nå DSA (Direktoratet for Strålevern og Atomsikkerhet).

Strøm ble sendt automatisk, målinger ble foretatt automatisk annenhver time, og utpumpet vann ble også prøvetatt automatisk hver time. Hele forsøket varte i over 800 timer med 160 timer måling før injeksjonen og 660 timer etter. Figur 8.12 viser et eksempel på normalisert potensial 336 timer etter injeksjon. Utpumpet vann som ikke ble tatt som prøve, ble sluppet ut 100 m nedstrøms pumpe-forsøket.



Figur 8.12: Eksempel på normalisert potensial 336 timer etter injeksjon vist i prosent av potensialet før injeksjonen. For å bedre oversikten er noen elektroder ikke vist (Fra Morris mfl. 1996).

Det normaliserte potensialbildet viser to klare effekter (Figur 8.12). Nord og delvis øst for injeksjonsbrønnen er det målte potensialet redusert med ca. 10 %. Dette betyr at saltvannspulsen har forskjøvet strømmen noe mot sør. Mellom injeksjonsbrønnen og pumpebrønnen er også potensialnivået delvis lavere. Dette skyldes at strømmen vil foretrekke å gå i saltvannet på ca. 5 meters dyp frem til at dette blir pumpet ut. På sørsida av pumpebrønnen, hvor det er mindre saltvann, vil det være fordelaktig å fordele seg på hele volumet, og strømtettheten dagnært blir høyere enn før injeksjonen. Lokalt stiger denne til 125 % av strømtettheten før saltvannspulsen.

Den maksimale anomalien, som skyldes saltvannspulsen, ligger i samme retning som pumpebrønnen og derved i den provoserte strømningsretningen. Ut fra dette kan en konkludere at en kan bestemme **strømningsretning** ved denne type målinger.

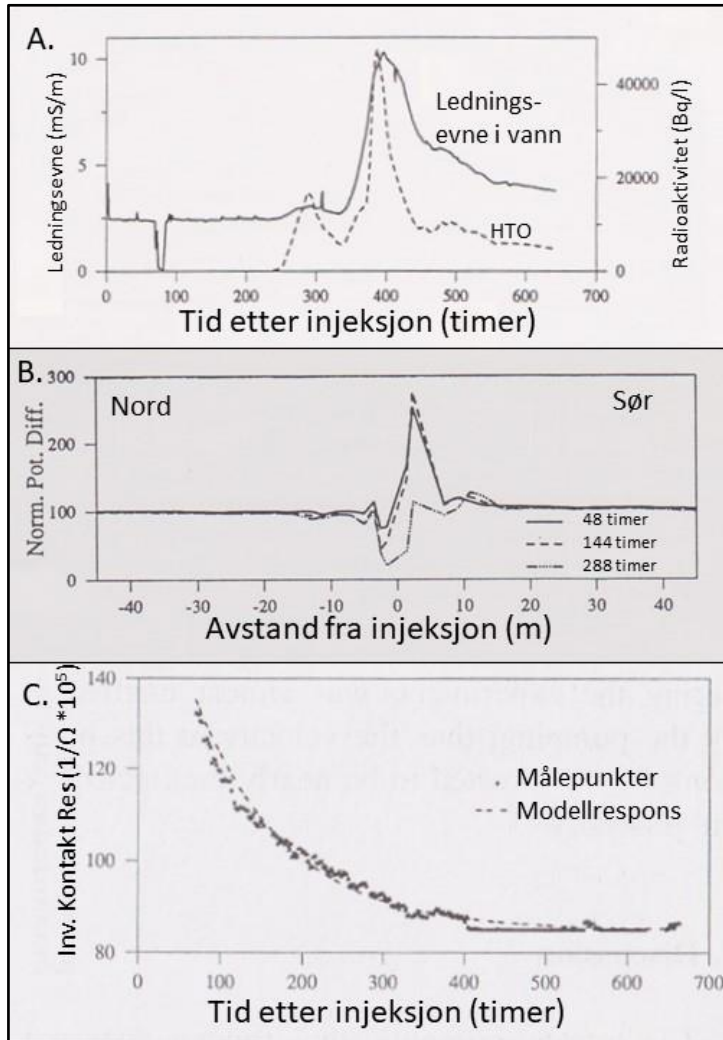
Strømningshastigheten kunne studeres på tre forskjellige måter (se Figur 8.13 og Morris mfl. 1996, Lile mfl. 1997)):

1. Tidspunkt for når saltvannet og tritiumet (HTO) har gjennomslag
2. Potensialanomalien forflytning møt sør
3. Variasjoner i den inverse overgangsmotstanden ved strømelektroden

Tidspunktet for når saltvannet og det radioaktive stoffet tritium (HTO) når pumpebrønnen og blir pumpet ut (Figur 8.13A), er den sikreste måten å bestemme strømningshastighet. Denne metoden viser at de maksimale konsentrasjonene kommer henholdsvis 396 og 387 timer etter injeksjon. De målte konsentrasjonene viser imidlertid en liten puls før dette og en etter. Dette må bety at det finnes en hovedkanal som gir maksimale konsentrasjoner, men at det også er en mindre snarveg og en kanal hvor vannet trenger noe lengre tid. Med andre ord, avsetningen er ikke så homogen med hensyn på strømning som først tenkt.

Som vist i Figur 8.12, er det en markert potensialanomali som indikerer strømningsretningen. Forflyttingen av denne kan også benyttes til å estimere strømningshastigheten. Som vist i Figur 8.13B vil topp-potensialet forflytte seg og avta etter hvert som tiden går. Hastigheten dette skjer med avspeiler strømningshastigheten.

Umiddelbart etter injeksjon vil en ha en høy saltkonsentrasjon rundt strømelektroden. Etter hvert som vannet pumpes mot sør og ut av avsetningen, vil konsentrasjonen av saltet ved strømelektroden avta. Det betyr at overgangsmotstanden øker. Her har en imidlertid valgt å se på den inverse overgangsmotstanden som vil avta (Figur 8.13C), og modellering av dette gir også et mål for strømningshastigheten.



Figur 8.13: Strømningshastighet bestemt på tre forskjellige måter. A. Tracer-gjennomslag (NaCl-løsning og HTO), B) Normalisert potensialdifferens og C) Invers kontaktresistans (Fra Morris mfl.1996 og Lile mfl. 1997).

Estimerte strømningshastigheter ved de tre metodene og den naturlige strømningshastigheten er vist i Tabell 8.4.

Tabell 8.4: Provoserte strømningshastigheter og naturlig strømningshastighet ved Haslemo-forsøket (Fra Morris mfl. 1996, Lile mfl. 1997).

Metode	Strømningshastighet (m/dag)	Kommentar
Gjennomslag for tracer	0,6	For høy?
Potensialanomali	0,42	Noe for høy?
Invers overgangsmotstand	0,26	Tilnærmet korrekt?
Naturlig	0,1 – 0,2	Fra naturlig hydraulisk gradient

Metoden som benytter tiden det tar for **gjennomslag** kan gi for høy hastighet. Når de 500 liter med saltvann ble pumpet ned i bakken, gav dette en fortregning av grunnvannet, og tracer-fronten kom

nærmere pumpebrønn på grunn av dette. Når den totale avstanden er bare 10 m, vil dette gi et betydelig bidrag til tidlig gjennombrudd. I tillegg vil injeksjonen heve grunnvannsnivået lokalt og pumpingen senke dette. Det gir en større strømningshastighet da denne er proporsjonal med grunnvannsgradienten. Det er rimelig å anta at strømningshastigheten bestemt ved gjennomslag er for høy.

Forflytningen av **potensialanomalien** vil også bli påvirket av at grunnvannet fortrenses av saltvannet, og dette gir en «flying start». Variasjoner i grunnvannsnivået vil trolig ikke påvirke forplantningen av strømmen så mye, men i sum kan en anta at også denne metoden gir et noe for høyt estimat av strømningshastigheten.

Strømningshastighet ut fra **invers overgangsmotstand** gir trolig det beste estimatet. Uttynningen av saltvannet ved injeksjonsbrønnen påvirkes ikke av saltvolumets størrelse, men bare av hvor fort det tynnes ut. Dette er en metode hydrogeologene benytter seg av, men da ved å måle konsentrasjonen av salt i injeksjonsbrønnen ved flere tidspunkt. Endringer i grunnvannsstanden på grunn av injeksjon og pumping, vil påvirke uttynningen noe, men det er rimelig å anta at denne metoden gir det beste estimatet av strømningshastigheten.

På grunnlag av den hydrogeologiske gradienten er den **naturlige strømningshastigheten** estimert til 0,12 – 0,20 m/dag. Dette bygger på et glissent nett av observasjonsbrønner, og lokale variasjoner i grunnvannsnivået kan være store. En merker seg at de kunstige strømningshastighetene er høyere enn den naturlige strømmingen, noe som er en viss garanti for pålitelige resultater.

Det kan konkluderes med at elektriske målinger med CP-metoden kan bestemme strømningsretning og gi et pålitelig estimat av strømningshastighet.

8.6 CP ved lekkasje fra deponi

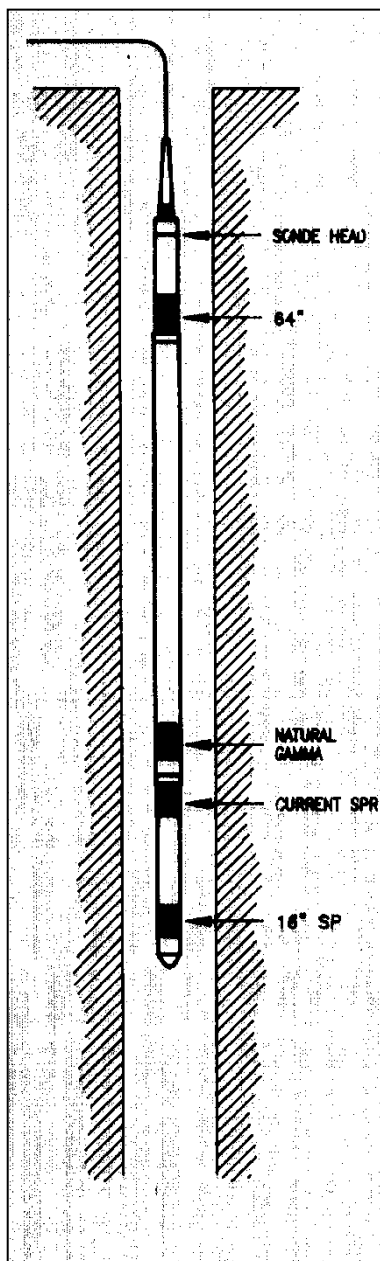
CP-metoden benyttet for kartlegging av lekkasjer fra deponi er, etter det forfatteren vet, ikke utført i Norge. Interesserte lesere henvises til Reynolds (2011) for mer informasjon.

9. ELEKTRISKE MÅLINGER I BOREHULL

Alle de elektriske metodene som benyttes ved bakkemålinger kan også benyttes ved borehulls-målinger.

9.1 Resistivitet og Selv Potensial

I prinsippet kan en hvilken som helst elektrodekonfigurasjon benyttes ved målinger av resistivitet i borehull. Tradisjonelt ved malmundersøkelser i Norge har en laget eget utstyr for dette og en har benyttet en pol-pol konfigurasjon med varierende lengde mellom strømelektrode og potensialelektrode. Den andre strømelektroden og den andre potensialelektroden ble da plassert på bakken i hver sin retning ut fra borehullet. Som ved bakkemåling blir det målt en tilsynelatende resistivitet, men ved å benytte en kort avstand mellom strøm- og potensialelektrode, kan målingene ofte gi den sanne resistiviteten i den aktuelle formasjonen.



Ved kommersielt utstyr for måling av resistivitet ved borehulls-målinger benyttes vanligvis to standard elektrodekonfigurasjoner kalt SN (*Short Normal*) og LN (*Long Normal*). Det benyttes en strømelektrode i borehullet kalt *current* i Figur 9.1. Selve loggekabelen benyttes som den andre strømelektroden, og denne er isolert i en lengde av 10 m fra selve sonden og oppover. Sonden har to potensialelektroder, den ene er plassert 16" (ca. 40 cm) nedenfor strømelektroden og den andre 64" (ca. 1,6 m) ovenfor strømelektroden. I tillegg benyttes en fjern potensialelektrode som plasseres på bakken ved borehullet. Sammen utgjør disse konfigurasjonene to pol-pol-konfigurasjoner som henholdsvis benevnes som SN og LN. Det er en selvfølge at selve sonden er laget av et ikke elektrisk ledende kunststoff.

I tillegg til resistivitmålingene er det vanlig å måle SP med den nederste potensialelektroden og en størrelse kalt *Single Point Resistance* (SPR) som er overgangsmotstanden ved strømelektroden. Sistnevnte utgjør en meget følsom metode for deteksjon av variasjoner i resistiviteten i berget rett ut for strømelektroden. Det er vanlig å måle alle størrelsene for hver cm nedover i borehullet.

Ved borehullslogging er det vanlig å måle med flere geofysiske metoder (seismiske hastigheter, induert polarisasjon, magnetisk susceptibilitet, vannets ledningsevne o.a.) og disse benytter forskjellige sonder. For å sikre at alle måledata plottes på samme nivå i borehullet, har alle sondene en sensor som måler naturlig radioaktivitet (Natural gamma). Radioaktive bergarter kan vise lokale skarpe topper i radioaktiviteten og disse kan benyttes til å juster eventuelle dybdeavvik mellom de forskjellige målerundene.

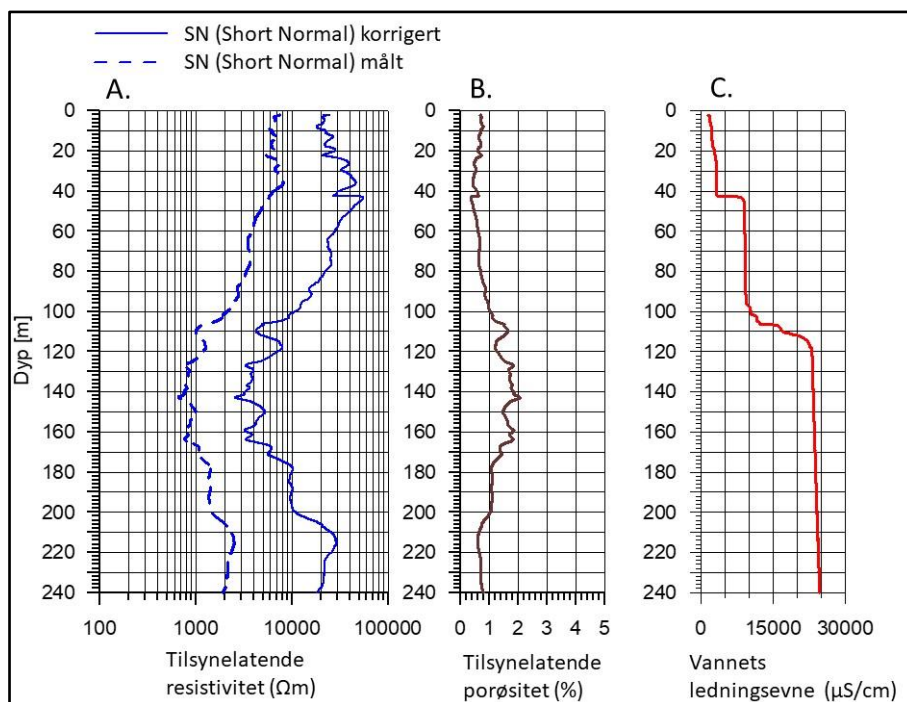
Figur 9.1: Standard sonde for logging av resistivitet, SP og SPR (single point resistance) i borehull. (Illustrasjon fra Robertsson Geologging).

Ledningsevnen i vannet i borehullet, borehulldiameteren og sondens diameter vil påvirke hvordan strømmen går ut fra elektroden og derved den målte resistiviteten i et borehull. En må derfor korrigere for disse størrelsen for å finne frem til mest mulig riktig resistivitetsverdi. NGU har valgt å benytte rutiner publisert av Thunehead & Olsson (2004). Figur 9.2 viser et eksempel på målt og korrigert tilsynelatende resistivitet. Her korrigeres resistiviteten med opp til en dekade.

Archie's lov (Ligning 2.1) sier at ledningsevnen i et materiale avhenger av porøsiteten, vann-metningen og ledningsevnen i porevannet. Dette betyr at når en måler resistiviteten i en formasjon og ledningsevnen i porevannet, kan en beregne en tilsynelatende porøsitet i formasjonen. Ved resistivitetsmålinger i borehull er en avhengig av å ha vann i borehullet. Det betyr at andelen vann i porene er $S = 1$ (100 %), og Archies lov forenkles til (Ligning 9.1):

$$\sigma = a \sigma_w \Phi^m + \sigma_g \quad (9.1)$$

σ er ledningsevnen i formasjonen, σ_w er vannets ledningsevne, σ_g er ledningsevne på mineralornenes overflate og Φ er porøsiteten. Størrelsene a og m er spesifikke faktorer som avhenger av formasjonens sementering og tekstur. Siden disse to konstantene vanligvis er ukjente, og at resistiviteten er en tilsynelatende størrelse, vil også porøsiteten beregnet etter ligning 9.1 bli en tilsynelatende størrelse (Figur 9.2B). I tilfeller der en har elektronisk ledende mineraler, vil ikke Archie's lov være gyldig (σ_g blir høy), og den tilsynelatende porøsiteten kan ikke beregnes.



Figur 9.2: Resistiviteitslogg fra et borehull. A) Målt og korrigert tilsynelatende resistivitet, B) Beregnet tilsynelatende porøsitet og C) Målt elektrisk ledningsevne i borehullsvannet benyttet ved korreksjonen av tilsynelatende resistivitet (Illustrasjon fra NGU).

Det er noe uklart hvordan strøm sendes ved de kommersielle resistiviteitssondene (industri-hemmeheter). Det benyttes gjerne alternerende strøm (AC), men frekvensen er ukjent. Dette gjør at det er en øvre begrensning for hvor store resistiviteitsverdier som kan måles. Ved utstyret fra Robertsson Geologging kan en ikke måle høyere resistivitet enn 10000 Ωm , noe som i spesielle situasjoner vil være en begrensning. Logging av grunnfjellsbergarter ved det ustabile fjellpartiet ved Åknes i Møre og Romsdal, ble dette dessverre aktualisert. Her var det ikke mulig å måle høyere resistivitet (ukorrigererte verdier) enn 8000 Ωm med SN og tilsvarende 10000 Ωm for LN (Elvebakk 2008).

9.2 Indusert Polarisasjon

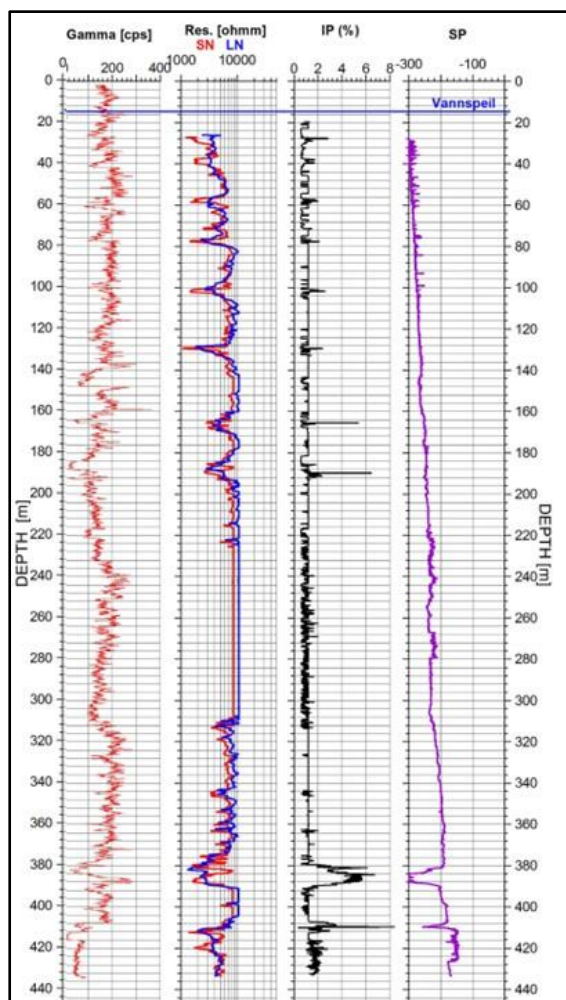
Tradisjonelle IP-målinger i borehull ble utført i tidsdomenet med elektrodekonfigurasjonene pol-pol eller pol-dipol. Det ble benyttet samme strømforløp som ved IP-målinger i tidsdomenet (Avsnitt 7.4.1). Elektrodeavstanden kunne variere, men sjeldent over 2 m.

Ved moderne kommersielle IP-sonder utføres også målingene i tidsdomenet, men det benyttes Wenner elektrodeavstand der a (avstanden mellom alle elektroder) er 30 cm. Også denne sonden måler naturlig radioaktivitet slik at måledata med forskjellige sonder kan korrigeres til samme dyp.

Som eksempel på IP-målinger i mineralundersøkelser velges målinger foretatt i borehull NUS-DD-13-004, dvs. diamantborehull (*diamond drilling*, DD) i borehull nr. 4 i 2013 ved Nussirforekomsten i tidligere Kvalsund kommune, nå Hammerfest i Finnmark fylke. Figur 9.3 viser i tillegg til IP-effekt i %, også total naturlig Gamma-stråling (*counts pr. second*), resistivitet i Ωm målt med konfigurasjonene SN og LN og i tillegg SP-data.

Den totale gammastrålingen (radioaktiviteten) er generelt lav, og spesielt lav ved de mineraliserte sonene ved ca. dyp 384 og 413 m.

Resistiviteten viser flere soner med redusert resistivitet ned til ca. 200 m, men ingen av disse er koblet til systematiske IP-effekter og heller ikke SP-anomalier. Årsaken til disse er derfor mest sannsynlig oppsprekninger i berget. Fra dyp ca. 220 m til ca. 310 er ligger resistiviteten konstant på 8000 Ωm for SN og 10000 Ωm for LN. Dette skyldes at resistivitetssonden ikke kan måle høyere verdier som tidligere omtalt.

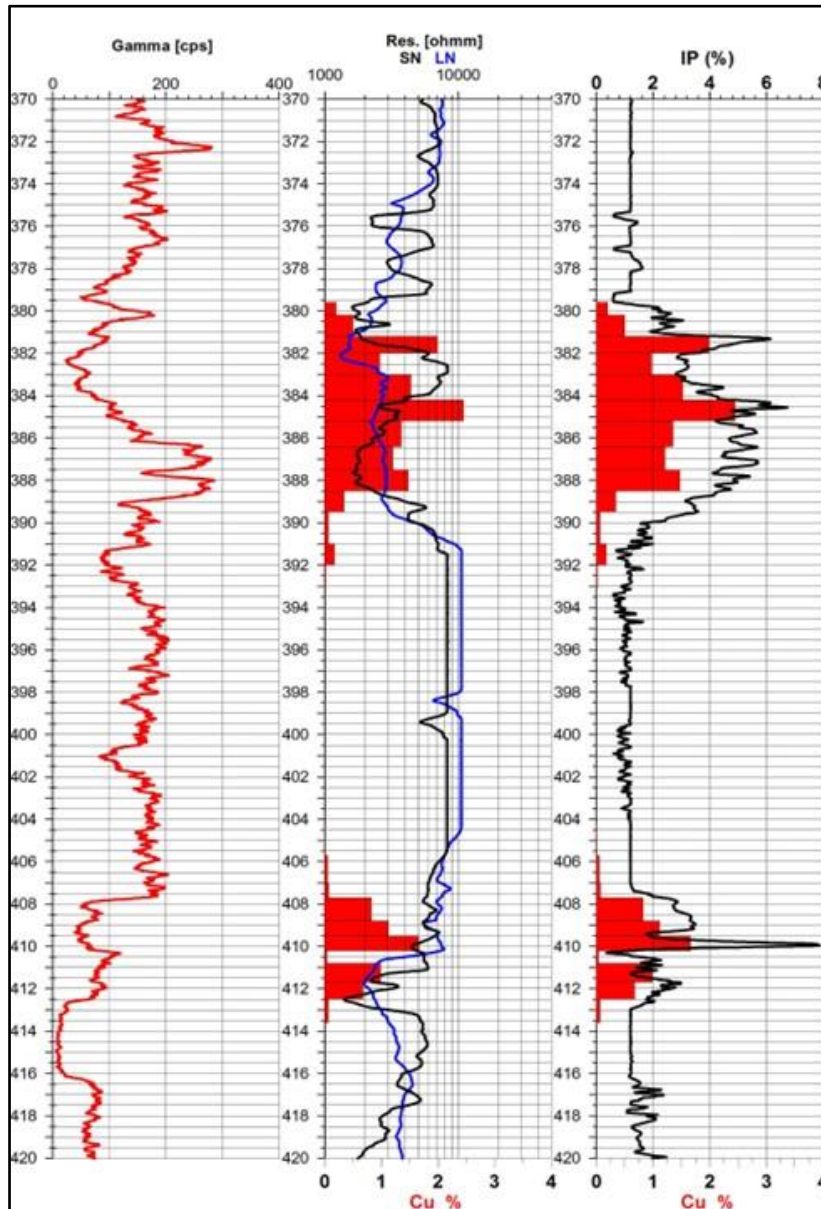


Ved ca. dyp 384 og 410 m er resistiviteten lavere, og dette faller sammen med IP- og SP-anomali. Her er det rimelig å anta at redusert resistivitet skyldes mineraliseringer. Mindre bidrag fra oppsprukket berg kan ikke utelukkes.

IP-effekten (polariserbarheten) varierer rundt 1 % fra toppen av borehullet og ned til dyp 380 m. Dette representerer ikke-mineralisert berg. Små avvik i kurven er et signal om at dette ligger i støynivå. To enkeltstående høyere verdier også ved dyp 165 og 190 opptrer bare på enkle måleverdier og kan også være støymålinger. Ved ca. dyp 384 og 410 m, opptrer systematiske IP-anomalier som faller sammen med resistivitetsanomalier, og som mest sannsynlig skyldes mineraliseringer. En merker seg også at disse to sonene gir svake men klare SP-anomalier på ca. (minus) 100 mV.

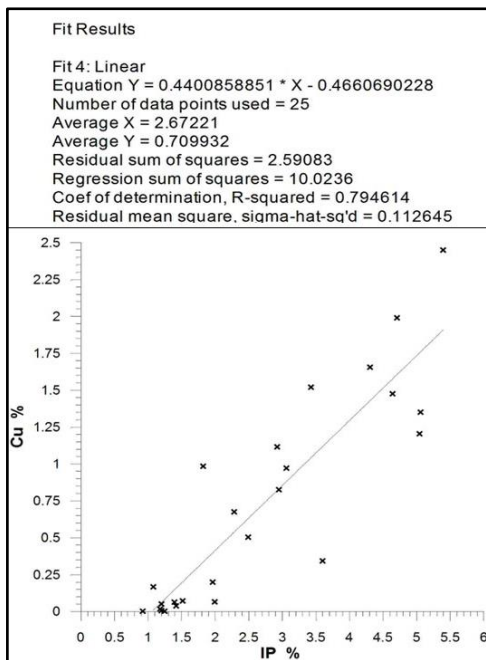
Figur 9.3: Borehullslogg (total gammastråling, resistivitet, IP og SP) fra borehull NUS-DD-13-004 ved Nussir kobberforekomst i Hammerfest kommune i Finnmark. (Fra Dalsegg mfl. 2013).

Et mer detaljert bilde av naturlig gammastråling, resistivitet med konfigurasjonene SN og LN og IP-effekt er vist sammen med analyser Cu-innhold i borehull DD-13-004 i Figur 9.4. Analysene er foretatt på sammenslåtte prøver av kjernematerialet med 1 meters mektighet. Det indikeres her en meget god korrelasjon mellom IP-effekt og Cu-innhold, men samtidig at kobberinnholdet sjeldent er over 2 % for de sammenslåtte prøvene. Korrelasjonen med resistivitetsverdiene er ikke så god som for IP, og det skyldes nok at mineraliseringen kan ha varierende innhold av sammenhengende elektronisk ledende mineraler, men også at oppknusning kan bidra til lav resistivitet.



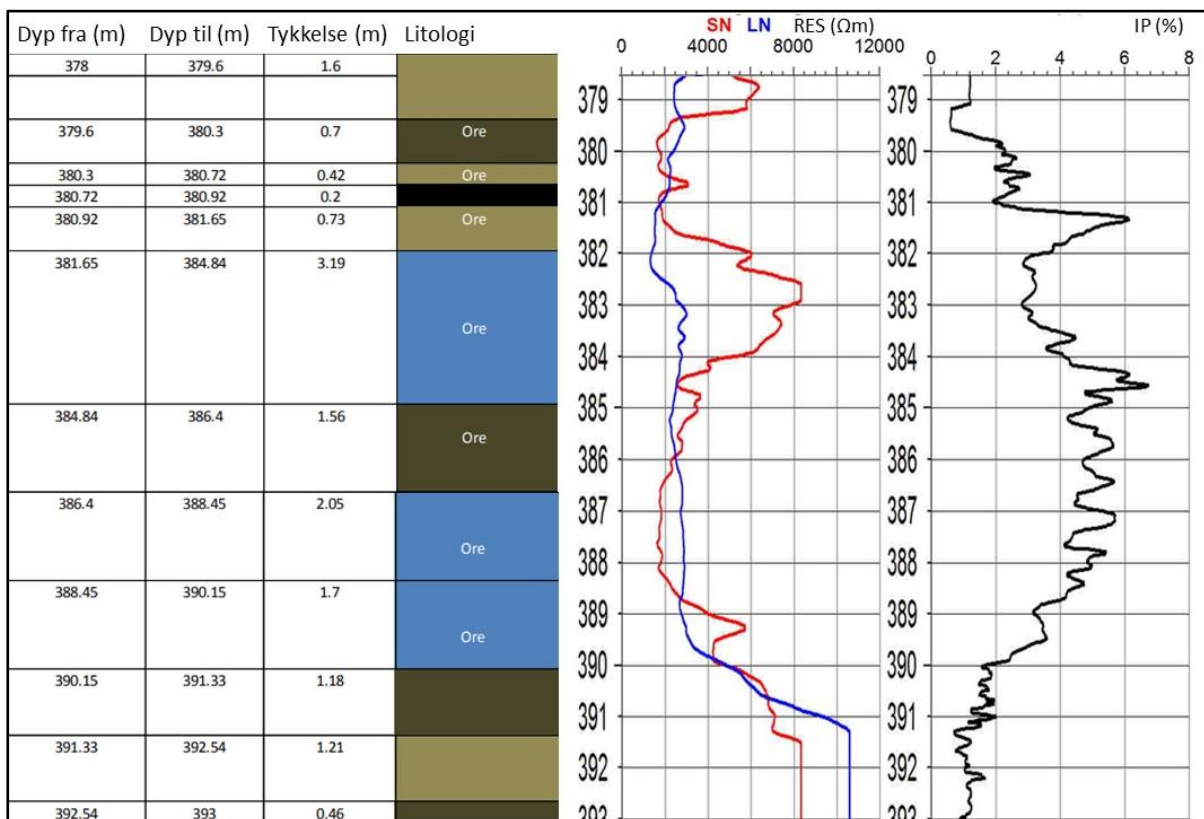
Figur 9.4: Detaljert bilde av geofysiske logger (total gammastråling, resistivitet og IP) og analysert kobberinnhold ved DD13-004 ved Nussir kobberforekomst i Hammerfest kommune i Finnmark. (Fra Dalsegg mfl. 2013).

I Figur 9.5 er det vist en numerisk regresjonsanalyse mellom IP-effekt og Cu-analyser. Denne viser en god korrelasjonskoeffisient (R^2) på nær 0,8. Denne analysen viser også at en ikke mineralisert bergart gjerne viser en IP-effekt på 1 %. Tilsvarende analyser viser like god korrelasjon mellom IP og S (svovel), men ikke korrelasjon mellom IP og Fe (Dalsegg mfl. 2013). Dette er en indikasjon på at det er Cu-S mineraler som er årsak til IP-effekten.



Figur 9.5: Korrelasjon mellom målt IP og analysert kobberinnhold ved DD13-004 ved Nussir kobberforekomst i Hammerfest kommune i Finnmark. (Fra Dalsegg mfl. 2013).

Figur 9.6 viser sammenhengen med det som defineres som malmforekomst (ore, Cu > 0,1 %) og resistivitet og IP-effekt. Tegnforklaring til den litologiske loggen er vist i Figur 9.7. Malm-sonen starter ved dyp 380 m samtidig med at IP-effekten øker til over 2 %. IP-verdiene holder seg høyt (2 – 6 %) til mineraliseringen ifølge den geologiske loggen avsluttes ved dyp 390 m.



Figur 9.6: Geologisk logg og geofysiske måledata fra DD13-004 ved Nussir kobberforekomst i Hammerfest kommune i Finnmark. Forklaring til litologikode er vist i Figur 9.7. Betegnelsen ore (malm) er områder med mer enn 0,1 % Cu (Fra Moen 2014, Dalsegg mfl. 2013)

Ore	> 0,1 % Cu
	Knust bergart
	Grønn tuffitt, ikke magnetisk
	Magnetitt-laminert tuff
	Karbonat
	Skifer
	Karbonatrik skifer

Figur 9.7: Tegnforklaring til litologien i Figur 9.6 (Fra Moen 2014).

Kjersti Moen utførte mineralogiske analyser på tynnslip i sitt master-arbeide (Moen 2014). I fem tynnslip innenfor malmsone i DD-13-004 ble kobbermineralene kobberkis, bornitt og kobberglans påvist (Tabell 9.1), alle med et visst innhold av Cu og S samt noe Fe (Tabell 9.2) og spesielt er bornitt rikt på Cu. Dette er nok forklaringen til at det er så god korrelasjon mellom IP - Cu og IP - S. Lite jern i disse mineralene forklarer dårlig korrelasjon mellom IP og Fe.

Tabell 9.1: Mineraler observert i tynnslip fra malmsone i DD13-004 ved Nussir kobberforekomst i Hammerfest kommune i Finnmark (Fra Moen 2014).

Dyp fra (m)	Dyp til (m)	Malmmineraler	Opptreden
380,04	380,14	Kobberkis + Bornitt (cp + bn)	Disseminert
381,06	381,70	Bornitt + Kobberkis (bn + cp)	Disseminert
284,58	384,69	Bornitt + Kobberkis (bn + cp)	Disseminert og som årer
388,10	388,16	Kobberkis (cp)	Disseminert og som årer
390,60	390,66	Kobberkis + Kobberglans (cp + cc)	Disseminert og som årer

Tabell 9.2: IP-effekt ved de kobbermineralene som er kartlagt i DD13-004 ved Nussir kobberforekomst i Hammerfest kommune i Finnmark. (Fra Telford mfl. 1977).

Symbol	Mineral (eng)	Mineral (no)	Formel	Polariserbarhet (ms)
bn	Bornite	Bornitt	Cu_5FeS_4	6,3
cp	Chalcopyrite	Kobberkis	$CuFeS_2$	9,4
cc	Chalcocite	Kobberglans	Cu_2S	13,2

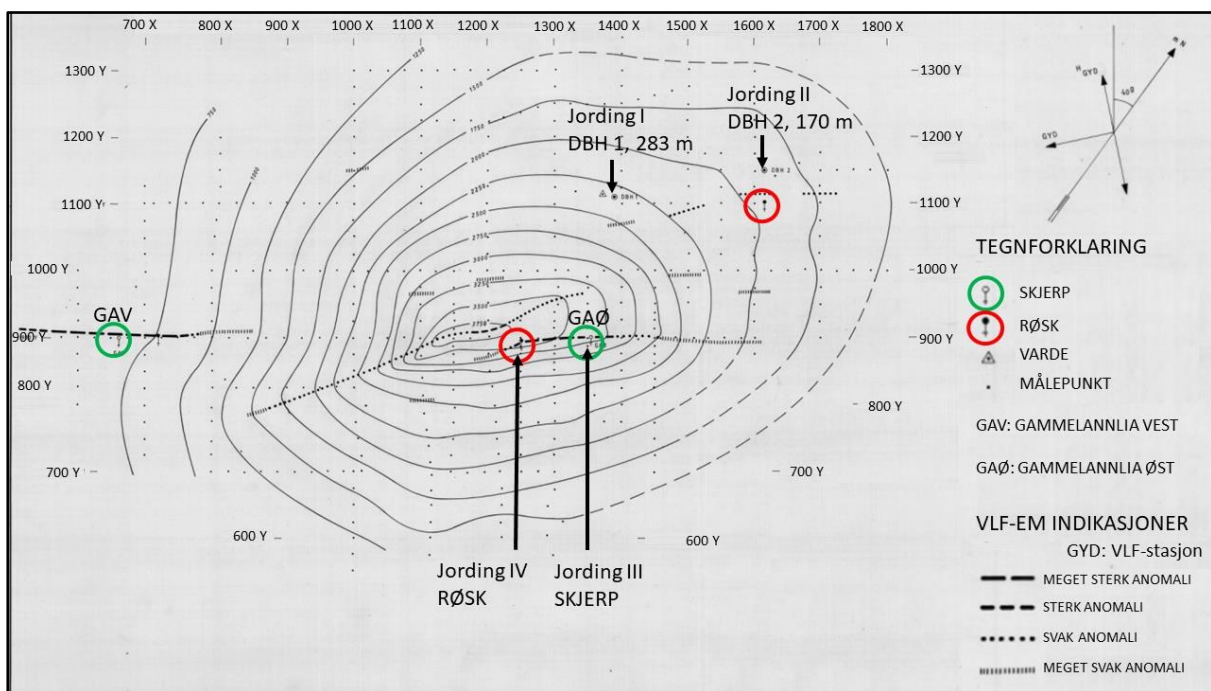
Selv om det i borehull DD-13-004 ble påvist en god korrelasjon mellom IP og Cu-innhold, var ikke denne korrelasjonen like god over alt. Det ble påvist også at pyritt, magnetitt, grafitt og kombinasjoner av disse også gav IP-effekt i andre borehull. IP og gjerne i kombinasjon med SP, er likevel gode indikatorer på Cu-mineraliseringene ved Nussir i Hammerfest kommune i Finnmark.

9.3 CP-målinger i borehull

Dersom det er flere mineraliserte soner i et område, kan CP-målinger i borehull gi informasjon om dette og hvordan de enkelte mineraliseringene ligger stratigrafisk i forhold til hverandre.

Ved Annlifjell i Røyrvik kommune var det forut for CP-målingene foretatt målinger med metoden VLF-EM (*Very Low Frequency, Elektromagnetic*). Resultatene fra disse målingene er fremstilt med graderte symboler som vist i Figur 9.8.

CP-målingene ved Annlifjell i Røyrvik kommune (se også avsnitt 8.4.4) viste to borehull malmskjeringer på et nivå som kunne tolkes til at dette var den samme malmskroppen. Her ble det målt CP med i alt fire forskjellige jordingspunkter som vist i Figur 9.8. CP-målinger på bakken med jording på dyp 283 m i DBH 1 (samme figur) er samme sone som VLF-målinger indikerer ved koordinat 1200 X – 900 Y. Konturbildet viser videre at denne mineraliseringen har begrenset utstrekning mot øst, og kan ikke være samme mineralisering som er påvist på dyp 170 m i DBH2, og heller ikke den samme som er blottet i skjerpet kalt Gammelannlia øst og røsken like ved. CP-målinger med de fire angitte jordingspunktene skulle vise seg å representere fire isolerte soner. I tillegg ligger en femte mineralisering kalt «Gammelannlia vest» ca. 400 m mot sør-vest.

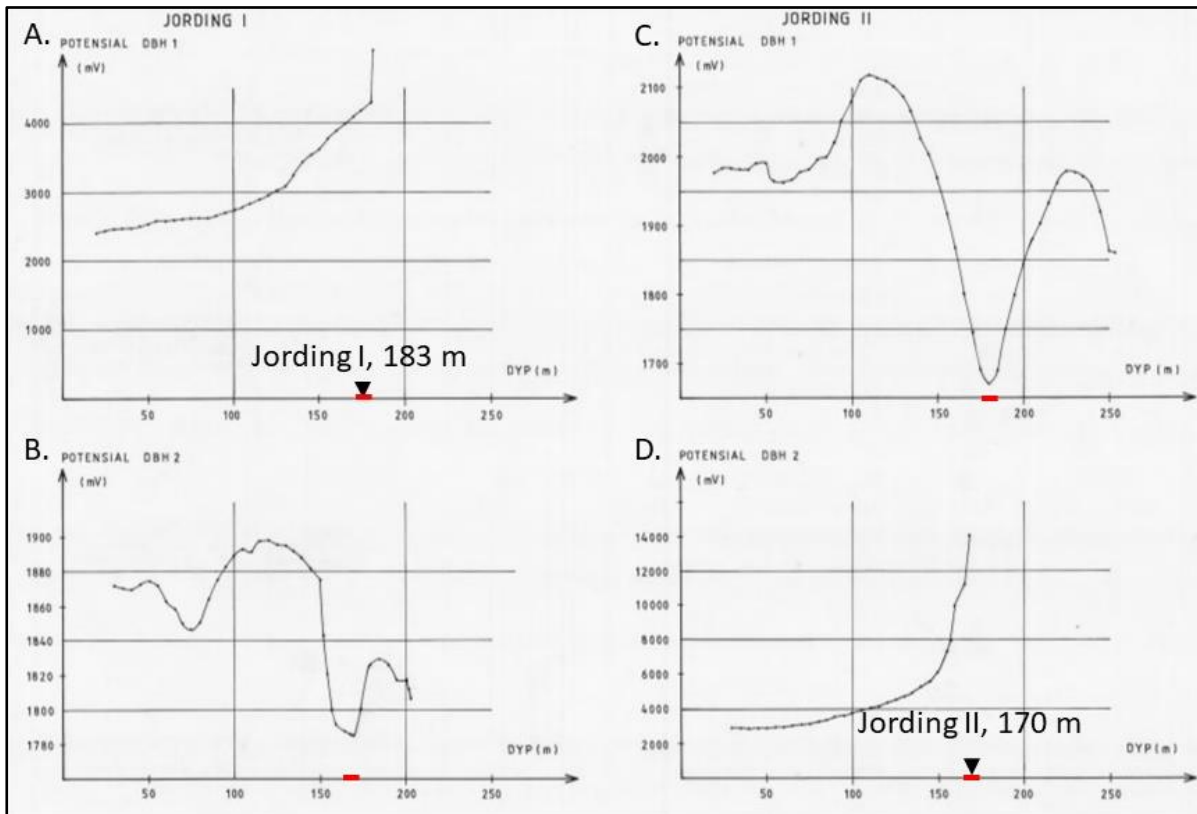


Figur 9.8: Oversiktskart med CP-bilde fra Jording I ved Annlifjell i Røyrvik kommune (Fra Rønning 1982)

For å få bekreftet tolkingene ved bakkemålingene ble det også foretatt målinger i de to borehullene DBH1 og DBH2. Resultatene fra disse er vist i Figur 9.9.

Med jording på dyp 183 m i diamantborehull 1 (DBH1, Jording I) viste målingene i samme borehull (Figur 9.9A) at denne malmsonen ble ladet opp til i overkant av 4000 mV (strømstyrke 1A). Målinger i DBH 2 med denne jordingen (Figur 9.8B) viste at mineraliseringen her aldri oppnådde dette potensialnivået, men ble liggende på ca. 1740 mV. Dette viser klart at de to mineraliseringene i de to borehullene tilhører hver sin elektrisk isolerte sone.

Dette bildet bekreftees med jording på dyp 170 m i DBH2 (Jording II). Oppladningspotensialet av denne sonen med samme strømstyrke (1A), er betydelig høyere (> 14000 mV), og mineraliseringen i DBH1 legger seg på ca. 1670 mV. De to mineraliseringene i de to borehullene kan ikke ha elektrisk kontakt. Legg merke til at det ikke er mulig å måle forbi selve jordingen i borehullene, da dette er et kobberør som fyller nesten hele borehullet.



Figur 9.9: CP-målinger i borehull ved Annlifjell i Røyrvik kommune. Røde markeringer angir kis-mineraliseringer og sorte triangler jordingspunkter (Fra Rønning 1982).

CP-målinger i borehull ved Annlifjell har bekreftet tolkninger av CP-bakkemålinger, og har vist at to påtrufne mineraliseringer ikke har elektrisk kontakt. CP-bakkemålinger viste også at to nærliggende blotninger også er separate mineraliseringer og i tillegg indikerer VLF-målinger en femte mineralisert sone. CP sammen med EM-målinger (her VLF, ved Joma TURAM (Figur 8.6)) gir sammen meget gode bilder av mineraliseringer.

Tilsvarende strukturanalyser på grunnlag av CP målinger på bakken og i borehull er utført ved grafittundersøkelser ved Lillehornvannet, Sortland kommune i Nordland (Rønning 1993). I dette tilfellet lå grafittmineraliseringen flatere, og bakkemålingene kunne avgrense utbredelsen av i alt seks grafittsoner, mens CP-målingene i borehull ga informasjon stratigrafisk plassering.

10. EKSEMPLER ELEKTRISKE MÅLINGER MED TOLKING

NGU har, i samarbeid med Universitetet i Trondheim (NTH/NTNU, Ole Bernt Lile), Universitetet i Lund i Sverige (Thorleif Dahlin), University of Dublin i Irland (Mike Long) og Aristotele University of Tessaloniki i Hellas (Panagiotis Tsourlos), utført mye utviklingsarbeid for å kunne ekstrahere mest mulig informasjon fra elektriske målinger. I dette kapitlet presenteres eksempler fra dette arbeidet.

10.1 Forundersøkelser for tunneler

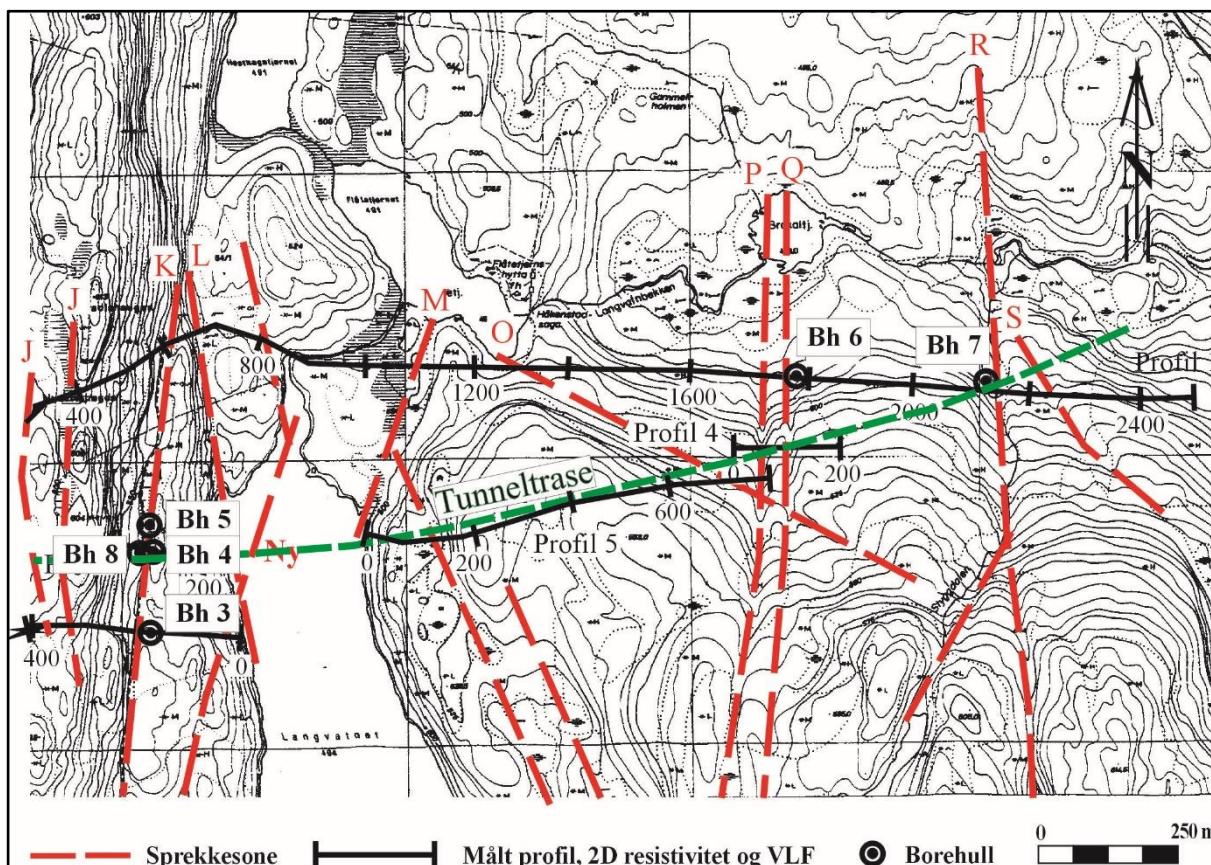
NGU har samarbeidet med Statens vegvesen (SVV) for å forbedre forundersøkelsene forut for tunnelbygging i mer enn 20 år fra 1999. Dette gjelder spesielt Vegdirektoratet som har bevilget økonomisk støtte til NGUs arbeid, men også det som en gang var SVVs regionkontorer. Det er også utført noe arbeid i samarbeid med det som het Jernbaneverket (nå Bane NOR). I tillegg har NGU utført noe kontraktarbeid for private aktører. Dette arbeidet er oppsummert i en omfattende sluttrapport fra samarbeidet (Rønning 2021), og det meste av det som presenteres i dette avsnittet, er hentet fra denne rapporten.

10.1.1 Tolkingsmodell for svakhetssoner i berg

På grunnlag av resultater fra resistivitetsmålinger langs Lunnertunnelen har NGU utarbeidet en tolkingsmodell for mineralogisk karakterisering av svakhetssoner ut fra målt resistivitet. Dette arbeidet er publisert i internasjonalt tidsskrift (Rønning mfl. 2013a).

10.1.1.1 Defineringsmodell av tolkingsmodell.

Lunnertunnelen er 3,8 km lang og er en del av E16 som bl.a. går fra Grua i Lunner kommune østover mot Gardermoen. Geologien og strukturgeologien ved Lunnertunnelen ble grundig undersøkt under prosjektet «Miljø og samfunnstjenlige tunneler» (Rønning 2003, Rønning & Dalsegg 2001, Dalsegg & Rønning 2002, Elvebakk & Braathen 2001, Kirkeby & Kveen 2003, Storrø mfl. 2002). Data fra disse undersøkelsene ble senere studert videre og en tolkingsmodell for mineralogisk karakterisering av svakhetssoner ble foreslått (Rønning mfl. 2009a, Rønning mfl. 2013a). Alle data fra borehullslogging ved Lunnertunnelen ble sammenstilt av Elvebakk (2011). En sammenstilling av målt resistivitet og ingeniørgeologiske registreringer under tunneldrivingen ble presentert i sluttrapport for «Miljø- og samfunnstjenlige tunneler» (Rønning 2003). Oversiktskartet vist i Figur 10.1 stammer fra samme rapport.

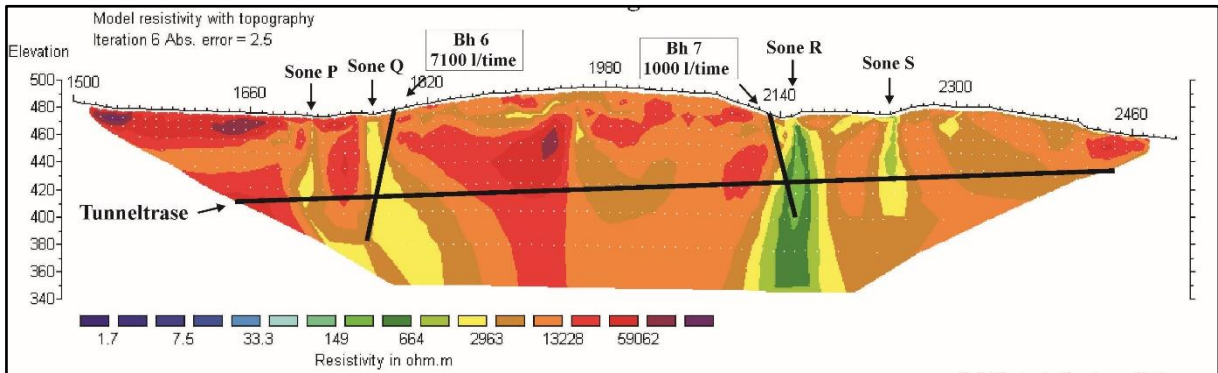


Figur 10.1: Oversiktskart ved Lunnertunnelen. Røde stiplede linjer representerer geologisk kartlagte svakhetssoner (fra Kirkeby & Iversen 1996). Sorte linjer representerer resistivitetsprofiler, men også noen VLF-målinger. Borehull med nummer er angitt med sirkler. Grønn stiplet linje viser tunnelforløpet (Fra Rønning 2003).

Resistivitetsdata (Wenner elektrodekonfigurasjon og 10 m elektrodeavstand, standard inversjon med $V/H=1$) fra østlige del av Profil 1 (posisjon 1500 til 2500) er vist i Figur 10.2. Alle de fire geologisk kartlagte svakhetssonene kalt P, Q, R og S gir respons på resistivitetsdata. To av sonene, Q og R, var spesielt interessante og det ble boret to brønner (slagboring med diameter 135 mm) mot disse sonene. Bh 6 ble boret til 120 m rettet mot sone Q mens Bh7 ble boret til 80 m rettet mot sone R. Også sone K (Figur 10.1) gav interessant anomalier, og her ble det foretatt 4 tilsvarende brønnboringer (Bh 3, 4, 5 og 8, se Figur 10.1).

Sone Q (se Figur 10.2) fremstår som en ca. 10 m bred markert sone med resistivitet mellom 1000 Ωm og 3000 Ωm . Sonen faller steilt mot øst, noe som er bekreftet ved boring og borehullslogging med Optisk Televierer (OPTV) (Elvebakk & Braathen 2001). Ved prøvepumping gav sonen 7100 l/time, men dette var kapasiteten til pumpa. Vanngiverevnen ble estimert til 15 000 l/time (Storrø mfl. 2002). Inspeksjon med optisk televierer viste at en i borehullet hadde skarpe overganger fra friskt berg til rene sprekker med åpning opp mot 5 cm (Elvebakk & Braathen 2001). Tunnelen ble drevet gjennom Sone Q uten spesielle problemer takket være systematisk forinjeksjon.

Sone R fremstår som en ca. 40 m bred vertikal svakhetsone der resistiviteten i sonen er lavere enn 500 Ωm . Nedre del av borehull Bh7 ble blokkert av et ras på 67 m dyp. Prøvepumping av Bh7 gav bare 1000 l/time (Storrø mfl. 2002). Ved sone R oppsto betydelig problemer under drivingen av tunnelen. For arbeidssikring ble lengden av hver salve redusert fra 6 til 3 meter, det ble foretatt «spiling» for hver 5 m og det ble gjort betydelig injeksjonsarbeider, men likevel fikk en nedfall av stein fra hengen (Stine Moksnes, personlig informasjon). Som permanent sikring ble sonen helstøpt med betong i 40 meters lengde.



Figur 10.2: Resistivitet langs østlige del av Profil 1 over Lunnertunnelen. Alle de fire svakhetssonen P, Q, R og S gir respons på resistivitetsdata, mest markert på sone Q (resistivitet 1000 – 3000 Ωm) og sone R (< 500 Ωm). Prøvepumping av brønnene Bh6 og Bh7 viste en vanngiverevne på henholdsvis >7100 l/t og 1000 l/time (Storrø mfl. 2002).

Spørsmålet ble da om det var en sammenheng mellom resistivitetsnivå målt over de to sonene Q og R og vanngiverevne / stabilitet i brønnene.

Under arbeidet med Lunnertunnelen ble det dokumentert ustabile masser ved at det gikk ras i tre av borehullene (Bh5, Bh7 og Bh8) (Elvebakk & Braathen 2002, Storrø mfl. 2002, Rønning mfl. 2013a). Tabell 10.1 viser at ved samtlige rasområder var resistiviteten rett over selve raset 200 – 300 Ωm . Dette er veldig lavt for krystalline bergarter og kan skyldes innslag av leire på sprekkene. I tillegg ble det avdekket at ved tre svakhetssoner der resistiviteten målt på bakken var fra ca. 1000 til ca. 3000 Ωm , fikk en betydelige vannlekkasjer. Enkelte steder var det nødvendig med tre injeksjonsskjermer over hverandre for å oppnå strengeste tettingskrav på 4 l/100m/time. Utfra disse data ble det foreslått en mineralogisk tolkingsmodell for svakhetssoner som vist i tabell 10.2.

Tabell 10.1: Data for de tre borehullene som raste, boredyp, dypet for raset og logget resistiviteten rett over rasstedet (Data fra Elvebakk & Braathen 2001).

Borehull	Boredyp (m)	Rasdyp (m)	Resistivitet ved ras (Ωm)	Kommentar fra borefirma
Bh5	180	72	280	Løse partier
Bh7	81	67	300	Løst, raskt å bore
Bh8	140	86	200	Boring stoppet på 140 m pga. ras

Tabell 10.2: Tolkingsmodell for mineralogisk karakterisering av svakhetssoner i krystallint berg. (Fra Rønning et al. 2013a).

Resistivetsverdier (Standard NGU fargeskala)	Resistivitet i sonen	Mineralogisk karakterisering
	> 3000 Ωm	God bergmassekvalitet
	3000-500 Ωm	Oppsprukket berg med vannlekkasjer
	< 500 Ωm	Ustabil bergmasse med leire og vannproblemer

Resistivetsverdier større enn 3000 Ωm i krystalline bergarter representerer mest sannsynlig god bergmassekvalitet. I intervallet fra 3000 Ωm og ned til 500 Ωm kan en ut fra modellen forvente sprø oppsprekking av berget med vanninnslag. Resistivetsverdier lavere enn 500 Ωm i selve svakhetssonene kan representere forvitrede soner med leiomvandling. Leiomvandlingen kan bidra til tetting av sprekkene og derved mindre vanninnslag, noe som stemmer godt med vanngiverevnen i de to brønnene Bh6 og Bh7. Som i naturen ellers er det også her glidende overganger mellom de forskjellige kategoriene.

Det er nærliggende å koble denne tolkingsmodellen til teorien om dypforvitring av eldre forkastningssoner i trias- og juratiden (Olesen mfl. 2007, Olesen & Rønning 2008). Leirsoner med lav resistivitet kan representere forvitringssoners mens de vannførende sonene med moderat resistivitet kan representere mer rene knusingssoner som skyldes duktile forkastninger.

Modellen presentert i Tabell 10.2 gjelder først og fremst for geologien ved Lunnertunnelen. Spørsmålet blir da om den også gjelder generelt for tunneler i tilsvarende berggrunnsgeologi (krystalline bergarter), noe som er etterprøvd ved noen tunnelprosjekter.

10.1.1.2 Etterprøving av foreslått tolkingsmodell

Den foreslåtte tolkingsmodell er etterprøvd ved noen tunnelprosjekter i Norge. Dette er en omfattende oppgave og bare enkelte soner ved de aktuelle prosjektene er testet, og i hovedsak gjennom prosjektet ForForUT (samarbeid med Statens vegvesen, Vegdirektoratet). Tabell 10.3 viser en oversikt over de etterprøvede sonene.

Tabell 10.3: Oversikt over tunnelprosjekter der foreslått tolkingsmodell er etterprøvd i Norge.

Tunnel / lengde / Byggeperiode	Resistivitet i sone (Ωm)	Påvist leire på sprekker	Vannproblem	Konsekvens	Referanse
Romeriksporten 14,6 km 1994 - 1999	< 500 i Lutvannsonen, 800 – 1500 utenom	Ja, kloritt og andre leirminerale på slepper	Ja	Forsinkelser, overskridelser og permanent vanninjeksjon	Olesen & Rønning 2008 Palmstrøm mfl. 2003
Lieråsen 10,7 km 1963 - 1971	< 750 Bare en sone	Ja, svelleleire	Trolig	Ras, driftsstans i 1965. Omlegging av tunneltracé.	Huseby 1966 Rønning mfl. 2007
Hanekleiv 1,74 km 1996 - 1998	< 500	Ja, smektitt	Moderat	Ras 25.12.2006	Nilsen mfl. 2007 Rønning mfl. 2009b og 2013b
Ravneheia 3,34 km 2006 - 2009	< 500	Ja, smektitt	Moderat	Ras 20.03.2007	Rønning mfl. 2013a Moen 2007
Vadfoss 0,68 km 2007 - 2008	< 500	Ja, i noen soner	Moderat	Utfordrende tunneldrift	Rønning mfl. 2013a
Holmestrand 12,3 km 2010 - 2016	700 - 1500	Noe leire på enkelte sprekker	Ja	Store vanninnslag	Rønning mfl. 2015

Mari Lie Arntsen testet tolkingsmodellen på Eikremtunnelen ved Stor-Krifast-prosjektet (Nordmøre) og ved deler av Knappetunnelen i Bergen i sin masteroppgave ved NTNU (Arntsen 2012). Begge tunnelene er bygget i grunnfjellsbergarter der en kan forvente at modellen kan være riktig. Resultatene

fra dette arbeidet går frem av Tabell 10.4. Ved 8 av 9 soner ved de to tunnelene stemmer tolkningsmodellen med observert sonekarakter under drivingen.

Tabell 10.4: Etterprøving av tolkningsmodell ved Eikremtunnelen og deler av Knappetunnelen. Tabell 6.1 i Mari Lie Arntsens masteroppgave ved NTNU (Fra Arntsen 2012).

	Sone	Resistivitet, Ωm	Sonekarakter	Tolkningsmodell
Eikrem-tunnelen	E3	500-1000	Vann	Vann
	E4	500-1000	Vann	Vann
	E5	500-1000	Vann	Vann
	E6	<500	Leire	Leire
	E7	500-1000	Leire	Vann
Knappe-tunnelen	K10	500-1000	Vann	Vann
	K11	1000-2000	Vann	Vann
	K12	<200	Leire	Leire
	KL/K13	<200	Leire	Leire

Læringspunkt:

Modellering (Avsnitt 5.2) har vist at resistivitetmålinger kan karakterisere svakhetssoner i berg geometrisk. Tolkningsmodellen fra Lunnertunnelen, og etterprøvingen av denne, har vist at resistivitetmetoden også kan karakterisere svakhetssoner mineralogisk.

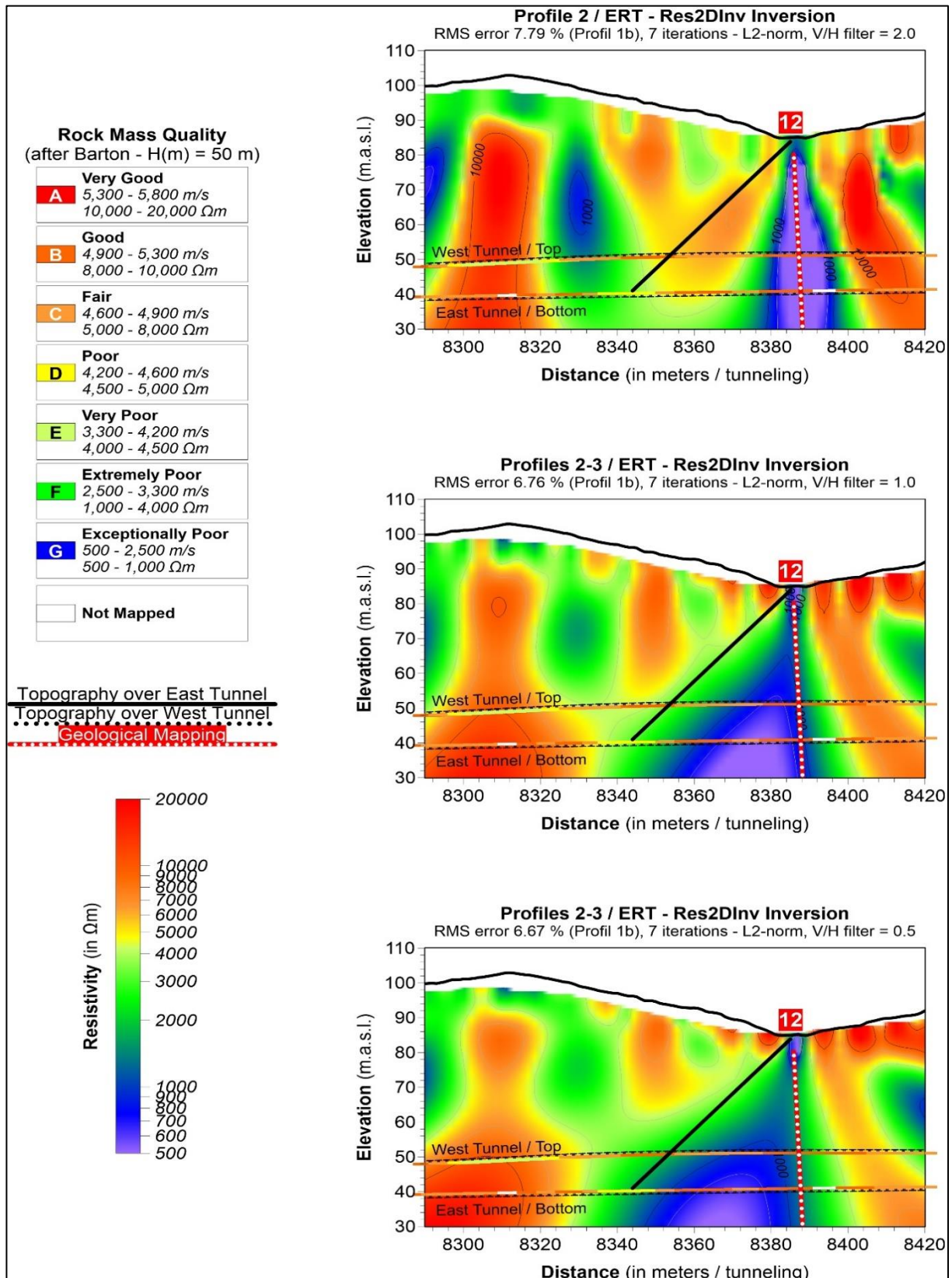
10.1.2 Svakhetszone med fall, Knappetunnelen i Bergen

Som beskrevet i avsnittene 4.4.5 og 4.4.6 kan en til en viss grad påvirke sluttresultatet ved å gjøre visse valg under inversjonen av resistivetsdata med programvaren Res2DINV (Loke 2016). For svakhetssoner med fall kan dette ha kritisk påvirkning på det inverterte resultatet.

Innenfor prosjektet ForForUT er det utført mye arbeid ved Knappetunnelen som er en del av Ringveg vest i Bergen fra Sandeidet i sør til Liavatnet i nord (Ganerød mfl. 2009a, Rønning mfl. 2016 og 2019b, Tassis mfl. 2017 og 2018, Wåle 2009). Tunnelen, som ble åpnet 10. september 2010, er 3,8 km lang og har to løp med to kjørefelt i hver retning. Avstanden mellom senterlinjene i de to løpene varierer fra 20 til 23 m (Rønning mfl. 2016).

NGUs resistivitetmålinger fra 2009 viste en meget markert resistivetsanomali som indikerte en vertikal svakhetszone hvor resistivetsnivået (ned mot 500 Ωm) skulle tilsi en leirsoner. Ved en sammenstilling av både resistivetsdata og refraksjonsseismiske data med resultater fra tunneldrivingen kunne det ikke påvises noen svakhetszone i tunnelnivå ved denne anomalien, og det ble antydnet at det kunne skyldes en sulfid- eller grafitt-mineralisering (Rønning mfl. 2016). Måling av Indusert Polarisasjon (IP) ved det samme profilet viste imidlertid ingen anomali, noe en kunne forvente hvis årsaken til resistivetsanomalien skyldes en mineralisering av elektronledende mineraler.

Ved en senere kritisk gjennomgang av observasjoner under tunneldrivingen kom det frem at denne klare resistivetsanomalien skyldes en markert svakhetszone som sto frem med dårlig bergmassekvalitet i tunnelnivå. Sonen falt 45° og skjæring med tunnelen var forskjøvet med ca. 50 m i forhold til sonens utgående (Rønning mfl. 2019a og 2019b). Ut fra denne informasjonen ble det besluttet å reprocessere data på nytt der en valgte alternative vertikal/horisontal filtrering.



Figur 10.3: Reprosessert resistivitet med varierende vertikal-horisontal-filter (V/H-filter) ved sone 12, Knappetunnelen i Bergen. Øverst: Opprinnelig prosessering med V/H filter lik 2. I midten: V/H filter lik 1. Nederst: V/H filter lik 0,5. Ved tunneldriving viste sone 12 et fall på ca. 45° mot sør (sort strek). Antatt forløp mot dypet fra forundersøkelsene er indikert med rød og hvit stipling. Observert bergmassekvalitet i tunnelnivå er plottet langs tunnelens heng for vestlige tunnellop og langs såle for østlige tunnellop. Resistivitetsprofilen ligger nærmest østlige tunnel (Fra Rønning mfl. 2019a).

Reprosessering av resistivitetsdata ved sone 12 ved Knappetunnelen i Bergen er vist i Figur 10.3. Øverst vises det opprinnelige resistivitetsbildet prosessert med V/H-filter lik 2, som favoriserer vertikale strukturer. Resistivitetsanomalien blir vertikal, og gir derved et feilaktig bilde av svakhetssonens fall. I midten er V/H-filteret satt til 1 (nøytral) og resistivitetsdata viser et helt annet bilde. Sonen står frem med et klart fall mot venstre, i samme retning som det påviste fallet denne svakhetssonen har, men dessverre med en kunstig effekt (bredere sone mot dypet). Med V/H-filter lik 0,5 (Figur 10.3 nederst) dras resistivitetsanomalien ytterligere mot svakhetssonens forløp. Legg merke til at «RMS-error» forbedres gradvis når V/H-filteret endres mot lavere verdier. Resistivitetsprofilen ligger her over østlige tunnellopp, og med et fall på 45° gir dette dårlig bergmasse ved pelnummer 8345 i dette tunnelloppet. På grunn av svakhetssonens spisse vinkel med tunnelen, treffer svakhetssonen vestre tunnellopp ved pelnummer 8310 (Figur 10.3).

Reprosesserte resistivitetsdata gir et klart bilde av svakhetssonens forløp mot dypet, men som modelleringen av resistivitetsdata på land viste (Avsnitt 5.2.4), får en ofte kunstige effekter med bredere sone mot dypet. Reprosesseringen av data med lavere V/H-filter indikerer imidlertid ett klart fall i samme retning som sonen virkelig faller. I Rønning (2021) sammenlignes resistivitetsdata fra Knappetunnelen med refraksjonsseismiske data, ingeniørgeologisk kartlegging og observasjoner under tunnelbygging.

Læringspunkt:

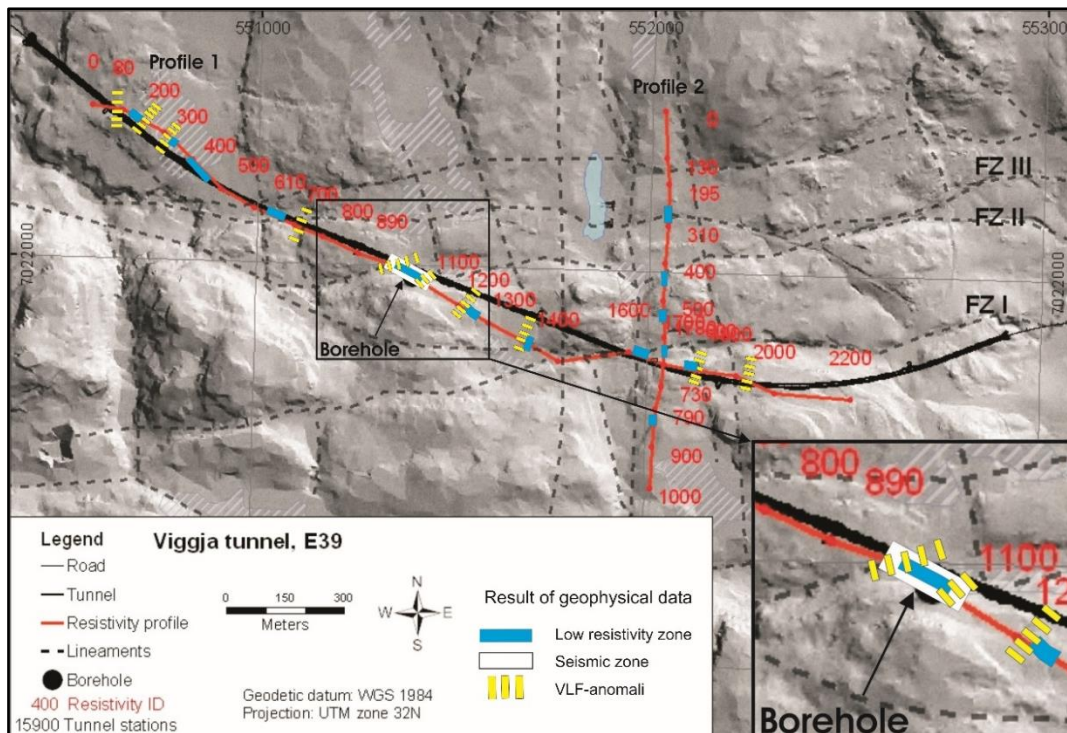
Resistivitetsbildene en får ved invertering kan avhenge sterkt av hvilket V/H-filter som benyttes. Ved svakhetssoner med relativt slakt fall må en være oppmerksom på dette, og data bør prosesseres med flere valg av filterverdier, og gjerne også forskjellig inversjonsmetode (Standard og Robust).

10.1.3 Svakhetszone med fall Viggjatunnelen, Skaun kommune i Trøndelag

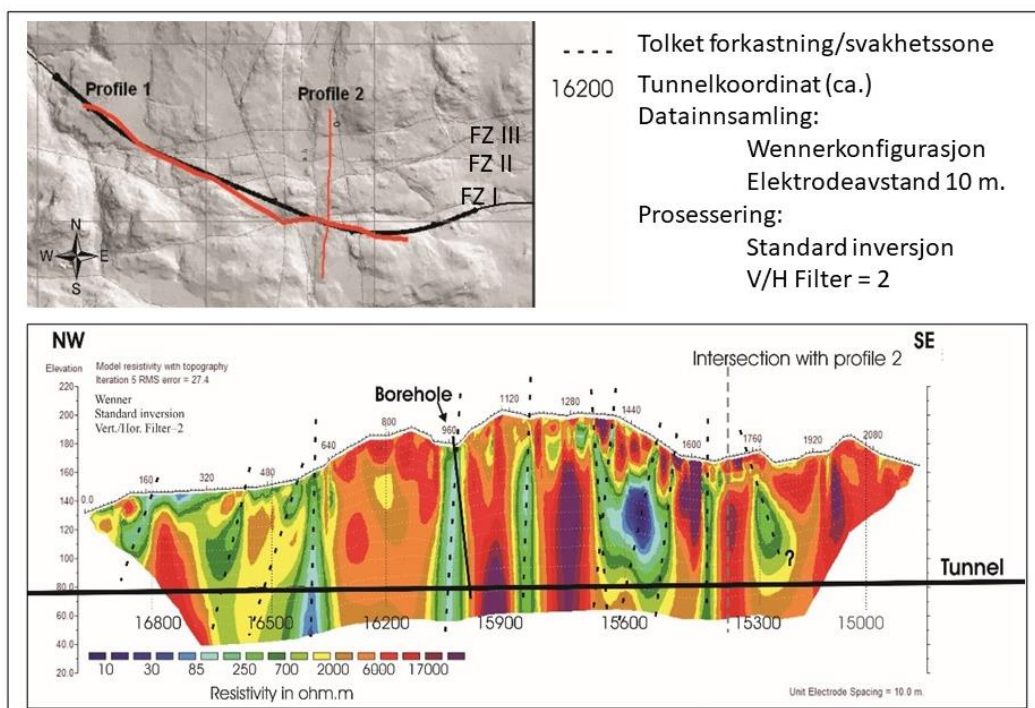
Vanligvis anbefales det å legge resistivitetsprofiler mest mulig langs en tunneltracé. Årsaken til dette er at en gjerne vil lokalisere og karakterisere svakhetssoner som krysser tunnelen og som kan skape problemer ved tunneldriften. I noen tilfeller kan det være hensiktsmessig å legge ett profil eller to på tvers av tunneltracéen. Viggjatunnelen i Skaun kommune i Trøndelag er et eksempel på dette.

Viggjatunnelen er 2,7 km lang og er en del av E39 fra Klett i Trondheim til Orkanger. Tunnelen ble åpnet 30. juni 2005. NGU utførte resistivitetsmålinger, boringer og borehullslogging ved dette prosjektet som en del av «Miljø- og samfunnstjenlige tunneler» (Dalsegg mfl. 2003, Rønning 2003). En videre tolking av disse data ble senere inkludert i doktorgradsstudiet til Guri V. Ganerød (Ganerød 2007, Ganerød & Rønning 2008, Ganerød mfl. 2006).

Figur 10.4 viser et overflatebilde av Viggjatunnelens østlige del. Det er målt to resistivitetsprofiler i området, Profil 1 mer eller mindre langs tunnelen og Profil 2 på tvers av tunnelen. Digital topografisk modell indikerer klart flere mulige forkastninger i området, og flere av disse gir respons på resistivitetsmålingene (blå indikasjoner). Resistivitetsbildene fra disse profilene er vist i Figurene 10.5 og 10.6.



Figur 10.4: Eksempel på overflatekartlegging ved hjelp av digital topografisk modell og 2D resistivitet fra Viggjatunnelen, E39 mellom Øysand og Thamshamn sørvest for Trondheim. Fra Ganerød mfl. (2006).



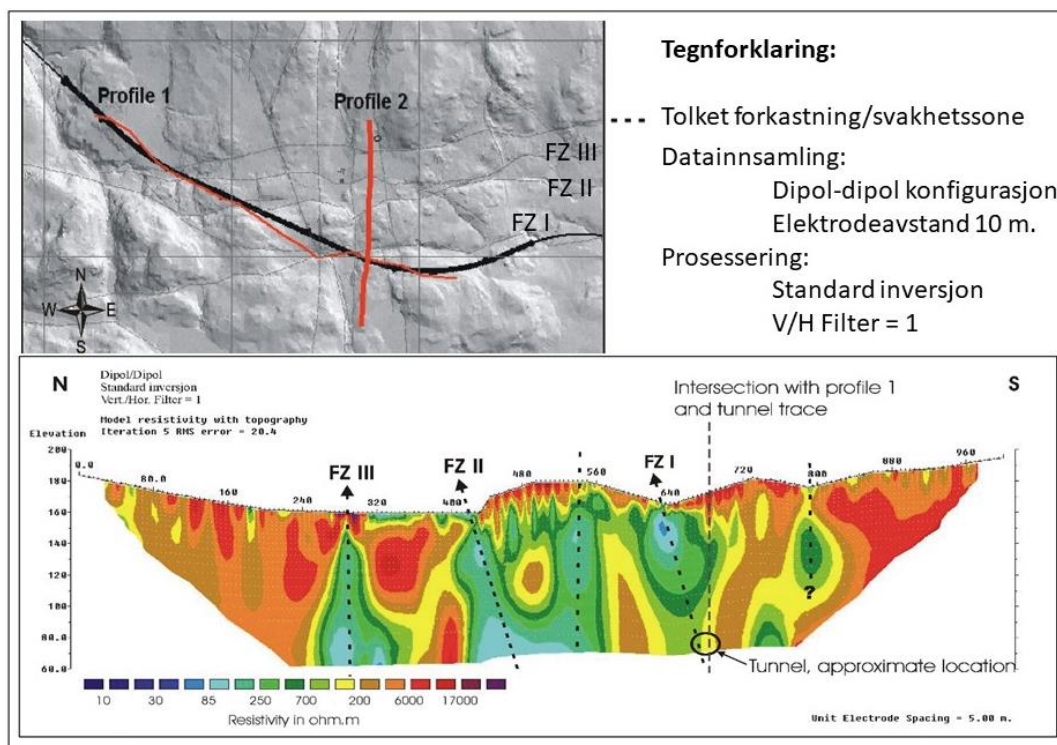
Figur 10.5: 2D resistivetsprofil 1 langs Viggjatunnelen med tilhørende ingeniørgeologisk tolking som sorte stiplinger. Øverst: Resistivetsprofiler i rødt, tunnel som tykk sort strek. (Fra Ganerød mfl. 2006).

Profil 1, som går mer eller mindre langs Viggjatunnelen, viser flere lavresistivets-soner som trolig skyldes svakhetssoner i berget (Figur 10.5). Dette er senere bekreftet ved inspeksjon i tunnelen, men de fleste av disse utgjorde ikke noe større problem for tunneldriften (Ganerød mfl. 2006). Den mest markerte anomalien ligger ved posisjon 15550 der resistiviteten er lavere enn 100 Ωm (blå farge). Som

det fremgår av kartskissen, går profilet her langs en forsening i terrenget som trolig representerer en svakhetszone, og dette kan nok være årsak til resistivitetsanomalien. De største drivetekniske utfordringene ved denne tunnelen oppstå i østenden av tunnelen, ved tunnelposisjon 15000. Her kom en inn i en leirsoner som krysset tunnelen i spiss vinkel og skapte problemer i ca. 200 m av tunnelen (Werner Steffanussen 2003, personlig meddelelse). Siden profil 1 ikke har dekning på dette dypet, var det umulig å forutsi disse problemene med resistivitetsmålingene. Den praktiske erfaringen fra dette er at en må sørge for å måle profilene lange nok.

For å få bedre kontroll med forkastningssonene som krysser tunnelen under spiss vinkel, ble det her målt et profil 2 på tvers av tunnelen. Resistivitetsbildet er vist i Figur 10.6. Alle de tre mulige forkastningssonene FZ I, FZ II og FZ III viser resistivitetsanomalier. Det indikeres også en fjerde sone mellom FZ I og FZ II, og denne kommer ikke så klart frem på den digitale terrenngmodellen. En mulig sone nord for FZ III viser ingen anomalier, og regnes derfor å være uvesentlig.

FZ I går delvis parallelt med tunnelen over en lengre strekning, og som det fremgår av Figur 10.6, faller denne sonen steilt mot sør i retning mot tunnelen. Dette er mest sannsynlig den sonen som skapte de største problemene under tunneldrivingen (Steffanussen 2003, personlig meddelelse). Dersom denne kunnskapen hadde vært tilgjengelig på et tidligere tidspunkt under planleggingen av tunnelen, kunne en kanskje ha flyttet tunnelen noe mot nord, og derved unngått de største problemene ved tunneldrivingen.



Figur 10.6: 2D resistivetsprofil på tvers av Viggjatunnelen med tilhørende ingeniørgeologisk tolking. Resistivetsprofiler i rødt, tunnel som tykk sort strek. (Fra Ganerød mfl. 2006).

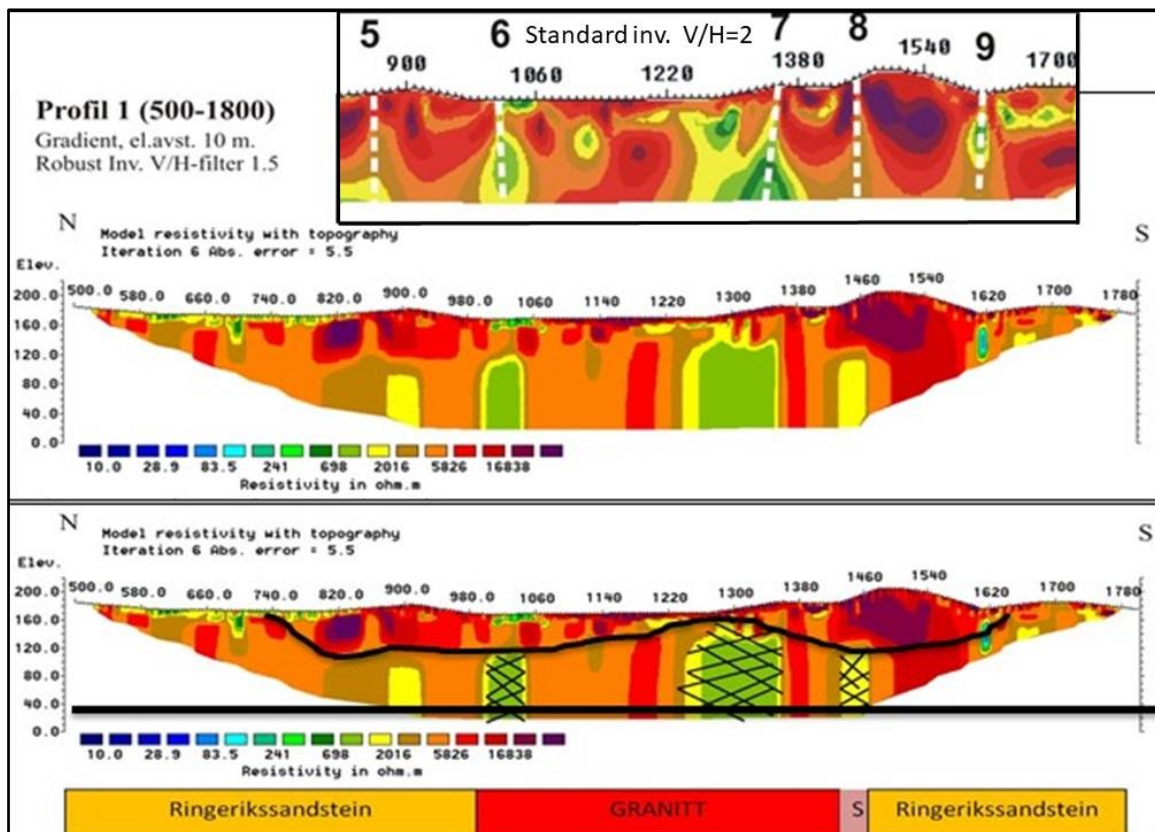
Læringspunkt:

En må sørge for at profilene måles langt nok slik at de dekker opp hele tunneltracéen. Det kan også være fornuftig å måle profiler på tvers av tunnelen for å avdekke soner som går mer eller mindre langs en tunnel og samtidig kartlegge fallet på disse.

10.1.4 Ekstrem vannlekkasje, Holmestrandporten

Som en del av forundersøkelsene til det som etter hvert ble kalt Holmestrandporten, utførte NGU ca. 14 km resistivitetsmålinger (Ganerød mfl. 2009b). Holmestrandporten er en 12,4 km lang dobbeltsporet jernbanetunnel inklusive stasjon i fjell ved Holmestrand. Under drivingen av tunnelen oppsto det problemer som gjorde at NGU så nærmere på data, og en repossessering med påfølgende tolking ble presentert på Bergmekanikkdagen i 2015 (Rønning mfl. 2015). Flere forhold ved dette prosjektet gav god læring (se også avsnitt 10.1.5).

Under drivingen av tunnelen fikk en store vannlekkasjer (Rønning mfl. 2015). Det ble hevdet at disse lekkasjesonene ikke kom frem ved noen av forundersøkelsene. Dette var grunnen til at NGU så på dette på nytt og foretok en repossessering av data. Figur 10.7 viser øverst den opprinnelige prosesseringen (Standard inversjon med V/H-filter lik 2). Det indikeres i alt fem svakhetssoner i den aktuelle strekningen for vannlekkasjene (nummerert 5 til 9) men ingen av disse gir en klar signatur i øvre deler av profilet. Repossesseringen av data med Robust inversjon og V/H-filter lik 1,5 (Figur 10.7 i midten og nederst), viser de samme strukturene, men her kommer de klarere frem. De skarpeste anomaliene kommer på sonene 6, 7 og 8, og spesielt sone 8 gir et klarere bilde. Alle disse tre indikerte svakhetssonene viser et resistivitetsnivå fra ca. 700 Ωm og opp mot 2000 Ωm . Dette skulle ifølge NGUs tolkingsmodell (Avsnitt 10.1.1) være såkalte vannsoner, noe som passer meget godt med de store vannlekkasjene (Rønning mfl. 2015). Ingeniørgeologiske observasjoner under tunneldrivingen bekrefter stor oppsprekking og mye vann i granitten og i kontakten med syenitten (Drageset 2013).



Figur 10.7: Resistivitetsdata i område med store vanninnslag ved Holmestrandporten. Øverst: Opprinnelig prosessering (Standard inversjon med V/H=2). De to neste bildene viser den nye prosesseringen (Robust inversjon med V/H=1,5). Et tolket grunnvannsnivå i berget er vist med sort undulerende strek i nederste bilde mens tunnel er markert med sort tykk horisontal strek. Profilet følger ikke tunneltraséen men sonene 6 og 7 representerer kontaktsonen til den indikerte granitten. S angir en syenittgang mellom en granitt og Ringerikssandsteinen. (Fra Rønning mfl. 2015).

En kan undre seg på hvorfor ikke disse sonene ble viet oppmerksomhet ved tunnelplanleggingen. Sonene var annonsert med sonenummer og det var foretatt en geometrisk karakterisering av sonene (Rønning 2021, Figur 3.36). På det opprinnelige resistivitetsbildet (Figur 10.7 øverst) er sonene diffuse og de går ikke helt opp til overflaten. Oppløsningen i resistivetsprofilene avtar mot dyppet, og det kan derfor hende at disse sonene ble ansett som kunstige effekter. Reprosesseringen (Figur 10.7 midten) viser et skarpere bilde av svakhetssonene. Årsaken til at sonene ikke går helt til overflaten kan trolig skyldes at profilet ligger nær en brattskrent ned mot sjøen, og det kan tenkes at øvre deler av berget og svakhetssonene er drenert. Dette gir seg utslag i spesielt høy resistivitet, noe som kan registreres over den sorte linjen i Figur 10.7 nedre del. Denne linjen kan representere et grunnvannsnivå i berget.

En annen mulig årsak til at sonene ble oversett kan ligge på et organisatorisk plan. Etter at undersøkelsen var gjennomført ble sentrale personer i planleggingen skiftet ut og nye konsulenter ble engasjert. Dialogen mellom NGU og prosjektledelsen opphørte, og det ble ikke mulig å diskutere prosesseringen og presentasjonen av resultatene. Det kan også hende at ingeniørgeologene, som mottok resultatene, hadde manglende kompetanse på resistivetsmålinger på dette tidspunktet. En bedre dialog på dette ville kanskje rettet oppmerksomheten mot mulige vannlekkasjer på et tidlig tidspunkt.



Figur 10.8: Store vannlekkasjer ved drivingen av Holmestrandporten (Foto: Jernbaneverket/Bane NOR).

Læringspunkt:

Inversjonen av resistivetsdata er ikke entydig, og data bør (må) prosesseres på forskjellige måter for å få frem all informasjon tilpasset problemstillingen på en klar måte. Resultatene bør diskuteres med aktuelle geofysiske aktører før endelig rapportering.

10.1.5 Tunnel i løsmasser, Holmestrandporten

Ved drivingen av Holmestrandporten fikk en også problemer med at tunnelen gikk delvis ut i løsmasser (Drageset 2013). Figur 10.9 viser at løsmasser dekker nær en tredjedel av tunnelstuppen. Også denne problemstillingen kunne vært forespeilet dersom resistivitetsdata hadde vært prosessert på en annen måte, og diskutert med prosjektledelsen.

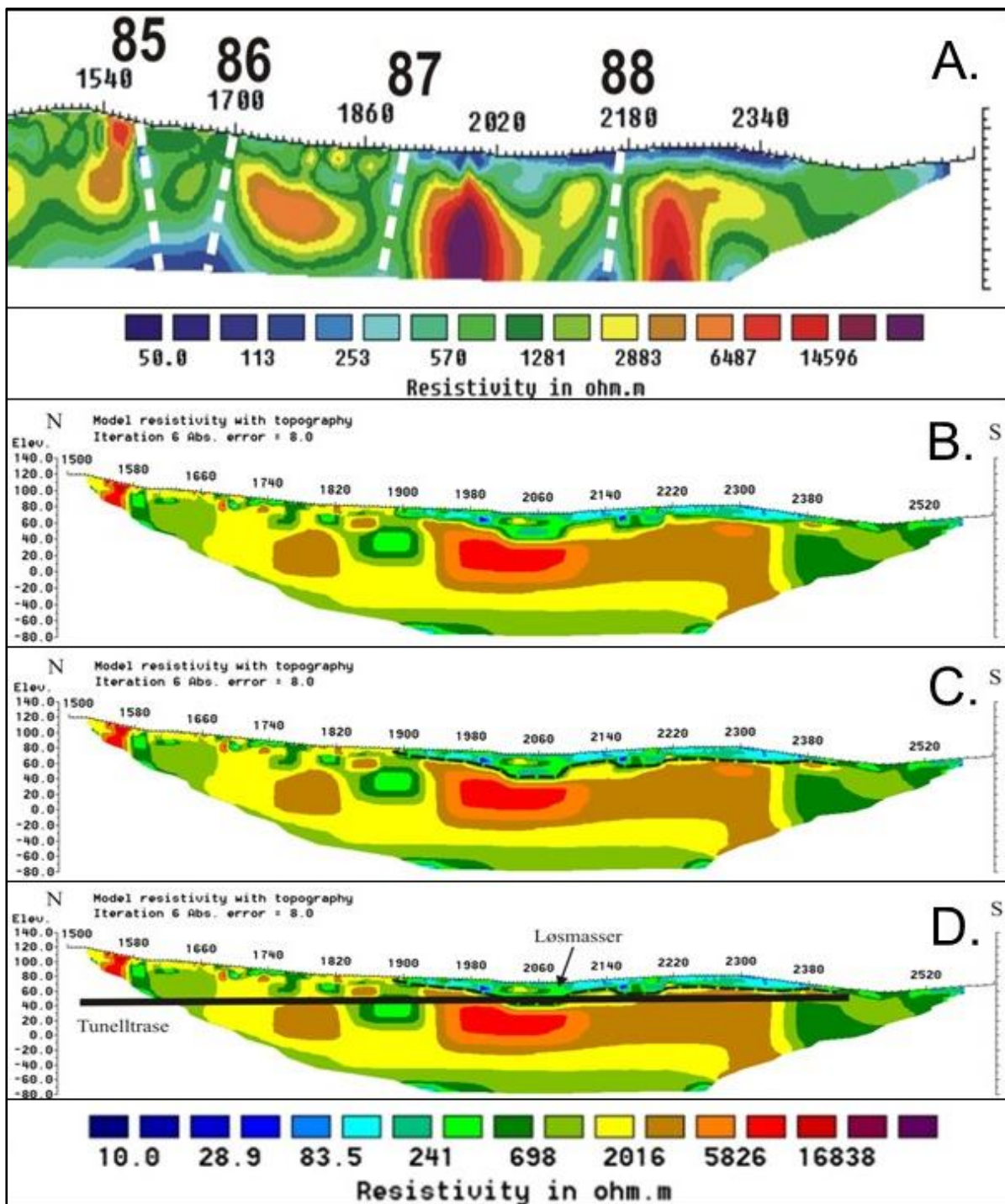


Figur 10.9: Løsmasser (over den grønne streken) på tunnelstuppen ved driving av Holmestrandporten. (Foto: Jernbaneverket / Bane NOR).

Ved den opprinnelige prosesseringen av resistivitetsdata fra målingene ved Holmestrand ble det fokusert på svakhetssoner i berg som ofte er vertikale (Ganerød mfl. 2009b). Vertikal/horisontal-filter ble derfor satt til 2, noe som gjør subhorisontal lagdeling mer diffus (Figur 10.10A). Når problemene med liten/manglende bergoverbygning ble kjent, utførte NGU en reprosessering også ved denne delen av tunnelen (Rønning mfl. 2015)

I Figur 10.10B er resistivitetsdata invertert med Robust inversjon med V/H-filter satt lik 0,5. Dette vil da prøve å finne mer horisontal lagdeling som kan forklare de målte data. Robust inversjon gir en skarpere overgang mellom de forskjellige massene, og med den fargeskalaen som er benyttet i Figurene 10.10B, -C og -D, er det lett å tolke en overgang til berg der resistiviteten går fra å være mindre enn 500 Ωm over den sorte streken i Figur 10.10C til godt over 1000 Ωm under streken. Som vist i Figur 10.10D ligger tunnelen i dette området ved ca. 50 moh.

Resistivitet er ikke den beste metoden til å bestemme dyp til berg, noe som bl.a. skyldes metodiske svakheter som "undertrykkings- og ekvivalensproblematikk" (Avsnittene 3.4.1 og 3.4.2). Tolket dyp til berg ligger noe lavere enn hva som ble observert i tunnelen (Drageset 2013). Resistivitetsforløpet er imidlertid et klart signal om at her kan løsmassene komme til å nå ned til tunnelnivå. Det er et annet område ca. 120 m lengre mot sør hvor bergoverdekningen også kan være liten. Dersom dette hadde vært kjent tidlig under planleggingen, kunne drivemetode gjennom sonen med liten/manglende bergoverbygning vært bedre planlagt på forhånd.



Figur 10.10: Resistivitetsdata ved lite/manglende bergoverdekning ved drivingen av Holmestrand-porten. Figur A viser opprinnelig prosessering (Standard inversjon og $V/H = 2$). Figurene B, C og D viser Robust inversjon med $V/H = 0,5$. Tolket bergoverflate er vist som sort stipling (C) og med tunneltracé i sort heltrukket linje (D). (Fra Rønning m.fl. 2015).

Læringspunkt:

Inversjonen av resistivitetsdata er ikke entydig, og data bør (må) prosesseres på forskjellige måter for å få frem all informasjon tilpasset problemstillingen på en klar måte. Resultatene bør diskuteres med aktuelle geofysiske aktører før endelig rapportering.

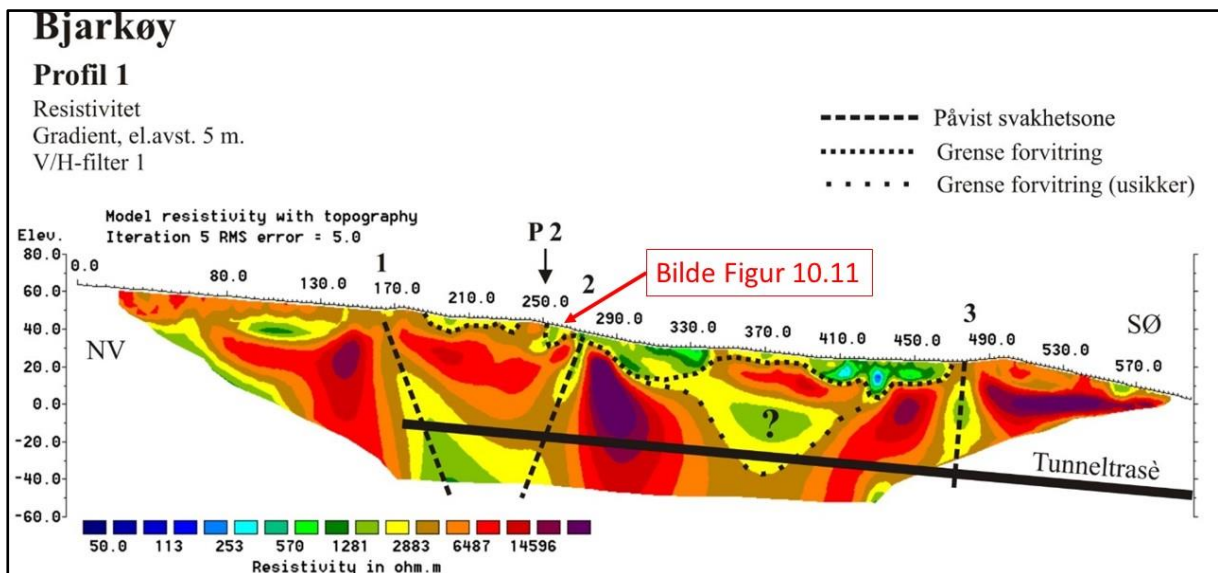
10.1.6 Forvitret berg på Bjarkøy

I forbindelse med Vegdirektoratets undersøkelser for tunnel til Bjarkøya nord for Harstad, ble det påvist en betydelig generell forvitring av berget (granitt/granittisk gneis) like ved planlagt påhugg for tunnelen på Bjarkøyasida (se Figur 10.11, Iversen 2012). NGU ble bedt om å gjøre resistivitetsmålinger for kartlegging av denne generelle forvitringen, og i tillegg se om det var noen soner med dypforvitring/oppknusning som kunne skape problemer ved tunneldrivingen.



Figur 10.11: Eksempel på forvitret berg på Bjarkøya (Bilde fra SVV, Iversen 2012).

På Bjarkøya ble det målt to resistivetsprofiler med multi-gradient elektrodekonfigurasjon og elektrodeavstand 5 m. Datakvalitet og kvaliteten på inversjonene ble karakterisert som god/meget god. Det ene profilet er vist i Figur 10.12. Profilets beliggenhet og utbredelsen av tolket forvitring langs profilet er vist i Figur 10.13.

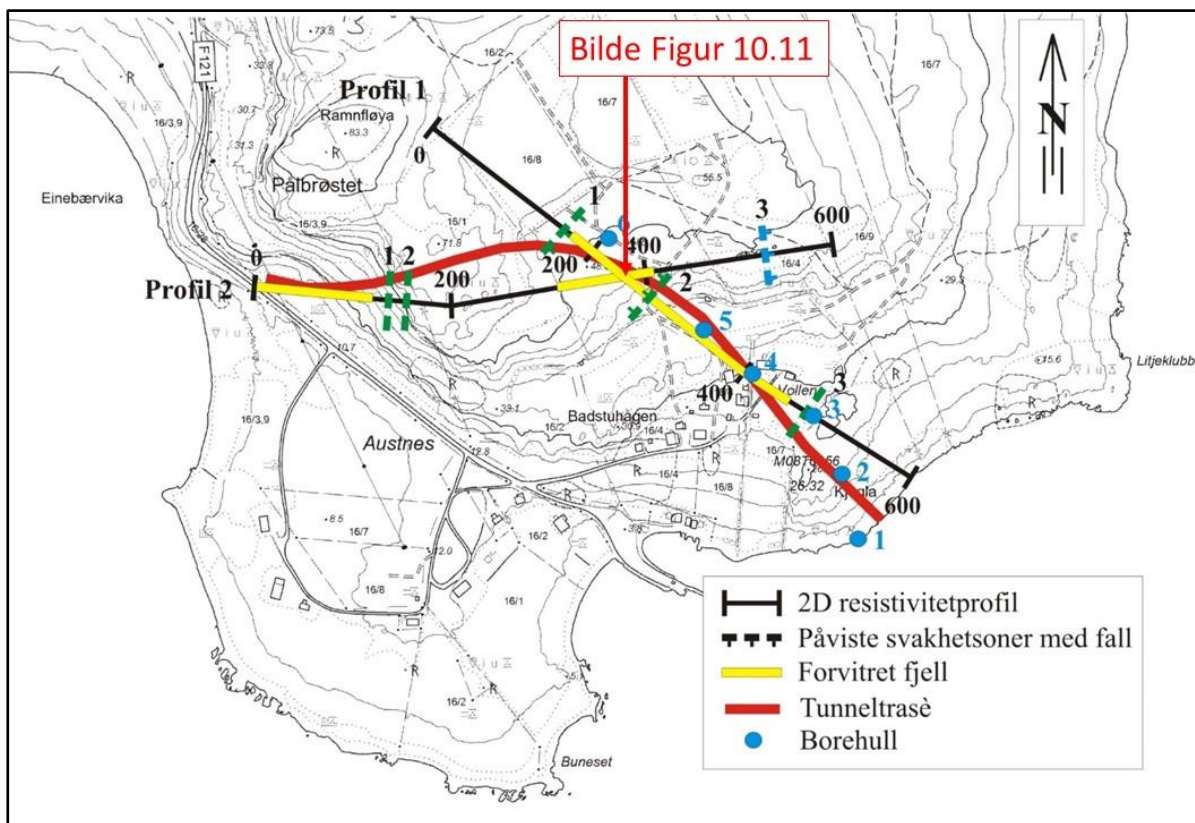


Figur 10.12: 2D resistivitet langs profil 1 på Bjarkøy. Her indikeres tre svakhetssoner i berg i tillegg til en generell overflateforvitring av berget (Fra Dalsegg og Elvebakk 2012).

Langs profil 1 på Bjarkøya ble det indikert tre svakhetssoner i berg (Figur 10.12). I tillegg ble det påvist lav resistivitet i overflaten langs store deler av profilet, fra koordinat 190 mer eller mindre sammenhengende til koordinat 470. Resistiviteten i dette materialet er ikke spesielt lav, i hovedsak fra ca. 600 Ω m til ca. 2880 Ω m, og en kan se bort fra at dette er marine avsetninger (leire – silt), og materialet

tolkes til å være overflateforvitret berg. Iversen (2012) presenterer flere bilder av forvitret berg, og bildet vist i Figur 10.11 er tatt i krysningpunktet mellom de to resistivetsprofilene (se Figur 10.13). Tykkelsen av forvitringen varierer fra noen få meter til over 20 m. Ved koordinat 370 fremstår en dypere sone (ned til ca. 30 m under havnivå) hvor resistiviteten varierer fra ca. 1200 Ωm til opp mot 3000 Ωm . Også dette kan tolkes som overflateforvitring og er markert som usikker forvitring.

Resistiviteten i de tre indikerte svakhetssonene ligger også i intervallet 1200 – 3000 Ωm , og ifølge NGUs tolkingsmodell (avsnitt 10.1.1) er dette rene vannsoner uten leiomvandling. Resistivetsnivået bekreftes i alle fall delvis av resistivetsmålinger i de seks borehullene vist i Figur 10.13 (Dalsegg & Elvebakk 2012). Delvis dårlig bergmassekvalitet bekreftes også ved logget p-bølgehastighet spesielt i borehullene 3, 4 og 5 (Dalsegg & Elvebakk 2012).



Figur 10.13: Tolket forvitret berg fra resistivitet ved tunnel på Bjarkøya. I krysningen mellom profilene 1 og 2 er forvitringen blottet som vist i Figur 10.11. (Fra Dalsegg & Elvebakk 2012 og Iversen 2012).

Generell forvitring tilsvarende den på Bjarkøya er også kartlagt med resistivetsmålinger i forskjellige deler av Norge bla. Kjøse ved Larvik, på Lista, på Vågsøy, ved Stadt og på Inderøya, alle i Sør-Norge, og Vestvågøya, Hadseløya, Sortland og Andøya i Nord-Norge (Olesen mfl. 2012).

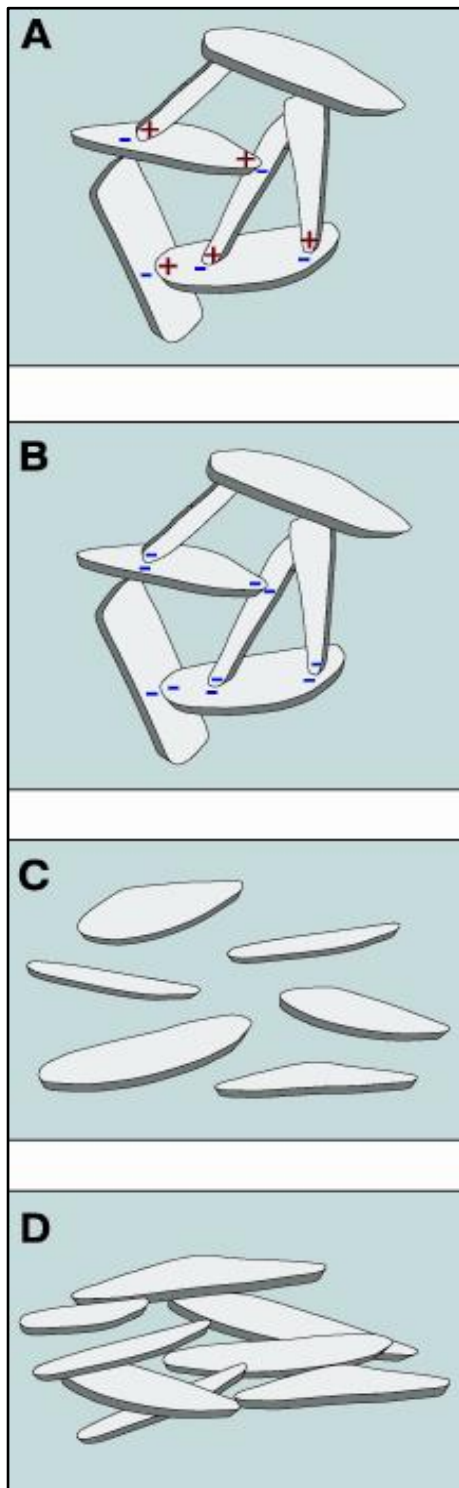
På Andøya har resistivets-målingene i tillegg gitt meget klare signaler på grensene mellom grunnfjell og mesozoiske berggrunn (Olesen mfl. 2012). På Lista indikerte resistivetsmålinger sammen med seismisk hastighet mulig mesozoiske bergarter eventuelt forvitret berg under flere titalls meter med morene (Tønnesen mfl. 2012)

Læringspunkt:

Resistivetsmålinger kan gi informasjon om generell forvitring i tillegg til informasjon om svakhetssoner og bergartsgrenser.

10.2 Kartlegging og karakterisering av leire

2D-, og gjerne 3D resistivitetsmålinger har vist seg å være en meget god metode for kartlegging og karakterisering av leire. For å forstå sammenhengen, må en se på hva som kjennetegner de ulike leiravsetningene. Øverst i en leiravsetning er det gjerne noen få meter med tørrskorpeleire. Denne kjennetegnes ved uttørking av porevann og utfelling/sementering, og det gjør at tørrskorpeleire får en resistivitet gjerne godt over 100 Ωm .



Marin leire bygges opp ved avsetning av bl.a. flakmineraler i en korthuslignende struktur i sjøvann (Figur 10.14A). Leirmineralene har en negativt ladet overflate. Positive ioner i porevannet vil konsentreres ved kontaktpunktene mellom leirmineralene og dette gjør den åpne strukturen sikker og stabil. Høyt saltinnhold i porevannet gir den intakte leira en lav resistivitet ($< 10 \Omega\text{m}$).

Når det salte porevannet i den marine leira vaskes ut ved sakte grunnvannsstrømning, svekkes de elektriske kreftene ved kontaktpunktene. Dette gjør leira mer ustabil og kvikkleire kan dannes (Figur 10.14B). Strukturen er fremdeles åpen og intakt, men ikke lengre stabil. Mindre salinitet i porevannet fører til høyere resistivitet i den utvaskede leira (ca. 10 – 100 Ωm). Dette betyr at en ved resistivitetsmålinger kan skille mellom saltholdig, intakt leire og utvasket, mulig kvikk leire. Siden siltige masser også kan gi samme resistivitetsverdier, er det ikke mulig å gi entydige tolkinger. Påvisning av kvikkleire må derfor gjøres med prøvetaking og testing i laboratorium.

Endringer i belastningen på leiravsetningen eller brå bevegelser, som for eksempel et jordskjelv, kan gjøre at strukturen i kvikkleire kollapser og et skred utløses. Overskudd av porevann og løse leirpartikler gir en flytende leirsuppe (Figur 10.14C). Etter hvert som vannet dreneres eller tørkes ut, sedimenteres leirpartiklene i en kompakt struktur.

Etter at omrørt kvikkleire er avsatt og drenert, vil porevolumet være betydelig mindre. Siden det meste av saltvannet på forhånd er vasket ut, vil resistiviteten i dette materialet øke (ledningsevnen avta). En kan gjerne oppnå en resistivitet på 100 – 200 Ωm , noe som kan sammenlignes med tørrskorpeleire. Denne høye resistiviteten gjør bl.a. at Georadar, som har meget liten penetrasjon i saltholdig, intakt leire og i mulig kvikkleire, kan få en penetrasjon på et ti-talls meter i denne omrørte leira.

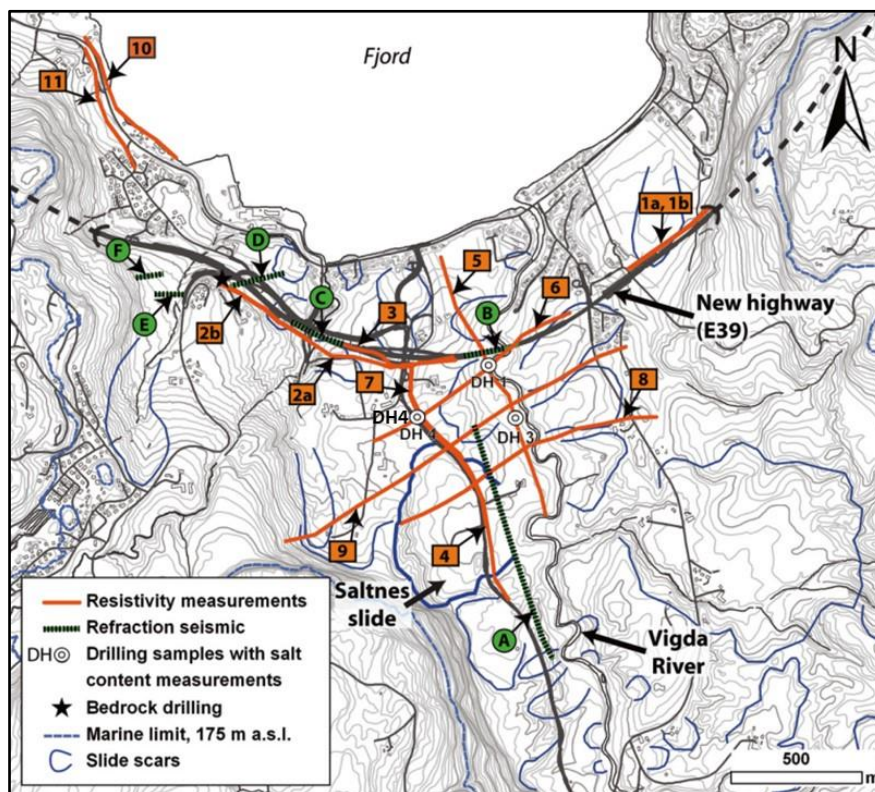
Figur 10.14: Oppbygging og kollaps av marine leirstrukturer (Fra Reite mfl. 1999).

Flere aktører har arbeidet med resistivitet og karakterisering av marin leire i Norge, bl.a. Donohue mfl. 2014, Sauvin mfl. 2013, Solberg 2007, Solberg mfl. 2008, 2010b, 2011, 2012 (a-f), 2014a, 2014b, 2015 og 2016. I det følgende presenteres noen eksempler fra prosjekter i Trøndelag.

Det er også benyttet elektromagnetiske målinger for kartlegging og karakterisering av marine leirer både i Norge og Sverige. Mer om dette i en kommende beskrivelse av elektromagnetiske metoder. Det samme gjelder kartlegging og karakterisering av leire med skjærbølge refleksjonsseismikk.

10.2.1 Tolkingsmodell for leire, eksempel fra Buvika, Skaun kommune

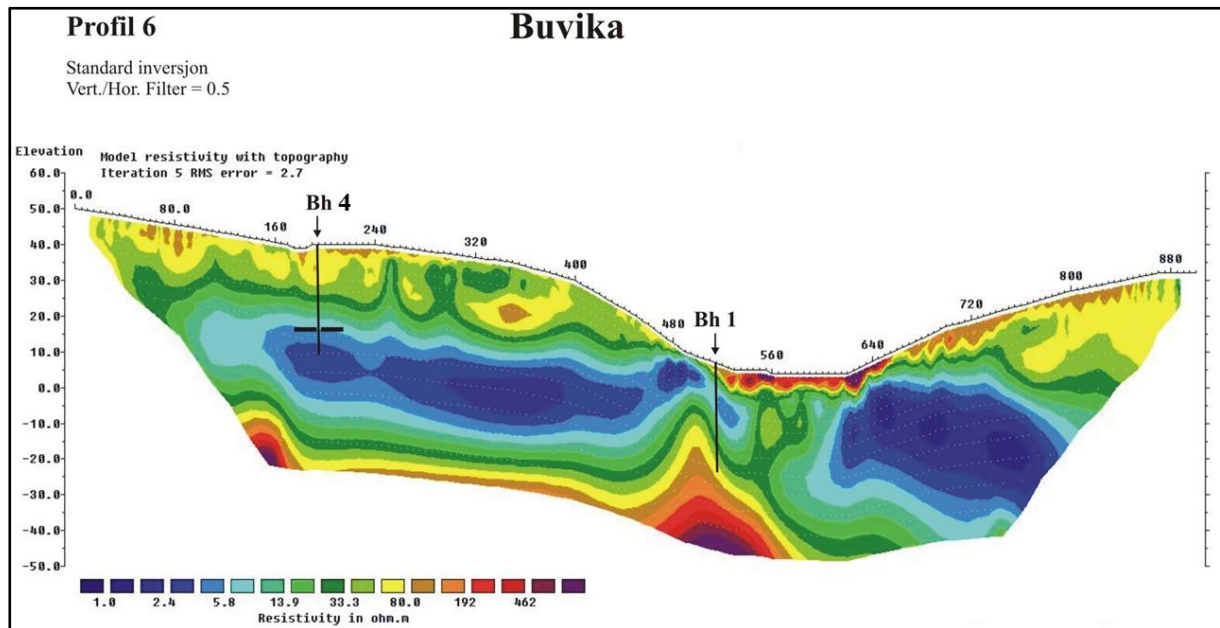
Under utbygging av E39 gjennom Buvika i Skaun kommune, var en kjent med at det her fantes mye kvikkleire. Det er også påvist flere historiske kvikkleireskred i Buvika (Solberg 2007). NGU, i samarbeid med NTNU (Inger-Lise Solberg), NVE og International Centre for Geohazard (ICG), målte flere 2D resistivitetsprofiler og noe refraksjonsseismikk, georadar og Indusert Polarisasjon (IP) i området (Dalsegg mfl. 2006). I tillegg hadde Statens vegvesen fått utført noe refraksjonsseismikk. Resultatene fra disse geofysiske målingene ble tolket og sammenlignet med geotekniske boredata innenfor Solbergs doktorgradsarbeide (Solberg 2007, Solberg mfl. 2008), og delvis benyttet i en prosjektoppgave i geoteknikk ved NTNU (Helle 2004). I denne sammenheng presenteres bare ett resistivitetsprofil. For flere detaljer henvises det til nevnte publikasjoner.



Figur 10.15: Oversiktskart. Utført geofysikk, utvalgte borer, og skredgroper i Buvika, Skaun kommune (Fra Solberg mfl. 2008).

Resistivitetsdata fra profil 6 er vist i Figur 10.16. Her kan avsetningen geofysisk deles inn i fire lag. Øverst i avsetningen finnes stedvis et lag som tolkes som tørrskorpeleire (resistivitet > 80 Ωm , brun farge). Under dette laget varierer resistiviteten mellom 10 og 80 Ωm (grønne og gule farger). Graving i dette laget førte til store problemer på grunn av leiras beskaffenhet. Gravemaskiner måtte plasseres på store metallplater for ikke å synke ned i leira. Dumperne kunne ikke fylles helt for da rant leira av lasteplanet i motbakker. Ved bygging av bru over elva Vigda måtte det benyttes lettklinker i fyllingene

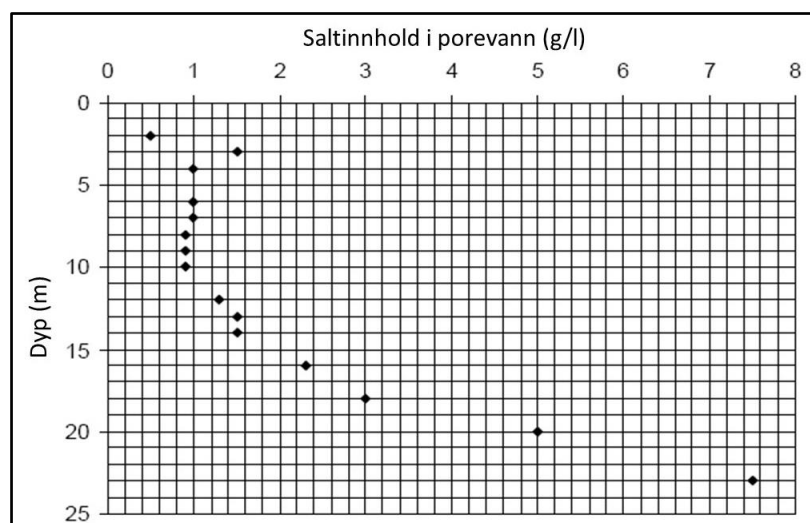
fordi massene ikke kunne bære vekten av tyngre masser. Kalk-sement-stabilisering ble også benyttet som sikringsmetode i området.



Figur 10.16: Eksempel på resistivetsprofil fra Buvika, Skaun kommune. Beliggenhet er vist i Figur 10.15. (Fra Dalsegg mfl.2006).

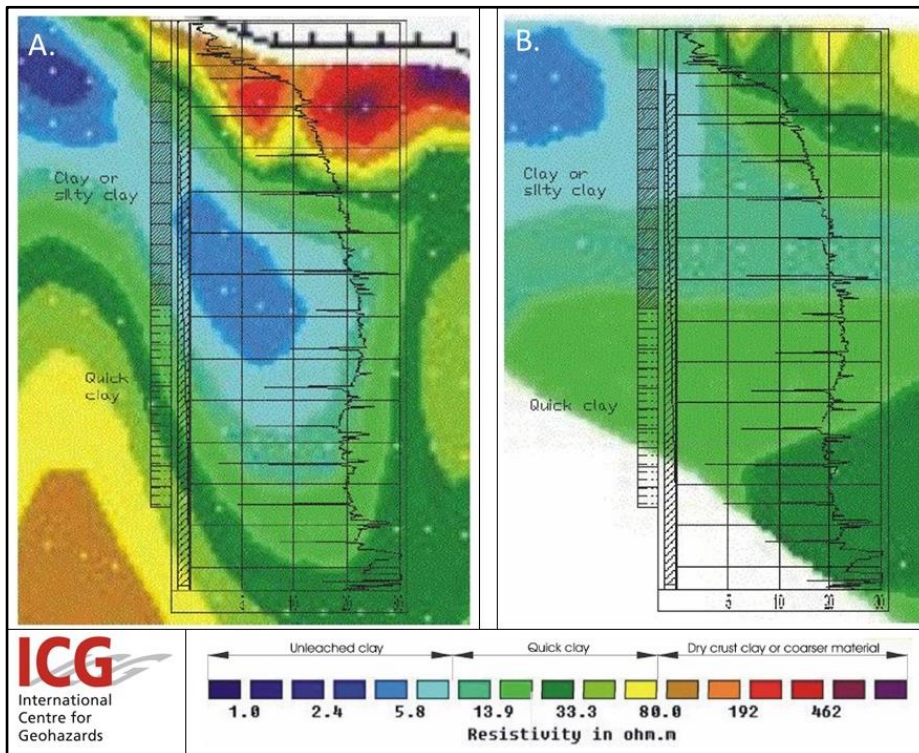
Under dette andre laget, som åpenbart besto av mye kvikkleire, opptrer et lag med resistivitet lavere enn $10 \Omega\text{m}$ (blå farger). Dette tolkes som saltholdig marin leire, og representerer etter all sannsynlighet stabile masser. Nederst i lagpakken øker resistiviteten til godt over $200 \Omega\text{m}$ og stedvis over $1000 \Omega\text{m}$. Dette kan representere morene, men også berg. Som vist ved modellering i avsnitt 5.4.4 (Figurene 5.21, 5.22 og 5.23), kan grensen til berg ligge på fra vel $100 \Omega\text{m}$ til opp mot $400 \Omega\text{m}$, avhengig av resistiviteten i omgivelsene. Dette skyldes den gradvise økningen av tolket resistivitet selv om grensen i realiteten er skarp (se avsnitt 5.4.4).

Som det går frem av Solberg mfl. 2008 er det foretatt en rekke geotekniske borer i Buvika. Dette er i hovedsak dreietrykk- og totalsonderinger som gir indikasjoner på leiras egenskaper. I noen borepunkter ble det tatt opp prøver for senere laboratorieanalyser. I borehull BH4 (se Figur 10.16) ble saltinnholdet av porevannet analysert. Resultatene er vist i Figur 10.17.



Figur 10.17: Analysert saltinnhold i porevann fra BH4 i Buvika, Skaun kommune (Fra Helle 2004).

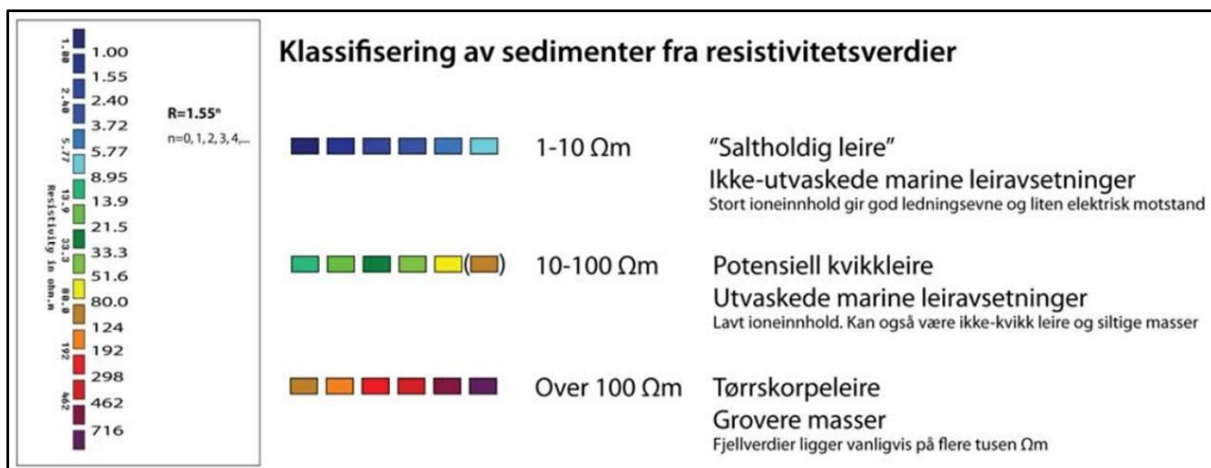
Saltinnholdet i porevannet i de øvre delene i BH4 ligger spesielt lavt rundt 1 g/l. Fra ca. 15 meter begynner saltinnholdet å øke, og når 7,5 g/l ved dyp 23 m, sort, horisontal strek i Figur 10.16. Dette er fremdeles lavt, siden saltinnholdet i sjøvann ligger på 35 g/l. Økningen i porevannets saltinnhold avspeiles i resistivetsprofilene med reduserende resistivitet (økende ledningsevne). En kan forvente at saltinnholdet økes ytterligere under 23 m, og en ser også at resistiviteten avtar ytterligere under dette dypet. Kort sagt, økningen i porevannets saltinnhold stemmer meget godt overens med reduksjonen i resistiviteten i materialet. Strengt tatt skal en ikke forvente en slik god samvariasjon, siden også skarpe resistivetsgrenser gir en gradient i de inverterte resistivetsverdiene (se avsnitt 5.4.4).



Figur 10.18: Tolket massetype fra totalsonderinger i Buvika sammenholdt med resistivetsbildene. (Fra Helle 2004).

Figur 10.18 viser to eksempler hvor resultater fra tolking av totalsonderinger er sammenstilt med deler av resistivetsprofilene. I Figur 10.18A øker dreietrykket markert fra starten og ned til et visst dyp. Dette tolkes som leire eller siltig leire. Denne delen av sonderinga faller i hovedsak sammen med blå resistivetsverdier som tolkes som intakt, saltholdig leire. Fra et visst dyp reduseres dreietrykket, og materialene tolkes som kvikkeleire. Denne delen faller sammen med grønne resistivetsverdier. Ved det andre borehullet (Figur 10.18B) viser dreietrykket det samme forløpet, og tolkingene blir de samme. Også her ser det ut til at antatt kvikkeleire opptrer i områder med grønne resistivetsverdier, mens lite sensitiv leire eller siltig leire opptrer i områder med resistivitet lavere enn 10 Ω m.

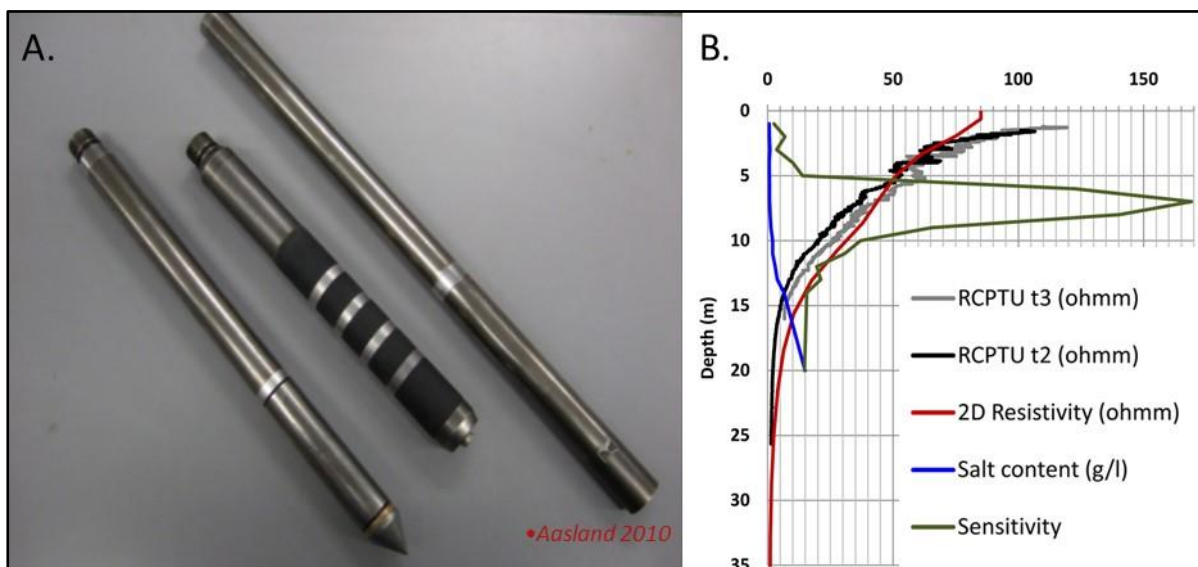
Observasjonene og tolkingene fra undersøkelsene i Buvika førte til at NGU foreslo en tolkingsmodell for karakterisering av leiravsetninger ut fra resistivetsverdier (Figur 10.19, Solberg mfl. 2010a). I de neste avsnittene blir denne tolkingsmodellen sannsynliggjort.



Figur 10.19: Tolkingsmodell for karakterisering av leire ut fra resistivitetsverdier. (Fra Solberg mfl. 2010a).

10.2.2 Verifisering av resistivetsnivåer og tolkingsmodell

Målt resistivitet i marine leirer avhenger av en rekke faktorer; mineralsammensetning, porøsitet, original vannkemi og utvasking. I tillegg kommer svakheter knyttet til selve måleprosessen; elektrodekonfigurasjon, undertrykkingsprinsippet, ekvivalensprinsippet, forstyrrelser fra tekniske anlegg i omgivelsene. For å kunne verifisere målte resistivetsverdier fra bakkemålinger, kan det være nyttig å foreta R-CPTU målinger (*Resistivity-Cone Penetration Test Undrained*). For disse målingene benyttes en enkel resistivetssonde (Wenner-konfigurasjon med elektrodeavstand $a = 3,5$ cm, se Figur 10.20A).



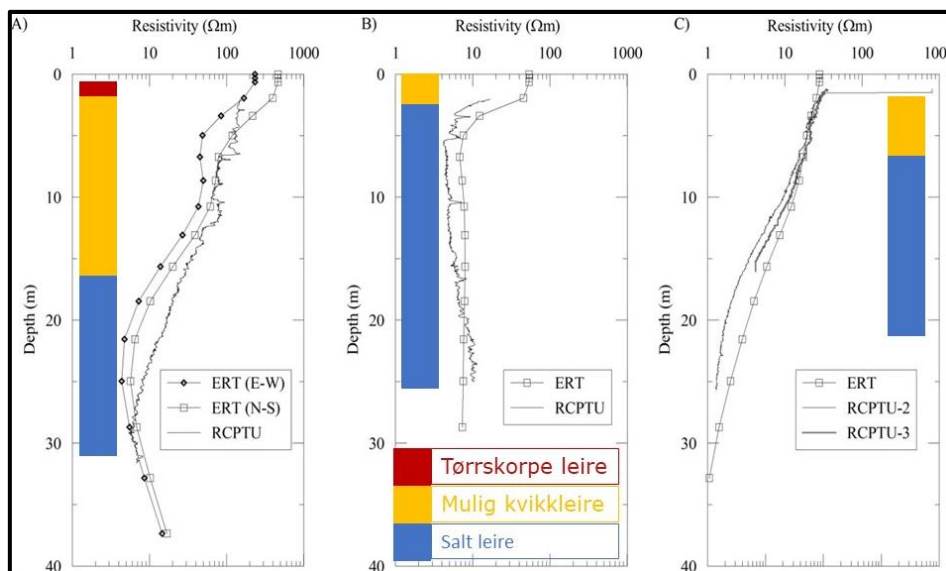
Figur 10.20: R-CPTU sonde. A) Resistivetssonde (i midten) som plasseres over CPTU-sonden (til venstre). B) Eksempel på data fra målt resistivitet på bakken ved Rødde, to R-CPTU-sonderinger, analysert saltinnhold i prøven, og analysert sensitivitet i leira. (Fra Solberg mfl. 2010a, Solberg mfl. 2012e).

Eksemplet vist i Figur 10.20B er fra Rødde i Melhus kommune. Her er det målt en rekke resistivetsprofiler og utført flere boringer (Solberg mfl. 2012e). Ved den aktuelle lokaliteten er det fortatt to R-

CPTU-sonderinger (målinger for hver andre cm), analyse av saltinnhold i porevann og sensitivitetsanalyse av leira (kvikkleire har høy sensitivitet (> 30)), i tillegg til resistivitetsmålinger på bakken.

Det første en legger merke til er at 2D resistivitet målt på bakken i hovedsak følger 1D resistivitet målt nedover i borehull med R-CPTU-sonden. Det er visse avvik, og disse kan skyldes skalaeffekter eller at sonderingen påvirket måleresultatene. Bakkemålingene kartlegger resistiviteten i større volum, mens den lille sonden med elektrodeavstand 3,5 cm «ser» bare 2-3 cm inn i løsmassene. Under boring kan sonden dra med seg saltvann slik at resistivitetssonden delvis kortsluttes og at en derved måler for lave verdier. Når en sammenligner disse data må en være åpen for slike feilkilder, men i dette tilfellet må en kunne si at det er et godt samsvar mellom resistivitet målt på bakken og de to målingene ved sonderingene.

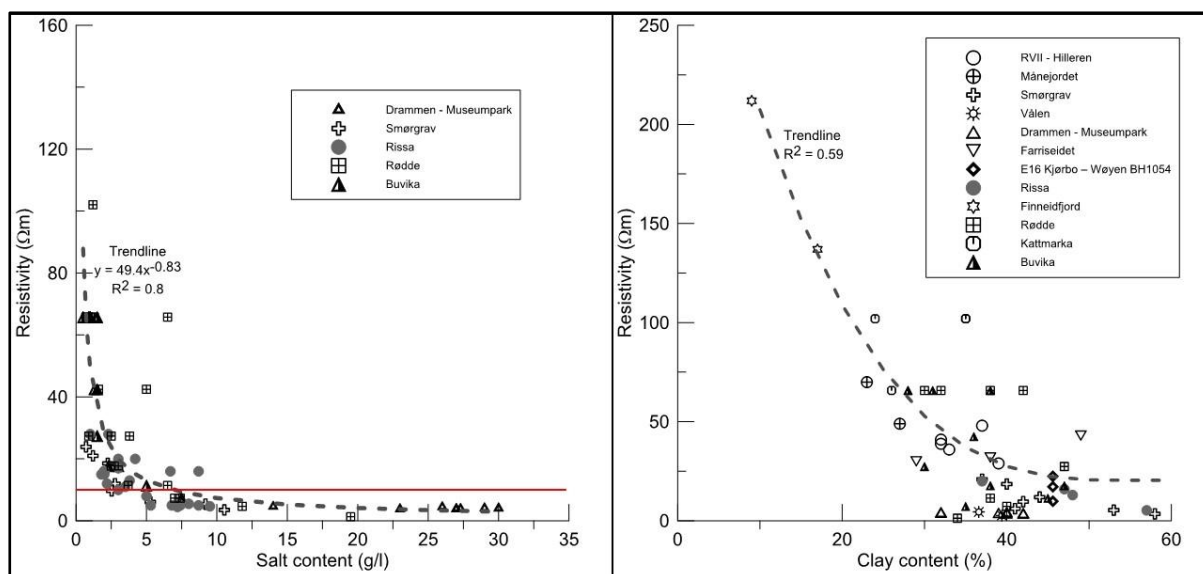
En ser også at resistiviteten, uansett målemetode, stemmer meget godt overens med analysert saltinnhold i porevannet. Enda viktigere er det at den analyserte sensitiviteten til leira er størst i de deler av borehullet der resistiviteten ligger i intervallet 20 til 50 Ωm , noe som stemmer godt med den foreslåtte tolkingsmodellen (Figur 10.19).



Figur 10.21: Sammenligning av resistivitet målt i borehull med R-CPTU-sonde og resistivitet målt på bakken. A og B er fra Rissa i Indre Fosen kommune, mens C er fra Rødde i Melhus kommune. (Data fra Solberg mfl. 2010a og 2012e, sammenstilt i Long mfl. 2012).

NGU har foretatt sammenligninger av målt resistivitet på bakken og målt resistivitet nedover i bakken med R-CPTU-sonde ved en rekke lokaliteter. Eksemplene vist i Figur 10.21 er fra Rissa (Figur 10.21A og -B) og Rødde (Figur 10.21C). Sett i lys av de usikkerheter en har ved begge målemetodene må en kunne si at de to datasettene stemmer godt overens. Både resistivitetsmålinger på bakken og resistivitet målt med R-CPTU-sonde kan bidra til karakterisering av leire som vist i Figur 10.21.

Long mfl. (2012) gjorde en sammenstilling av data og resultater fra resistivitetsprosjekter fra ulike aktører i Norge, og så spesielt på hvordan resistiviteten avhenger av saltinnholdet i porevannet og det totale leirinnholdet i avsetningene. Resultatene er vist i Figur 10.22.

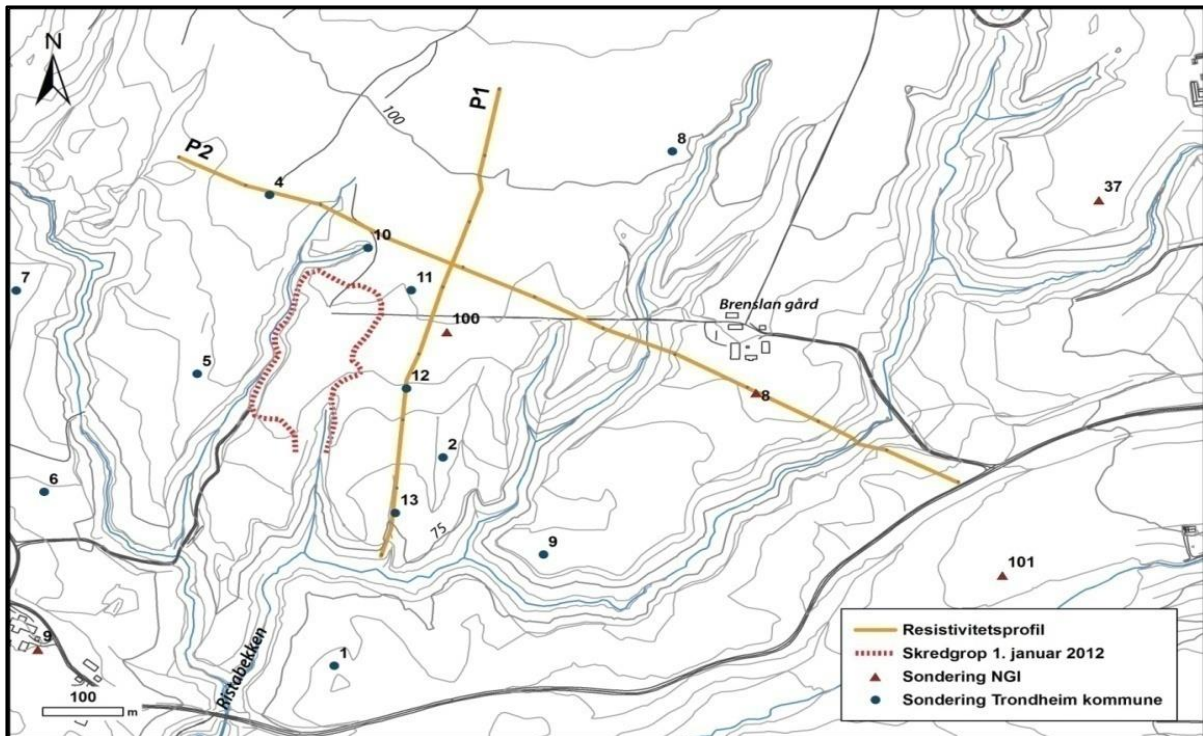


Figur 10.22: Resistivitet i leire er avhengig av A) Saltinnhold i porevannet og B) Leirinnholdet i avsetningen (Fra Long mfl. 2012).

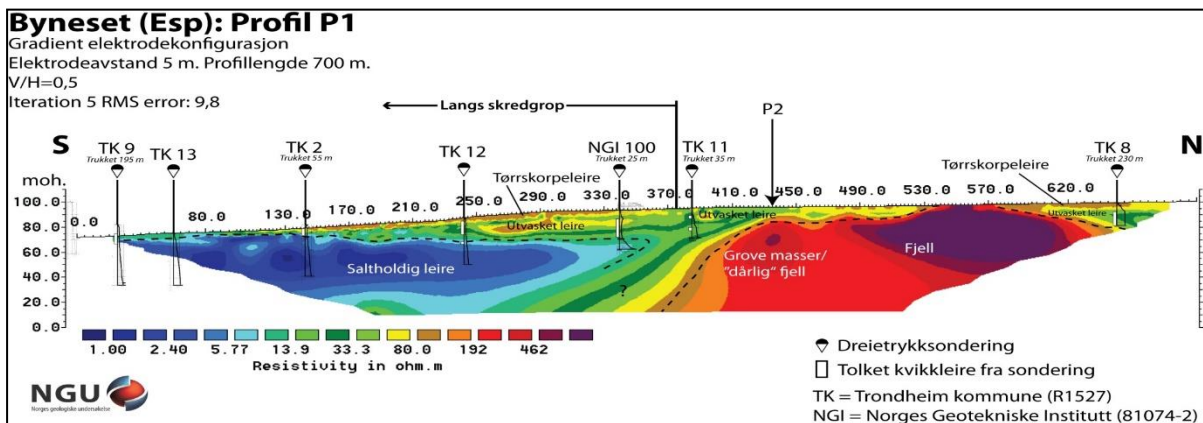
Figur 10.22A viser at resistiviteten er sterkt avhengig av saltinnholdet i porevannet, som forventet. En ser også at når saltinnholdet er større enn ca. 7 g/l blir resistiviteten i leira lavere enn 10 Ωm. Leira defineres som kvikk når omrørt skjærfasthet er lavere enn 0,5 kPa, og saltinnholdet er da 2-5 g/l eller lavere (bl.a. Rosenqvist 1953). Siden opprinnelig saltinnhold i marine leirer er opp mot 35 g/l, vil marin leire kunne være utvasket uten å være kvikk. Figur 10.22B viser også at økende andel av leirpartikler i en avsetning reduserer resistiviteten.

10.2.3 Kartlegging rundt skredgrop på Byneset, Trondheim kommune

Første nyttårsdag i 2012 ble det utløst et kvikkleireskred ved Esp på Byneset i Trondheim kommune. For mange kom dette som en stor overraskelse da Byneset har et relativt flatt landskap. Det finnes imidlertid en god del raviner der bekker har gravd seg ned i leiravsetningene (se Figur 10.23). I tillegg er det spor etter mange skred (NGU 2023), men omfattende bakkeplanering gjør at de kan være vanskelige å få øye på. NGU ble kontaktet av NVE, og allerede uken etter skredhendelsen ble det målt to lange resistivetsprofiler øst og nord for skredgropa. Av sikkerhetsmessige grunner var det forbud mot å bevege seg nærmere skredgropa enn 50 m, og beltegående farkoster sto med motoren i gang for at evakuering skulle skje raskt ved en eventuell videreutvikling av skredet. Resistivetsprofilene ble målt med elektrodeavstand 5 m og elektrodekonfigurasjonen multigradient (MG), noe som her gir en maksimal dybderekkevidde på vel 70 m. Måledata ble invertert med standard inversjon og V/H-filter lik 0,5. Datakvaliteten var god, men som de inverterte bildene viser er ikke modelltilpasningene like god med RMS-feil på henholdsvis 9,8 % og 15,2 % (Figurene 10.24 og 10.25).



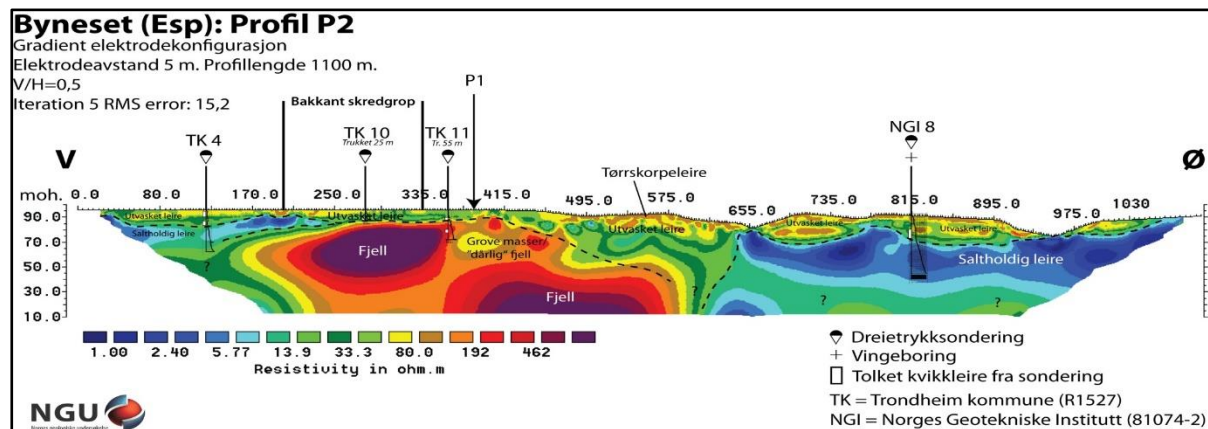
Figur 10.23: Oversikt over skredgropa ved Esp på Byneset, ravinedaler, utførte resistivetsprofiler i NGU-regi, og borepunkter (fra Solberg mfl. 2012a).



Figur 10.24: Resistivetsprofil P1 ved Esp på Byneset med tolking i henhold til foreslått tolkingsmodell. Resultater fra borer i nærområdet er trukket inn på profilet (avstand angitt i m). (Fra Solberg mfl. 2012a).

Lengst i sør (Figur 10.24) kan det se ut til at saltholdig marin leire med resistivitet $< 10 \Omega\text{m}$ er utgående (blå farge). Etter hvert som en beveger seg nordover og opp i terrenget, blir resistiviteten i et øvre lag høyere ($10 - 100 \Omega\text{m}$, brune, gule og grønne verdier i NGUs standard fargeskala), og tolkes som utvasket leire (mulig kvikkleire). Videre mot nord blir dette laget tynnere og profilet domineres av røde resistivetsverdier ($> 200 \Omega\text{m}$). Dette tolkes som grovere masser som sand/grus eller morene. Dette kan også være forvitret fjell. Lengst mot nord, rett bak skredgropa, er resistiviteten godt over $700 \Omega\text{m}$ og tolkes som fjell. Skredet kunne dermed ikke utvikle seg bakover i denne retningen (bakover-skridende utvikling er vanlig i kvikkleireskred). En ser også at tolket kvikkleire fra sonderingene (hvite rektangler), som ligger i nærheten av resistivetsprofilen, opptrer i laget med resistivitet i intervallet $10 - 100 \Omega\text{m}$.

En tredje detalj som er verdt å merke seg er at utvasket leire ligger øverst i det relativt flate landskapet, men at utvasket leire også kan finnes mellom de grove massene og den saltholdige leira. Dette er en indikasjon på at utvaskingen kan ha skjedd med grunnvann som strømmer gjennom grovere masser (eventuelt forvitret fjell) og inn i leira.



Figur 10.25: Resistivetsprofil P2 ved Esp på Byneset med tolking i henhold til foreslått tolkingmodell. Resultater fra borer i nærområdet er trukket inn på profilet (avstand angitt i m). (Fra Solberg mfl. 2012a).

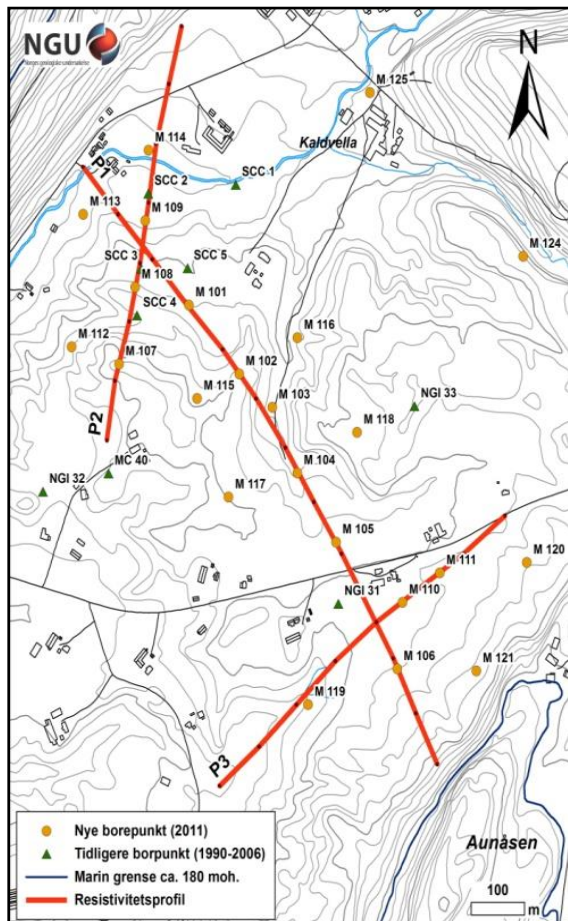
Tolkingen av resistivetsprofil P2 ved Esp på Byneset (Figur 10.25) viser de samme lagene som profil P1, men med avvik i form. Profilet bekrefter grove masser og fjell nord for skredgropa, utvasket leire med tolket kvikkleire i et øvre lag, og noe saltholdig leire under dette i deler av profilet. Også her indikeres utvasket leire mellom den saltholdige leira og grovere masser / fjell.

Resistivetsmålingene ved skredgropa ved Esp på Byneset i Trondheim gav nyttig informasjon for tolking av skredets mulige utvikling og bekreftet den foreslåtte tolkingmodellen.

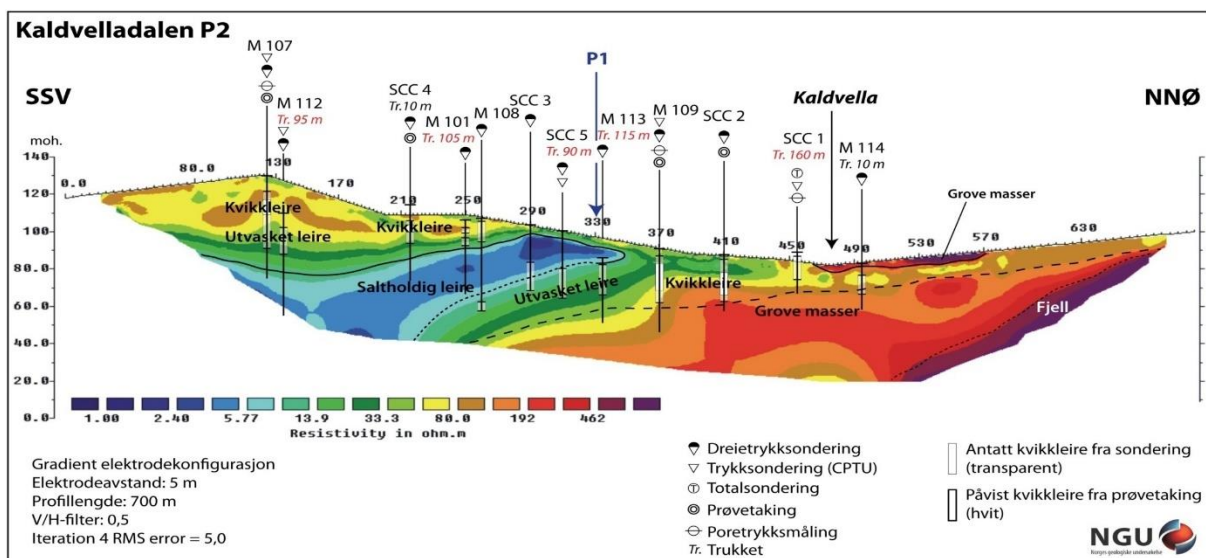
De påfølgende årene ble flere resistivetsdata samlet inn og sammenstilt med seismiske data, boredata og geologiske data for en helhetlig vurdering av Byneset (Solberg mfl. 2015, 2016).

10.2.4 Kartlegging av mulig kvikkleire i Kaldvelladalen, Melhus kommune

En undersøkelse av leiregenskaper i Kaldvelladalen på Ler i Melhus kommune ble utført som oppdrag for Statens vegvesen Region Midt i 2010 (Solberg mfl. 2012b). Ved planleggingen av E6 sørover fra Trondheim, kom det opp et forslag om å legge E6 i tunnel gjennom Vassfjellet. Denne ville da komme ut på sørsida av fjellet i et område med kjente forekomster av kvikkleire. Det ble målt tre profiler som vist i Figur 10.26. Også her viser terrenget ravedaler og skredgroper (NGU 2023). Det var foretatt enkelte borer før resistivetsmålingene, og nye borer ble gjennomført som en oppfølging av resistivetsmålingene. Resistivetsprofilene ble målt med elektrodeavstand 5 m og elektrodekonfigurasjonen multigradient (MG), noe som her gir en maksimal dybderekkevidde på ca. 60 m. Måledata ble invertert med standard inversjon og V/H-filter lik 0,5 (Figur 10.27).



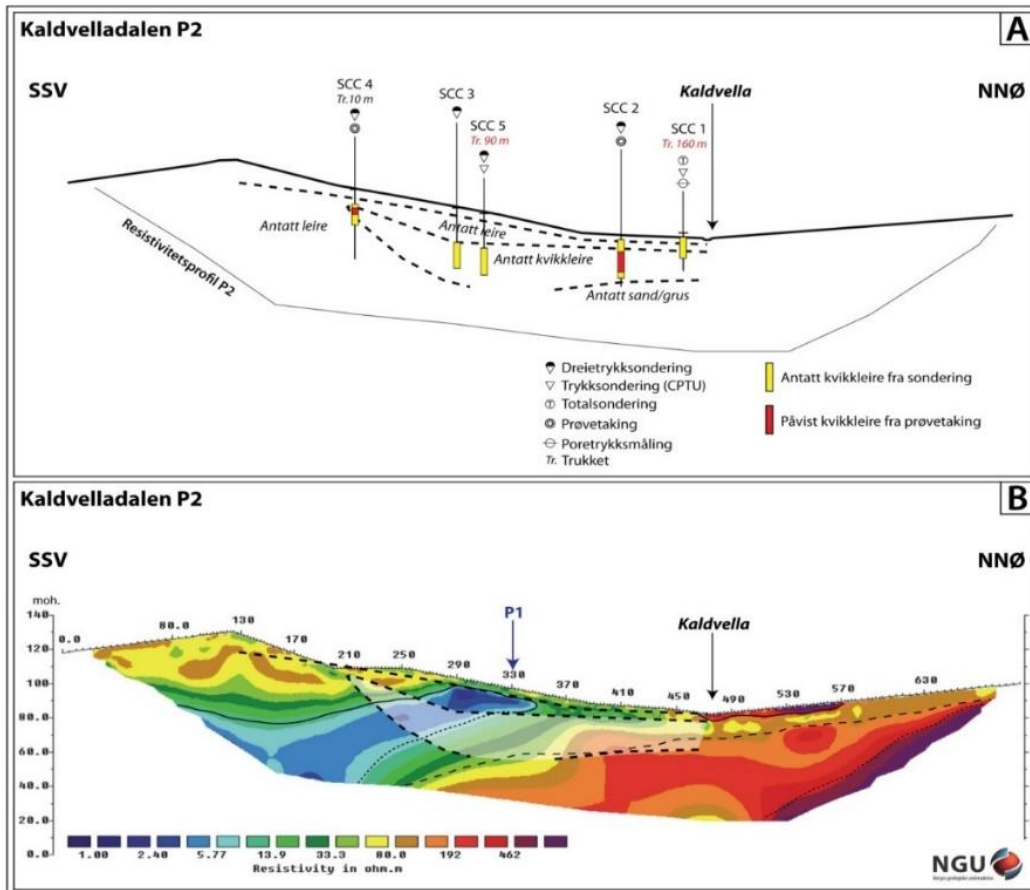
Figur 10.26: Oversikt over målte resistivitetsprofiler, utførte borer, og terreng i Kaldvelladalen i Melhus kommune (fra Solberg mfl. 2012b).



Figur 10.27: Resistivitetsprofil P2 i Kaldvelladalen med tolking i henhold til foreslått tolkingsmodell. Resultater fra borer i nærområdet er trukket inn på profilet (avstand angitt i m). (Fra Solberg mfl. 2012b).

Resistivitetmålingene langs profil P2 i Kaldvelladalen indikerer utvasket, mulig kvikkleire, saltholdig eire, grove masser og noe fjell (Figur 10.27 og Figur 10.28 nederst). De grove massene her er trolig deler av den store breelavsetningen som fyller dalen øst for profilet (NGU 2023). Antatt kvikkleire fra sonderingene opptrer i hovedsak på hver side av den saltholdige leira.

Langs profil 2 var det tidligere utført geotekniske borer, og interpolasjon mellom disse indikerte et sammenhengende kvikkleirelag i skråningen (Figur 10.28, øverst). Ved to borehull (SCC 2 og SCC 4) var kvikkleire bekreftet ved laboratorieanalyser. Etter at resistivetsprofil P2 var målt, ble flere borer gjennomført. Selv med til sammen 12 borer kan ikke forløpet til kvikkleirelaget tolkes entydig kun ut fra boredata (Figur 10.27). Ved å sammenholde den opprinnelige tolkingen av kvikkleirelaget med resistivetsprofilen (Figur 10.28 nederst), får en et klarere bilde av hvordan resistivetsprofiler kan bidra til bedre tolkinger av mulige kvikkleiresoner.



Figur 10.28: Øverst: Opprinnelige tolking av antatt kvikkleire langs profil P2, fra borer utført før resistivetsmålingene. Nederst: Interpolert kvikkleirelag fra de opprinnelige borerne lagt over resistivetsprofil P2 (Figur fra Solberg mfl. 2012b).

Læringspunkt:

Undersøkelsen i Kaldvelladalen (og andre områder) viser at

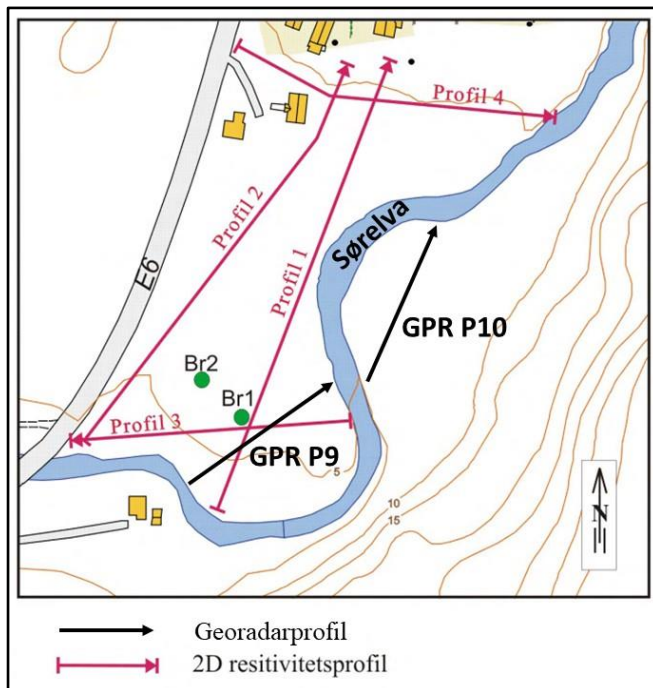
1. Tolking av resistivetsmålinger kan bidra til en bedre forståelse for hvordan mulig kvikkleire opptrer i et område.
2. Tolking av resistivetsmålinger gir et kontinuerlig 2D bilde av geologien langs profiler, et bilde som kan utvides til 3D ved flere profiler.
3. Tolking av resistivetsmålinger kan bidra til en riktigere plassering av borehull i forhold til kritiske deler av geologien, samt støtte og forbedre interpolasjonen mellom borer.
4. Tolking av resistivetsmålinger kan redusere omfanget av borer.

10.3 Kartlegging av grunnvann og grunnvannsforurensing

Ved grunnvannsundersøkelser i Norge benyttes gjerne GPR (*Ground Penetrating Radar, Georadar*). En har derfor ikke så mange eksempler på gode resultater med resistivitet, men noen finnes.

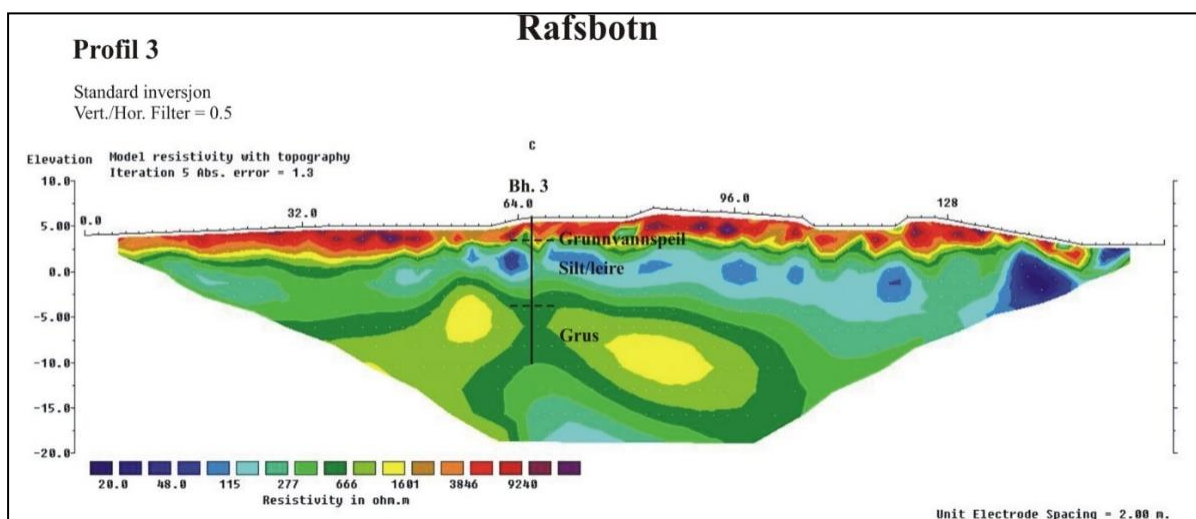
10.3.1 Vannførende grusavsetning i Rafsbotn, Alta kommune

Ved Rafsbotn ca. 10 km nord for Alta var det tidligere utført grunnvannsundersøkelser med Georadar som viste en penetrasjon på 4 - 5 m (Mauring & Rønning 1998). Årsaken til den begrensede penetrasjonen ble antatt å være finkornige relativt godt ledende masser (lav resistivitet). Det ble konkludert med at det maksimalt var 3 - 4 m med vannmettede grove masser som var for lite til å iverksette videre grunnvannsundersøkelser.



I 2004 ble interessen for grunnvann i Rafsbotn fornyet, bl.a. på grunn av planer om et turistanlegg. NGU ble engasjert på nytt, og det ble målt fire 2D resistivetsprofiler i tillegg til flere sonderboringer og etablering av to prøvebrønner (se Figur 10.29). Resistivetsmålingene ble utført med Wenner elektrodekonfigurasjon og 2 m elektrodeavstand. Måledata ble invertert med Standard inversjon og et vertikal-/horisontal-filter lik 0,5 (favourisering av horisontale strukturer).

Figur 10.29: Oversikt over utførte geofysiske målinger og brønnplasseringer i Rafsbotn ca. 10 km nord for Alta (Data fra Mauring & Rønning 1998, Dagestad mfl. 2005).

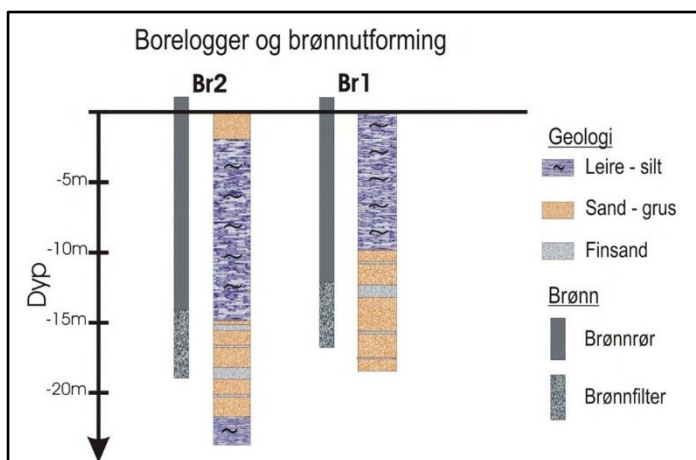


Figur 10.30: Resistivetsprofil nr. 3 i Rafsbotn med tolket geologi fra en sonderboring (Fra Dagestad mfl. 2005).

Alle de fire resistivetsprofilene i Rafsbotn viser tilnærmet den samme lagfølgen som vist i Figur 10.30. Øverst vises en lagpakke med resistivitet godt over 1000 Ωm (rødlige farger) som må ifølge Tabell 2.6 er tørre sand/grus-masser. Mektigheten av denne tolkes til å være fra 2 til 4 m langs det viste profilet. Under dette opptrer i deler av profilet et lag med resistivitet i intervallet 100 Ωm til opp mot 400 Ωm og dette kan tolkes til siltige / leirholdige masser. Tykkelsen av dette laget synes å være opp mot 10 - 15 m (usikker tolking). Under dette laget øker resistiviteten til fra vel 400 Ωm til over 1000 Ωm . Dette kunne vært tolket som fjell, men laget er utholdende og viser ingen tegn til å nå opp mot 10 k Ωm som en skulle forvente i de aktuelle bergartene (gneiser), snarere tvert om. Lavere resistivitet indikeres på dypet sentralt i profilet, og dette kan skyldes et nytt lag med finkornige leirholdige masser. Det er derfor nærliggende å tolke lag nummer tre til å være vannmettet sand/grus. Denne tolkingen bekreftes av tolket geologi fra sonderboring Bh 3 (se Figur 10.30).

Resistivetsverdiene i lag nummer to (ned mot 100 Ωm) forklarer begrenset penetrasjon ved GPR-målingene. Den lave resistiviteten indikerer tette finkornige masser, og disse vil være en god beskyttelse mot overflateforurensning av det underliggende grunnvannsmagasinet. Dette er spesielt viktig i dette området siden E6 går rett til side for den undersøkte avsetningen.

Det ble etablert to prøvebrønner sentralt i avsetningen (Br1 og Br2, Figur 10.29). Disse to hadde til sammen en kapasitet på 4 l/s. Dette var for lite da behovet var anslått til 6 l/s. NGU anbefalt derfor å etablere tre produksjonsbrønner. Under arbeidet ble det påvist artesisisk vann, og prøvepumpingen viste en konstant temperatur på 4 °C over lengre tid, dette til tross for at Sjørelva går like forbi. Dette er en klar indikasjon på at det finkornige laget er tett, og vil fungere som en beskyttelse av grunnvannsmagasinet.



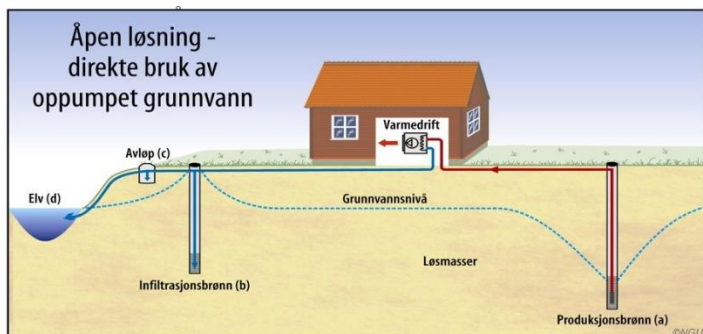
Læringspunkt:

Resistivetsmålingene kan bidra med viktig kontinuerlig informasjon om hydrogeologien, også i områder der georadar har manglende penetrasjon.

Figur 10.31: Massefordeling og utforming av de to prøvebrønnene i Rafsbotn, Alta kommune (Fra Dagestad mfl. 2005)

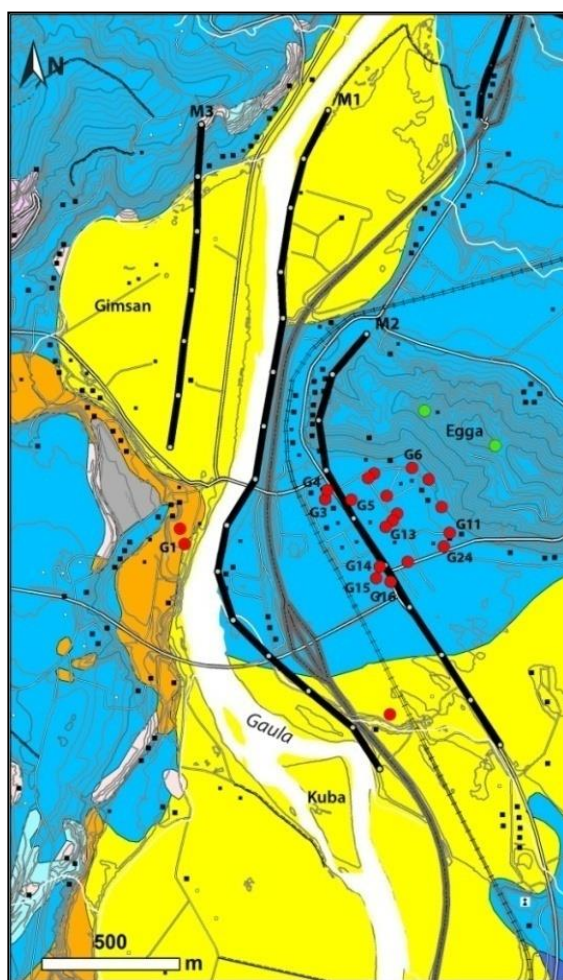
10.3.2 Grunnvarme fra grunnvann på Melhus

I Melhus sentrum, ca. 20 km sør for Trondheim benyttes grunnvann til oppvarming av boliger og forretningsbygg. Grunnvann pumpes opp fra grove grusavsetninger og føres til en varmepumpe som tar ut varme og så blir det nedkjølte vannet enten infiltrert tilbake til avsetningen eller sendt til avløp i elva (Figur 10.32). For å få en bedre forståelse av hvor en kunne finne grove masser i grunnen ble det målt tre resistivetsprofiler ved kommunesentret (Figur 10.33).



Figur 10.32: Prinsippskisse for uttak av varme fra grunnvann (Figur fra NGU).

Lokaliseringen av resistivetsprofilene ved Melhus sentrum er vist i Figur 10.33. Bakgrunnsfargene er hentet fra kvartærgeologisk kart (NGU 2023). Dette kartet viser materialtypene i overflaten, og som vi skal se, kan dette være misvisende. Blå farge viser hav- og fjordavsetninger (leire og siltige masser), gul farge viser elveavsetninger (sand og grus) mens oransje farge representerer grove breelvavsetninger.



Røde punkter er brønndata fra GRANADA, NGUs database for grunnvannsbrønner. Grønne punkter er geotekniske borer fra Multiconsult (Solberg mfl. 2014a).

Profil M2, som vi skal se nærmere på, starter i nord med en krumning. Dette vil påvirke måle-resultatene ved at mindre strøm går under kabelutlegget noe som gir lavere resistivitet. Siden hvert utlegg er 400 meter langt (200 m mellom hvert hvite punkt), gir denne krumningen akseptable strømvavik. Profilet går også langs jernbanesporet, noe som også i prinsippet kan gi lavere måleverdier, men avstanden er over 100 m og det er bare de dypeste delene som kan påvirkes på grunn av strømlakkasjer (avsnitt 3.4.3 Figur 3.10).

Resistivetsprofilene ved Melhus sentrum ble målt med multi gradient elektrodekonfigurasjon og elektrodeavstand 10 m. Det ble benyttet standard inversjon med vertikal/horisontal-filter lik 0,5.

Figur 10.33: Oversikt over resistivetsprofiler, borer og geologiske avsetninger ved Melhus sentrum (Fra Solberg mfl. 2014a).

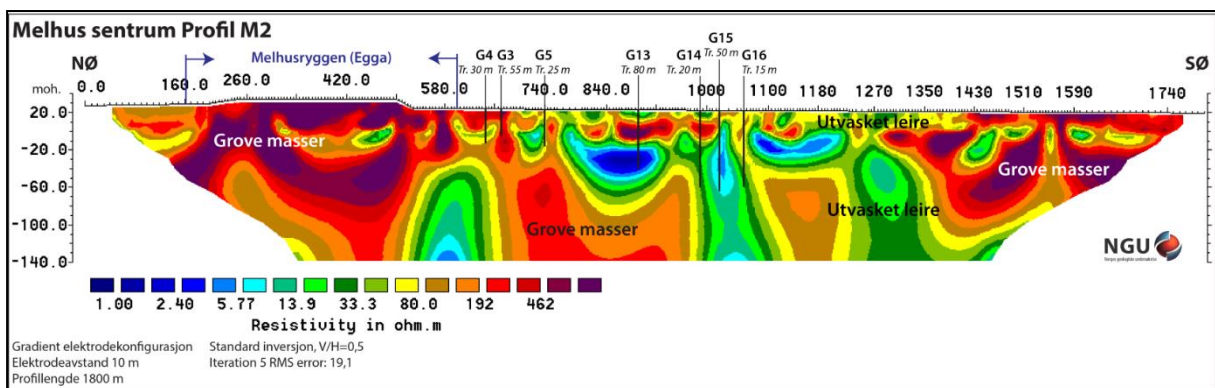
Resistivetsprofil M2 gjennom Melhus sentrum er vist i Figur 10.34. Profilet kjennetegnes av tre faser. Lengst mot nord er resistiviteten gjennomgående høy (200 Ω m og høyere). Denne delen av profilet faller sammen med beliggenheten av Melhusryggen (Egga) som er en breelvavsetning hovedsakelig bestående av sand og grus, med et tynt lag av marine avsetninger på toppen. Profilet indikerer at grusavsetningen fortsetter mot dypet til minst 100 m.

Området i midten, fra ca. posisjon 500 til posisjon 1300, kjennetegnes med hurtig skiftende resistivitet i et uryddig mønster. Her veksler det mellom høy resistivitet i grove masser (sand/grus) og lav resistivitet i mer finkornige masser (salt- og utvasket leire). Årsaken til dette kan være tredelt;

- 1) Området er påvirket av skredaktivitet noe som spesielt påvirker de grunne avsetningene
- 2) Området er påvirket av at breen, som en periode sto fast og bygget opp egga, kunne undulere frem og tilbake under avsmeltingen og derved skyve massene sammen
- 3) Det er påvist lommer av saltvann i de grove avsetningene som reduserer resistiviteten (Solberg mfl. 2014a).

Selv om resistivitsprofilen er uryddig og vanskelig å tolke, gir det informasjon om at en her har uryddige masser hvorav noen kan være grove slik at det er mulig å pumpe ut grunnvann.

Lengst mot sørøst, fra posisjon 1300 og ut profilet, er resistiviteten jevnt over høy igjen og her finnes høyst sannsynlig grove masser på dypet. Dette er noe overraskende da det ikke finnes landformer som indikerer grusavsetninger bortsett for ved Melhus kirke som ligger på en forhøyning i terrenget helt i sørøst i Figur 10.33. Det er imidlertid kartlagt breelavsetning i dagen langs vestsida av Gaula på tilsvarende posisjon i dalen, og ellers noe lengre mot sør (Figur 10.33).



Figur 10.34: Resistivitsprofil gjennom Melhus sentrum (Fra Solberg mfl. 2014a).

Læringspunkt:

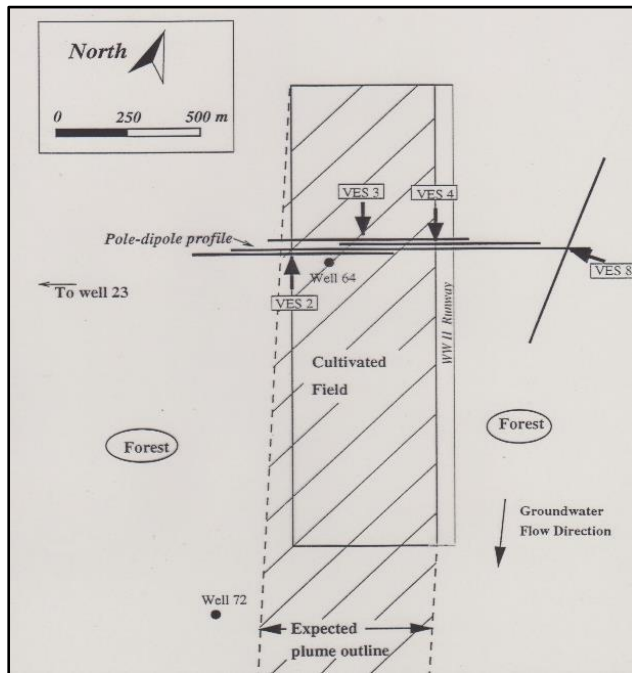
Resistivitsmålingene ved Melhus sentrum viser at massene i dypet kan være totalt forskjellig fra det som de kvartærgeologiske kartene viser. Målingene viser i tillegg at selv om resistivitsbildene er uryddige og vanskelige å tolke, gir de informasjon som er nyttig ved vurdering av for eksempel grunnvannspotensiale og derved i dette tilfellet grunnvarmepotensialet.

10.3.3 Forurenset grunnvann på Haslemoen, Våler kommune i Solør

På 1950-tallet ble et større landområde i skogen på Haslemoen dyrket opp, og dette ble gjødslet så kraftig at det oppsto en mindre nitratforurensing av grunnvannet. Som en del av PhD-arbeidet for Mariann Morris ved daværende NTH (Morris 1996), ble det utført elektriske målinger for å kartlegge forurensingen og for å teste om en kunne benytte dipol-dipol-målinger med NGUs Schlumbergerkabel (se avsnitt 3.5.1) for å detektere laterale variasjoner langs kabelutlegget (Morris mfl. 1997). Haslemoen var et etablert forskningsfelt på grunnvann for Universitetet i Oslo på slutten av 1980-tallet og i starten av 1990-tallet.

Figur 10.35 viser en oversikt over forurensingssituasjonen og utførte elektriske målinger på Haslemoen. Det skraverte området med heltrukket kantlinje utgjør det dyrkede området (*cultivated field*). Antatt forløp av forurensingen (*Expected plume outline*) er tegnet med stiplede linje. På grunn av få boringer og manglende geofysikk er denne usikker. På østsiden av det kultiverte området lå en flystripe som ble etablert av Tyskerne under andre verdenskrig (*WW II Runway*).

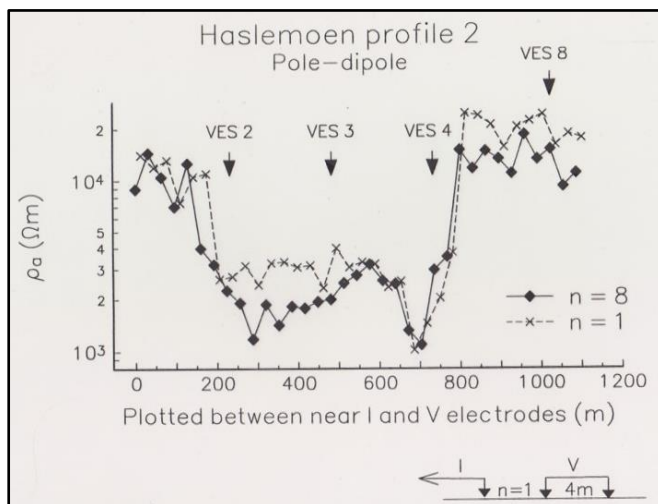
NGU, i samarbeid med NTH, målte et elektrisk profil med to forskjellige pol-dipol-konfigurasjoner over forurensingen og i tillegg fire vertikale elektriske sonderinger (VES) som vist i Figur 10.35. Sonderingene



VES 2 og VES 4 ligger på kantene av forurensingen slik at den ene kabelen ligger på naturlige sedimenter mens den andre kabelen ligger over forurensingen. Kabelutlegget for sondering VES 3 ligger midt i forurensingen, mens kabelutlegget for sondering VES 8 i sin helhet ligger utenfor forurensingen. Forurensingen er også indikert med georadar-målinger (Rønning 2023).

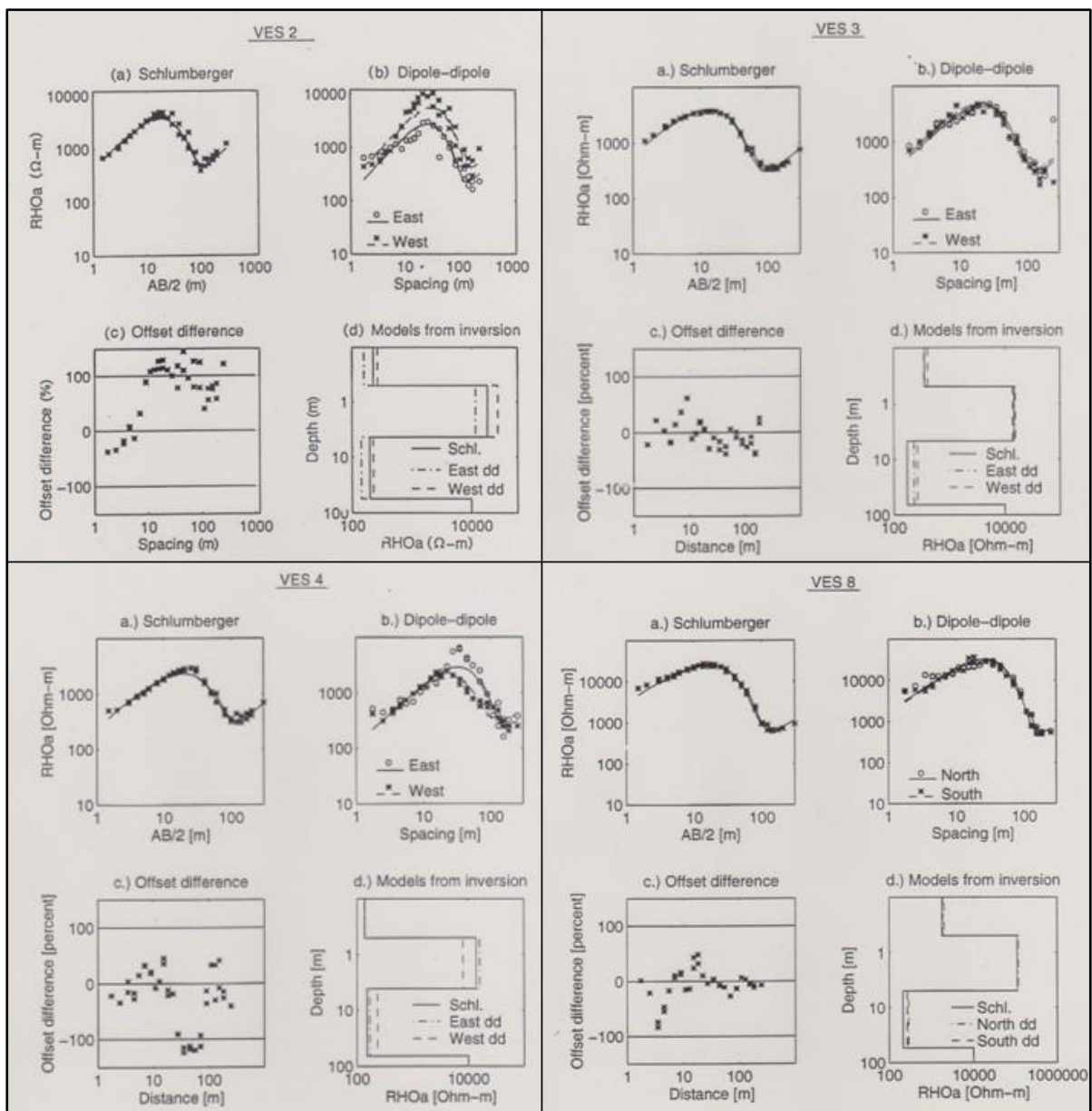
Figur 10.35: Oversiktskart fra Haslemoen der intens gjødsling av et jordbruksområde førte til forhøyet nitratinnhold i grunnvannet. Nitratplumen ble kartlagt med pol-dipol-profilering og fire Vertikale Elektriske Sonderinger (VES) (Data fra Morris mfl. 1997).

Resistivetsprofilen på Haslemoen ble målt før NGU fikk tilgang på utstyr for 2D resistivitet og inversjonsverktøy. Måledata presenteres derfor som tilsynelatende resistivitet (ρ_a , *apparent resistivity*). Den ene målingen er utført med strømelektrode bare 4 m fra potensialdipolen, og har derfor bare en dybderekkevidde på ca. 1 m, mens den andre målingen har 32 meter mellom strømelektroden og potensialdipolen, og denne har da en dybderekkevidde på ca. 6 – 7 m.



Figur 10.36: Målt tilsynelatende resistivitet langs profilet over forurensingen på Haslemoen (Fra Morris mfl. 1997).

Begge de to profilene starter i vest utenfor forurensingen. Her er den tilsynelatende resistiviteten ca. 15 kΩm. Dette kan virke noe høyt, men årsaken er at grunnvannsspeilet ligger på ca. 4 meters dyp, og resistivetsnivået er derfor hovedsakelig bestemt av nær tørre masser for begge de to målingene. I prinsippet skulle ikke den minste konfigurasjonen med penetrasjon ca. 1 m ikke se forurensingen, men som vi skal se, er det noe forurenset vann i den «tørre» delen av den finsand-holdige avsetningen. Den største konfigurasjonen når dypere, og ned i grunnvannet. En kan se at den tilsynelatende resistiviteten er noe lavere i deler av profilet med denne konfigurasjonen. Ute av forurensingen på østsiden er den tilsynelatende resistiviteten igjen opp i ca. 15 kΩm. De elektriske målingene gir klare utslag på forurensingen.



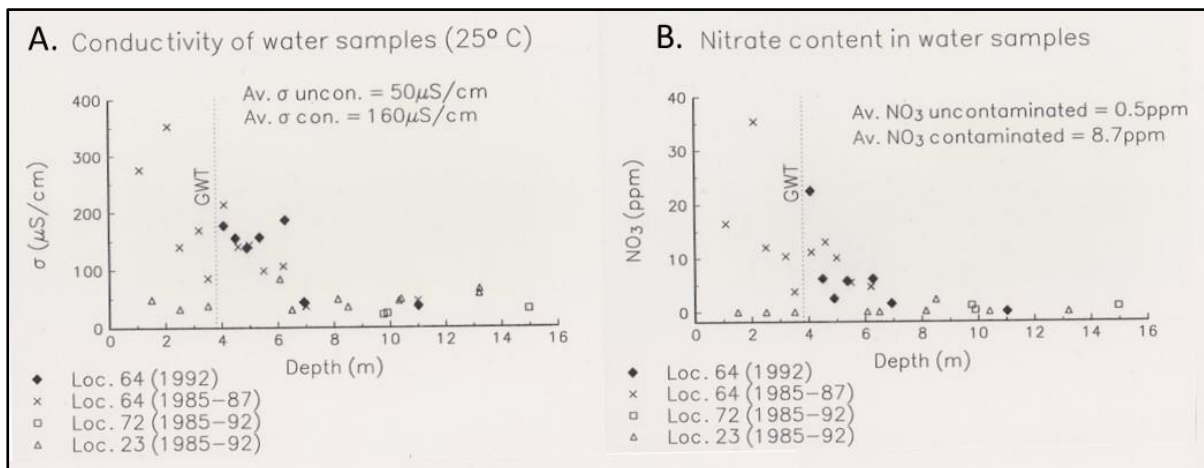
Figur 10.37: Data fra de fire vertikale elektriske sonderingen (VES 2, VES 3, VES 4 og VES 8 på Haslemoen. a) Schlumbergersonderingen (målepunktene som prikker og responsen fra inverterte modell som heltrukken linje, b) De to dipol-dipol-sonderingene (en til hver side), c) Avvik mellom de to dipol-dipol sonderingen (Offset feil) og d) De inverterte modellene fra Schlumbergersonderingen og de to dipol-dipol-sonderingen mot vest og øst (nord og sør for VES8) (Fra Morris mfl. 1997).

Alle de fire Schlumbergersonderingen vist i Figur 10.37 viser relativt kontinuerlige og glatte sonderingskurver som en lett kan tilpasses en modell. Ut fra sonderingskurvenes form, er det ingen grunn til å mistenke store variasjoner i resistiviteten langs utleggene. Resistivetsnivåene viser heller ikke noen vesentlige variasjoner bortsett fra at VES3, hvor den tilsynelatende resistiviteten kanskje er noe lavere enn i de andre sonderingene, og kanskje spesielt sondering VES 8 som viser de høyeste verdiene.

Dersom en ser på tilsynelatende resistivitet målt med de to dipol-dipol-konfigurasjonene (b-figurene), ser en imidlertid store variasjoner. Dipol-dipol-sonderingen mot vest i VES 2 viser betydelig høyere resistivitet enn tilsvarende sondering mot øst. Dipol-dipol-sonderingen ved VES 4 viser tilsvarende betydelig høyere resistivitet på et noe større dyp mot øst. Sonderingen VES 3 viser nær like verdier i de to retningene, men resistivetsnivået er noe lavere. Tilsvarende viser VES 8 også like data på dipol-dipol-sonderingene i de to retningene, men nivået er betydelig høyere.

Offset-forskjellen i prosent presentert i c-figurene, viser klart forskjellene i dipol-dipol-sonderingene, og på hvilket dyp de opptrer. Dette er derfor en meget god måte å teste om geologien virkelig er en-dimensjonal (1D) slik de vertikale elektriske sonderingene forutsetter (Innledningen til kapittel 3). De inverterte fysiske modellene presentert i d-figurene, bekrefter de variasjoner langs utleggene som her er avdekket.

Hva er så årsaken til de resistivitetsvariasjonene som de elektriske målingene på Haslemoen avdekte? Universitetet i Oslo har utført gjentatt prøvetaking av grunnvannet, både over og under grunnvannsspeilet, i flere prøvetakingsbrønner på Haslemoen (Figur 10.38). Brønn 64 er lokalisert inne i forurensinger, brønn 72 i kanten av forurensingen nedstrøms i forhold til åkeren som ble gjødslet. Brønn 23 er lokalisert som en referansebrønn klart utenfor forurensingen (Figur 10.35).



Figur 10.38: Ledningsevne (A) og nitratinnhold (B) i grunnvannet på Haslemoen. Grunnvannet er prøvetatt i flere runder fra 1985 til 1992.

Grunnvannsprøvene fra Brønn 23 viser konsekvent en ledningsevne (*conductivity*) som ligger i underkant av $50 \mu\text{S}/\text{cm}$ (resistivitet $200 \Omega\text{m}$) både over og under grunnvannsspeilet (Figur 10.38A). Dette kan da regnes som den normale ledningsevnen (resistiviteten) i grunnvannet på Haslemoen rundt 1990. Brønn 72, som ligger i randsonen av forurensingen, ble prøvetatt bare på ca. 10 og 15 meters dyp, og her er grunnvannets ledningsevne tilnærmet det samme som i Brønn 23. Denne brønnen bidrar ikke med informasjon om forurensingen siden denne synes å ligge grunnere enn 10 meter.

Brønn 64, som ligger inne i forurensingen, ble prøvetatt i perioden 1985 til 1987 og på nytt i 1992, sistnevnte bare under grunnvannsspeilet. Denne brønnen viser et klart anomalt nivå i grunnvannets ledningsevne. Ledningsevnen i grunnvannet er høyest på ca. $350 \mu\text{S}/\text{cm}$ (resistivitet ca. $29 \Omega\text{m}$) i prøven ved dyp 2 meter. Ved en konstant porøsitet og vannmetning burde kontrasten i vannets ledningsevne (1:6-7), gi en tilsvarende kontrast i målt resistivitet på bakken. Dette ser ut til å stemme meget godt da tilsynelatende resistivitet utenfor forurensingen er ca. 10 - 12 $\text{k}\Omega\text{m}$ mens tilsvarende innenfor forurensingen er 200 - 300 Ωm (se Figur 10.36). Dette er imidlertid noe tilfeldig, siden dybden på forurensingen er tilnærmet lik penetrasjonen ved de to elektrodekonfigurasjonene.

Figur 10.38B viser en god samvariasjon mellom analysert nitratinnhold og ledningsevnen i vannprøvene. Dette er nok ikke en 1:1 korrelasjon (regresjonsanalyse foreligger ikke), men en klar indikasjon på at den økte ledningsevnen i det forurensete grunnvannet langt på veg skyldes økt nitratinnhold fra kanskje overdreven gjødsling.

Læringspunkt:

Elektriske målinger kan kartlegge forurenset grunnvann, og i dette tilfellet moderat forurensing. Det skyldes nok at den sandholdige avsetningen på Haslemoen er homogen og resistiviteten var høy.

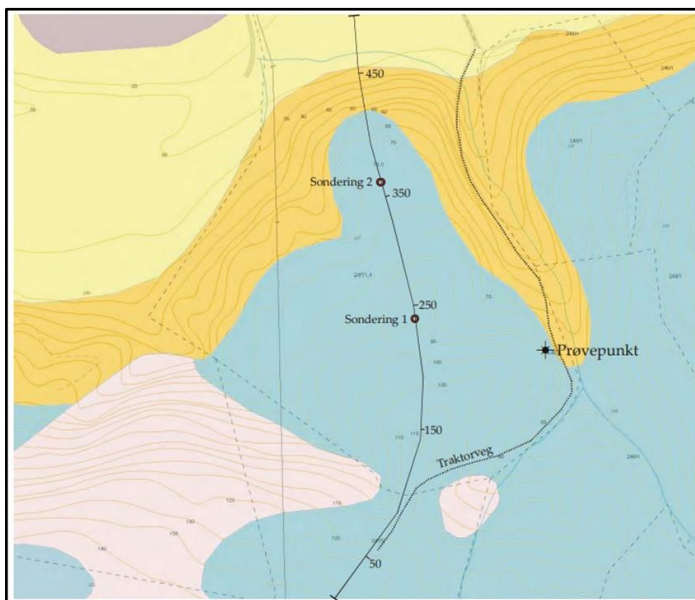
10.4 Kartlegging av sand/grus-forekomster

Heller ikke ved sand- og grusundersøkelser er resistivitetmålinger mye benyttet, men det finnes eksempler. Årsaken til dette kan være at metoden viser et lite nyansert bilde av avsetningene, og at en ved georadar kan oppnå bilder hvor en kan tolke avsetningsmønster og derved få et bilde av kvaliteten på sand/grus-avsetninger.

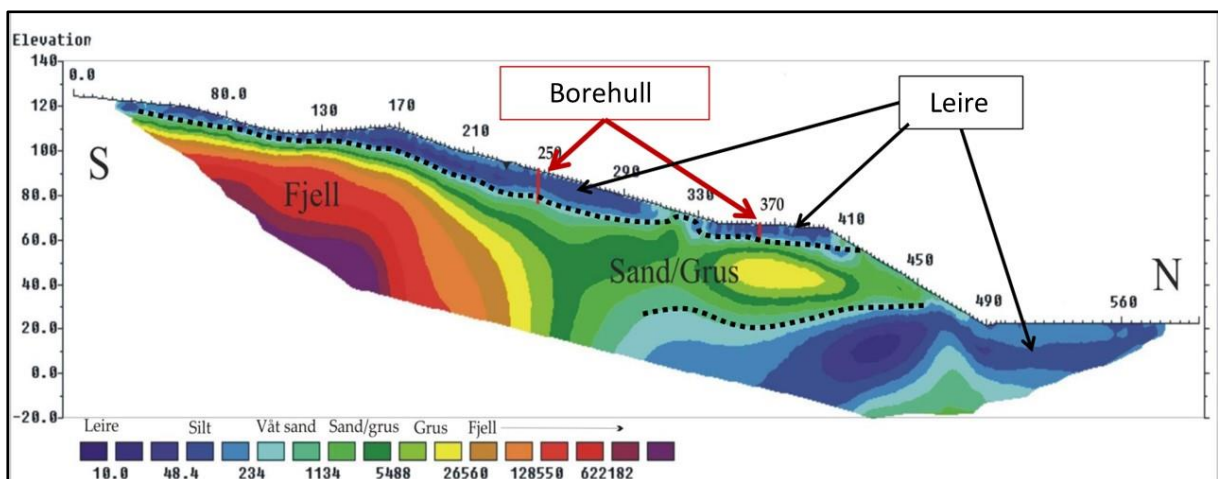
10.4.1 Grusavsetning i Verdalen

Ved Vuku i Verdalen var det kjent en breelvavsetning med god gruskvalitet. Denne var overlappet et lag av marin leire, og det var av interesse å avdekke tykkelsen av leira. Hvis grusressursen skulle utnyttes, måtte leirlaget fjernes. Det ble derfor et spørsmål om tykkelsen av leira på toppen av grusen.

Ved den aktuelle lokaliteten ble det målt et resistivetsprofil med multi gradient (MG) elektrodekonfigurasjon og elektrodeavstand 5 m. Måledata ble invertert med standardmetoden og med V/H-filter lik 0,5. Det inverterte profilet vises i Figur 10.40.



Figur 10.39: Lokalisering av resistivetsprofil, sonderboringer og prøvepunkt ved grusavsetning i Vuku, Verdal kommune. Fargene angir jordartstype i dagen. Blå = marine avsetninger (silt og leire), oransje = breelvavsetning (sand og grus) gul = elveavsetning (sand og grus). Rosa viser bart fjell i dagen (Fra Hugdahl 2008).



Figur 10.40: Tolket resistivetsprofil ved Vuku i Verdal kommune. Stiplet sort linje viser tolket overganger mellom leire og grus (Fra Hugdahl 2008).

Resistivetsprofilen (Figur 10.40) indikerer at grusavsetningen, som er blottet i skråningen ned mot dalbunnen, er overlappet et lag av leire med tykkelse fra nær null til opp mot ca. 15 meter. Profilet viser også at leirlaget i dalbunnen fortsetter inn under grusavsetningen.

Det ble foretatt to boringer med enkelt håndholdt boreutstyr langs profilet (Hugdahl 2008). BH1, ved posisjon 250, viste 13 m med tolket silt/leire. Det andre borehullet, BH2 ved posisjon 360, indikerte middels fast silt/leire ned til 3 m, og deretter gradvis fastere masser ned til 6 m. Ved 7 m ble boringen stoppet av en stein, men en kunne fortsette en meter til i faste masser (sand/grus). Sonderingene bekreftet tolkningen av resistivetsmålingen.

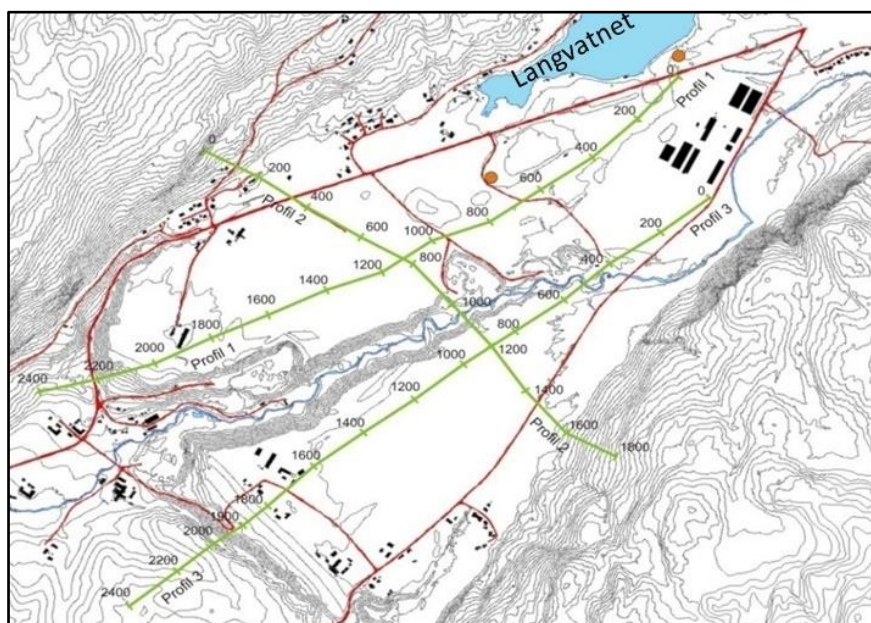
Læringspunkt:

Selv om resistivetsmålinger ikke er det beste for å bestemme lagtykkelser, gav den gode resultater ved Vuku. Metoden er god til karakterisering av løsmasser. Eksemplet fra Vuku viser igjen styrken resistivetsmålingen har til å gi et kontinuerlig bilde mellom to borehull.

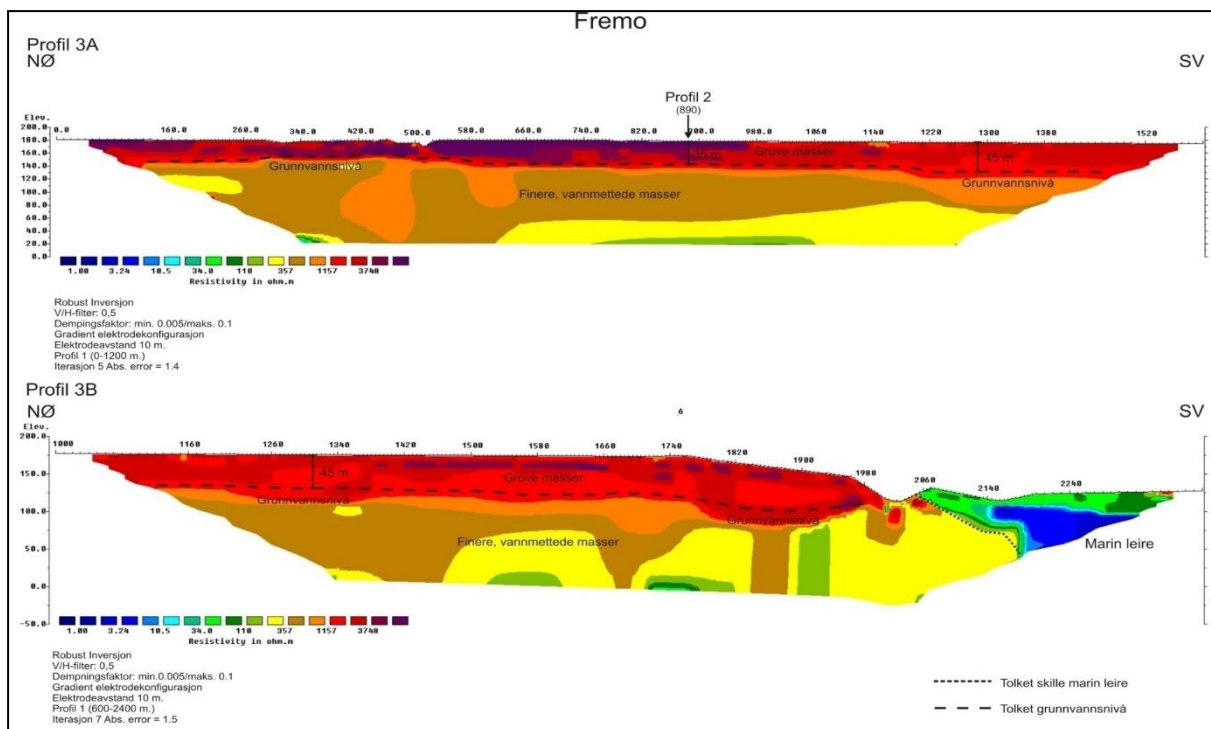
10.4.2 Sand- og grusmasser i Kaldvelladalen i Melhus

Fremoavsetningen i Melhus kommune er en meget stor breelavsetning som har betydelig potensial som geologisk ressurs både for uttak av sand og grus som byggeråstoff og for uttak av grunnvann til drikkevannsforsyning. Dette åpner for arealkonflikter (Libach mfl. 2016). Det er etablert to grunnvannsanlegg på avsetningen, og det har lenge vært tatt ut grus i vestlige deler av avsetningen. I tillegg har Melhus kommune benyttet avsetningen som avfallsdeponi, og det er etablert en bilcrossbane i det gamle deponiet. Det er tidligere utført refraksjonsseismikk og noe georadar på avsetningen.

NGU valgte Fremoavsetningen som et testområde for 3D geologisk modellering og visualisering, og i denne sammenheng ble det i 2013 utført resistivetsmålinger som vist i Figur 10.41 (Dretvik & Dalsegg 2013). Det ble målt tre profiler med multi gradient (MG) elektrodekonfigurasjon og 10 meters elektrodeavstand. Dette gir en maksimal dybderekkevidde på ca. 130 m. Måledata ble invertert med Robust inversjonsprosedyre og med et V/H-filter lik 0,5 (favorisering av horisontale lag). Modelltilpasningen ble meget god (Abs. error 1,4 og 1,5 i de to delene).



Figur 10.41: Tre resistivetsprofiler (lys grønnfarge) målt på Fremoavsetningen i Melhus kommune. Oransje prikker viser to av grunnvannsprøvnene som ble benyttet til kalibrering av grunnvannsnivået (Fra Dretvik & Dalsegg 2013).

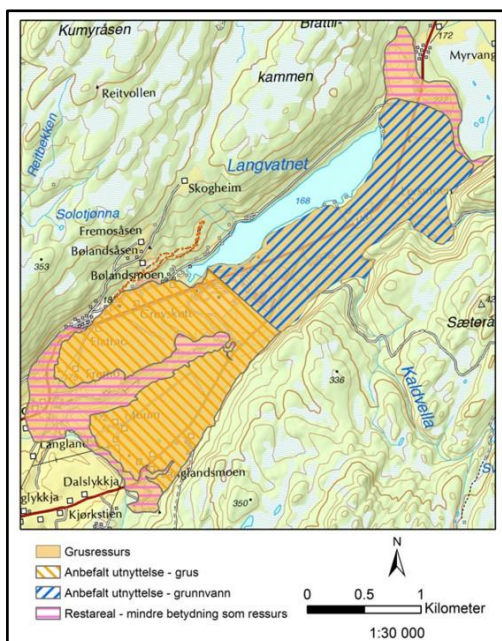


Figur 10.42: Resistivetsprofil 3 på Fremoavsetningen. Profilet viser få variasjoner opppe på platået, noe som indikerer i hovedsak homogene masser. Legg merke til overlappet mellom de to profildelene 3A og 3B (Fra Dretvik & Dalsegg 2013).

Resistivetsprofil 3 på Fremoavsetningen viser i hovedsak homogene lag med relativt konstant resistivitet. Øverst sees et lag med resistivitet høyere enn $1150 \Omega\text{m}$ (røde farger). Dette tolkes som relativt tørr sand/grus, noe som stemmer godt med observasjon av grunnvannsspeil i to peilebrønner langs profilet; dyp 35 m ved posisjon 880 m og 45 m ved posisjon 1290 m. På grunnlag av resistivetsbildet er grunnvannsspeilet interpolert mellom de to brønnene og ekstrapolert utenfor. Grunnvannet ligger på ca. 20 meters dyp lengst inne på avsetningen (mot nordøst) og på ca. 60 meter lengst mot sørvest. Sistnevnte stemmer meget godt med at det i ravinen mot slutten av profilet ved posisjon 2030 m kan observeres flere kildeutspring. Lengst mot nordøst er resistiviteten i dette øvre laget spesielt høyt ($> 3750 \Omega\text{m}$ og stedvis høyere enn $6750 \Omega\text{m}$). Dette kan være et signal om at grusavsetningen her er spesielt grov slik at vannet lettere drenerer, dvs. vannmetningen blir spesielt lav og derved lavere elektrisk ledningsevne (høyere resistivitet, jfr. Archies lov ligning 2.1). Et så stort dyp til grunnvannsspeil sier oss at det er store mengder tørr sand/grus som kan disponeres til uttak som byggeråstoff.

Under grunnvannsspeilet er resistiviteten også høy, $350 \Omega\text{m}$ til ca. $1500 \Omega\text{m}$ (brun og oransje farge). Ut fra det en vet om resistivitet i løsmasser, kan dette ikke være marine avsetninger av silt og leire, men heller vannmettet sand og grus. I deler av profilet går dette resistivetsnivået helt ned så langt målingene kan «se». I noen deler av profilet indikeres noe lavere resistivitet ($< 350 \Omega\text{m}$, gul og grønne farger). Dette er en indikasjon på at en under vannmettet sand/grus kan ha mer finkornige masser som morene og eventuelt marine avsetninger av silt og leire. Uansett, det indikeres her store mektigheter av vannmettet sand/grus, noe som bekreftes ved at det på avsetningen er etablert to grunnvannsanlegg; et lokalt som forsyner boligene opp på avsetningen (Fremo vannverk) og et som fungerer som reserve vannkilde for tidligere Klæbu kommune (nå en del av Trondheim). Begge de to grunnvannsanleggene ligger på sørsiden av Langvatnet (se Figur 10.41, Libach mfl. 2016).

Lengst mot sørvest er resistiviteten betydelig lavere ($< 100 \Omega\text{m}$) og her er det nok marin leire ($< 10 \Omega\text{m}$, blå farge) og mulig kvikkleire ($10 - 100 \Omega\text{m}$, grønn og lys blå farge). Dette området grenser opp mot leiområdet som ble beskrevet i avsnitt 10.2.4.



Ut fra kjent kunnskap om geologien på Fremo, kunne NGU foreslå følgende forvaltning overfor Melhus kommune: Framtidig utnyttelse av forekomsten bør i størst mulig grad ta hensyn til begge ressurstyper, men dette krever en forvaltning av området som ikke forringer grunnvannskvalitet og samtidig sikrer tilgang på sand og grus (se Figur 10.43).

Figur 10.43: NGUs anbefaling om forvaltning av sand og grusavsetningen på Fremo (Fra Libach mfl. 2016).

Læringspunkt:

Resistivitetmålingene på Fremo i Melhus kommune viser at data fra undersøkelsene er viktige også i arealforvaltning. Uten kontinuerlige data fra disse målingene hadde kunnskapsgrunnlaget om avsetningen ikke vært så god.

10.5 Kartlegging av ustabile fjellparti

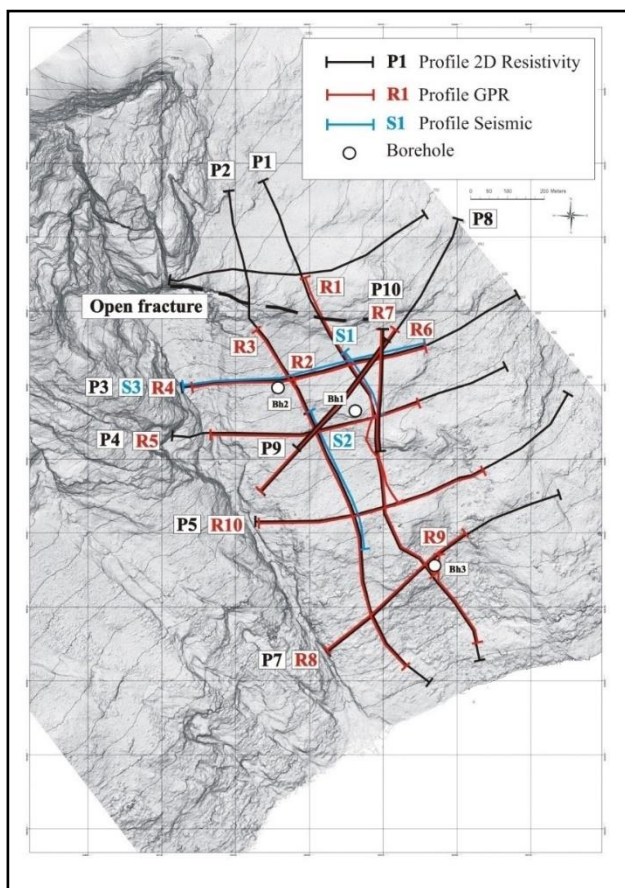
Som kjent finnes det i Norge flere ustabile fjellpartier som truer liv og helse til de som bor nedenfor eller i tilstøtende fjordområdet. Flere av disse fjellpartiene er undersøkt med resistivitetmålinger og i denne sammenheng velger vi å se på Åknes i Stranda kommune på Sunnmøre. Her ble det også utført mye annen geofysikk (refraksjonsseismikk, passiv seismikk, georadar og borehullslogging). Av disse var det resistivitetmålingene som gav den mest relevante informasjonen.

10.5.1 Mulig fjellskred ved Åknes, Standa kommune



Det ustabile fjellpartiet ved Åknes ligger mellom tettstedene Stranda og Hellesylt i Sunnlyvsfjorden på Sunnmøre. Fjellpartiet ble undersøkt på slutten av 1980-tallet av NGI, uten at en da fryktet for stabiliteten. NGU befarte området på nytt sammen med fylkesgeologen for Møre og Romsdal i 2004 kom frem til en annen konklusjon (Blikra 2006, Blikra mfl. 2006). Senere undersøkelser har konkludert med at det kan være opp mot 35 mill. m³ med ustabil berg, og dersom dette går ned i fjorden samlet, kan det bygge opp en flodbølge som truer bebyggelsen både i Hellesylt, i Geiranger og ved andre tettbebyggelser langs fjorden.

Figur 10. 44: Resistivitetmålinger ved Åknes. Terrenget er stedvis mye brattere en vist på dette bildet (Foto: NGU).

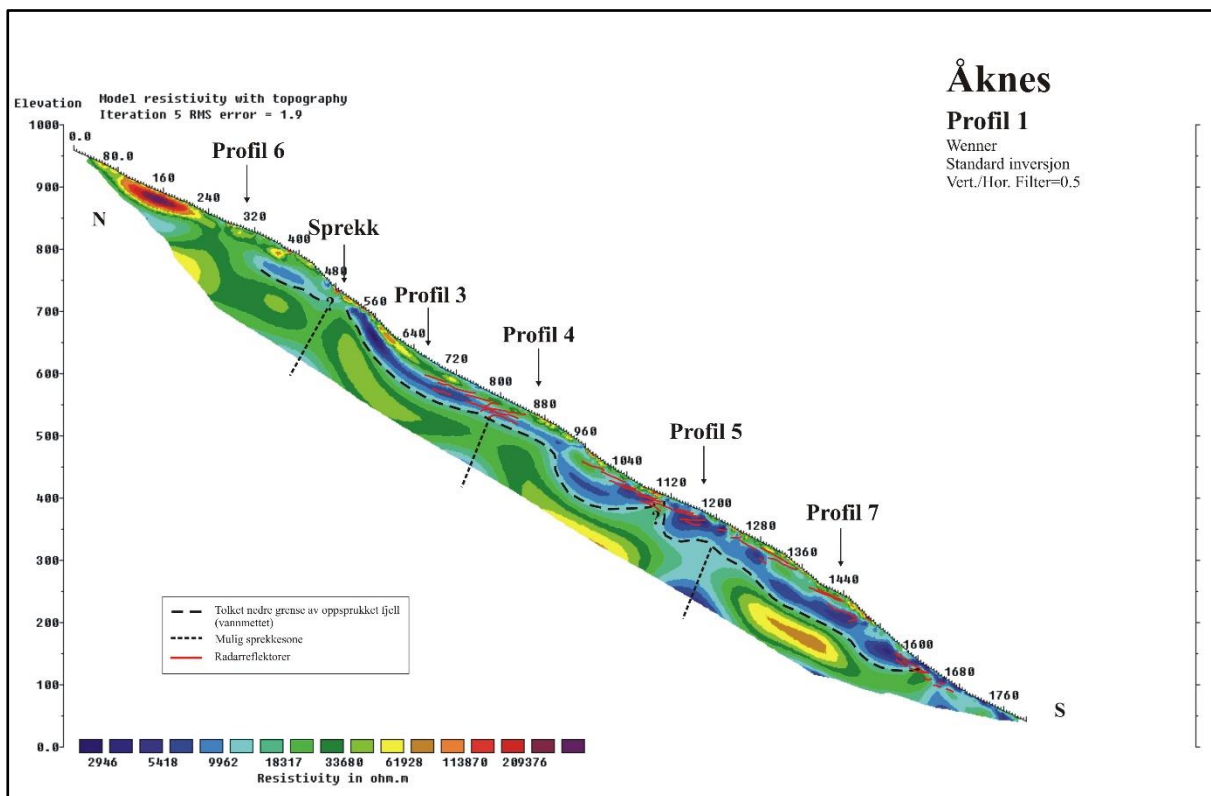


Figur 10. 45: Geofysiske målinger utført av NGU i perioden 2004 – 2007 (Fra Rønning mfl. 2007)

NGU har utført geofysiske målinger ved det ustabile fjellpartiet ved Åknes i flere runder. Figur 10.45 viser målingene som ble utført i årene 2004 til 2007 (Rønning mfl. 2007). I tillegg til 10 resistivetsprofiler ble det målt 10 profiler med georadar og tre profiler med refraksjonsseismikk.

Et eksempel på 2D-resistivetsprofil er vist i Figur 10.46. Profilet er målt med Wenner elektrodekonfigurasjon, og elektrodeavstand 10 m. Profilene ble også målt med dipol-dipol elektrodekonfigurasjon. Måledata er invertert med Standard inversjon (Loke 2002) og det er benyttet et vertikal-/horisontalfilter lik 0,5.

Nedenfor baksprekken (Open fracture i Figur 10.45, Sprekk i Figur 10.46) indikeres en trelagsmodell. Øverste lag kjennetegnes med generelt høy resistivitet (> 20 kΩm) men hvor resistiviteten spesielt dagnært går opp mot 100 kΩm. Sistnevnte er ekstremt høyt, og kan skyldes permafrost eller ekstremt lavt vanninnhold. I dette tilfellet er nok berget så oppsprukket at vannet stedvis er drenert ut.

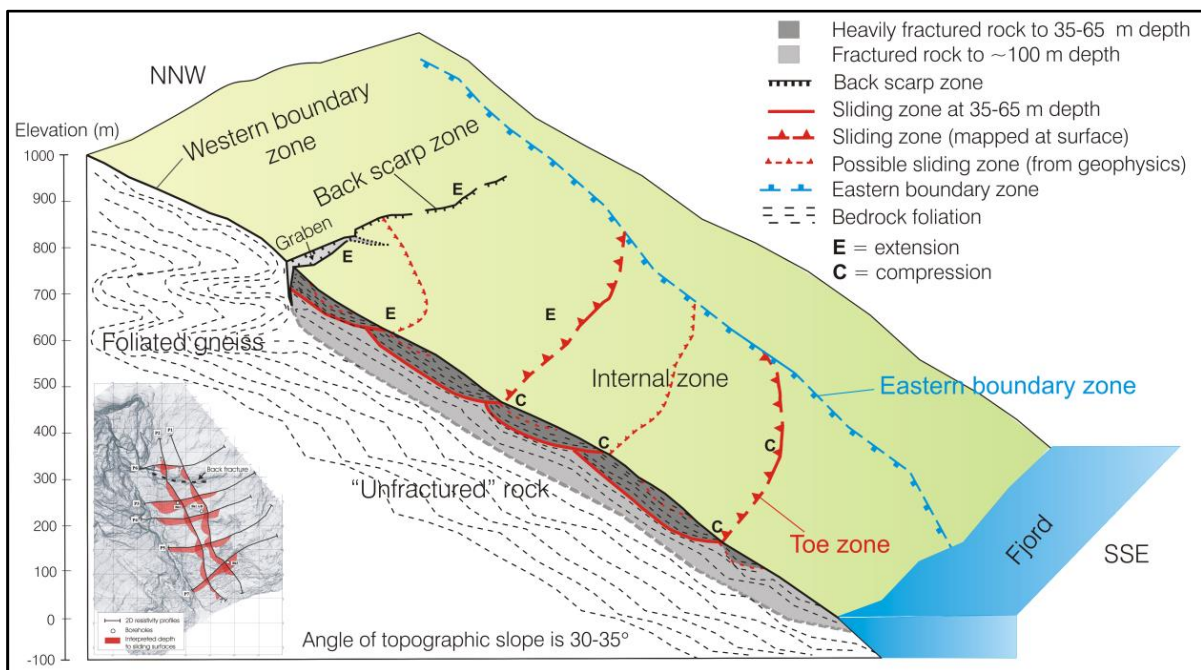


Figur 10. 46: Eksempel på 2D-resistivetsprofil med tolking fra Åknes (Fra Rønning mfl. 2007).

Det andre resistivitetslaget nedenfor baksprekken viser resistivetsverdier i intervallet 3 – 10 k Ω m (Figur 10.46). I mange sammenhenger ville dette vært tolket som en moderat oppsprukken gneis, men i dette tilfellet synes dette å være sterkt oppsprukket gneis. Ledningsevnen i grunnvannet er spesielt lav, ned mot 60 μ S/cm i enkelte borehull (Rønning mfl. 2006) og det betyr at en burde forventet høyere resistivitet i berget. Med støtte fra boringer i det ustabile fjellpartiet ble bunn av lag nummer to (bunn av blåe resistivetsverdier, Figur 10.46) tolket som bunn av det oppsprukne fjellpartiet.

I det tredje laget nedenfor baksprekken ligger resistiviteten i intervallet 18 til 50 k Ω m, noe som også er høyt til å være en lite oppsprukken gneis, men som trolig skyldes liten porøsitet og den lave resistiviteten i porevannet. Her indikeres også noen vertikale svakhetssoner/knusningssoner. Disse kommer klarere frem på dipol-dipol-data. For flere detaljer omkring resistivetsmålingene ved Åknes henvises til rapportene fra de opprinnelige undersøkelsene (Rønning mfl. 2006, Rønning mfl. 2007), og fra senere utfyllende målinger (Tassis & Rønning 2018).

Ut fra boringer, kartlegging i feltet og de geofysiske målingene ble det foreslått en geologisk modell for det ustabile fjellpartiet ved Åknes (Figur 10.47). Her tilsvarer lag 1 i resistivetsmodellen «*heavily fractured rock*» som er drenert mens resistivetslag nummer 2 tilsvarer «*fractured rock*». Modellen indikerer at den totale mektigheten av berget som påvirkes av ustabiliteten kan være opp mot 100 m.



Figur 10. 47: Foreslått geologisk modell for det ustabile fjellpartiet ved Åknes (fra Ganerød 2007, Ganerød mfl. 2008).

Læringspunkt:

Undersøkelsene ved Åknes demonstrerer hvordan samspillet mellom boringer, geologisk kartlegging og resultater fra geofysiske målinger kan belyse tolkingen samfunnskritiske geologiske strukturer.

10.5.2 Modellering av anomalimønsteret ved Åknes

Det er reist en del kritiske spørsmål omkring tolkingen vist i Figur 10.47, og for å avklare om andre geologiske modeller kan forklare resistivetsforløpet er det fortsatt modellberegninger. Spørsmålene som er stilt er:

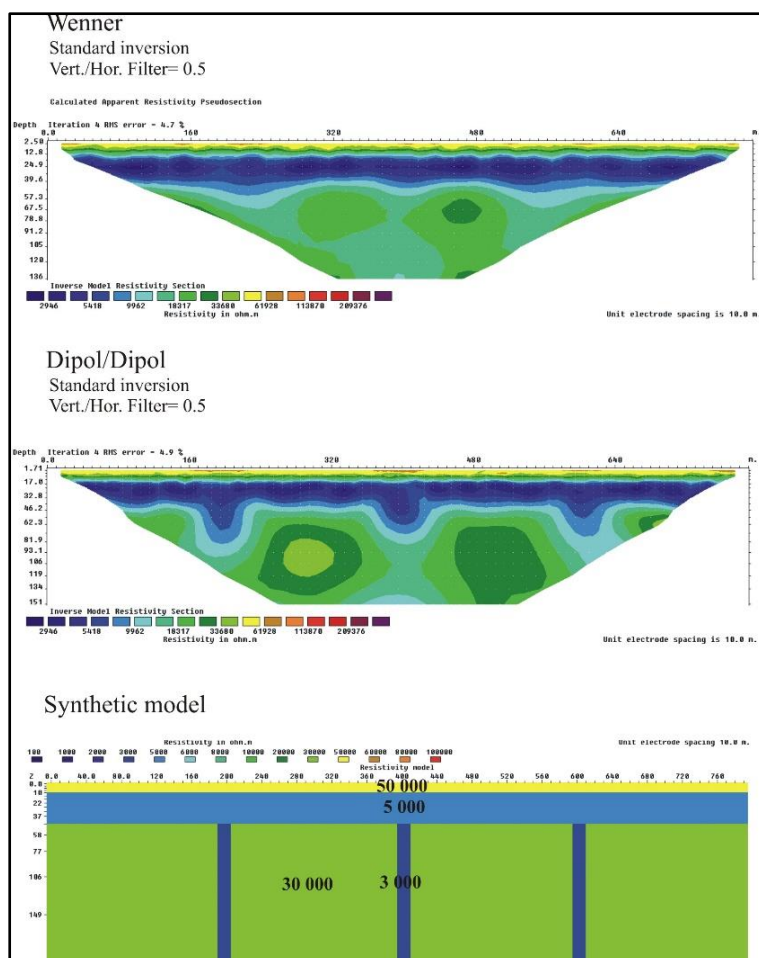
1. Kan det undulerende forløpet være en kunstig effekt av vertikale bruddstrukturer?
2. Kan de vertikale bruddstrukturene være en kunstig effekt av den undulerende strukturen?
3. Kan den undulerende strukturen forklares med en stegvis bruddstruktur?
4. Kan den undulerende strukturen forklares med en stegvis bruddstruktur med vertikale bruddsoner under?

De modellberegningene som er foretatt er vist i Figurene 10.48 til 10.51. For å forenkle modelloppbyggingen, er terrenget lagt ned i horisontal stilling, og tynne bruddsoner er modellert delvis som en skrå ansamling av enkeltceller. Det er også gjort forenklinger i selve modellene for i det hele tatt å kunne utføre disse modelleringene. Selve modelleringen foregår ved at en ut fra en gitt modell lager syntetiske data. Disse overlages noe støy (5%) for å gi den samme usikkerhet som ved målinger. De syntetiske data blir så invertert som om det var målte data, og på denne måten kan en få kontroll på kunstige effekter som kan oppstå ved inverteringen av måledata.

10.5.2.1 Kan det undulerende forløpet være en kunstig effekt av vertikale bruddstrukturer?

For å belyse dette spørsmålet, har en bygd opp en modell (se Figur 10.48) bestående av horisontale lag med resistivitet 50 kΩm (10 meter drenert fjell/ skredmasser), 5 kΩm (36 meter kraftig oppsprukket vannmettet fjell) og 30 kΩm (lite oppsprukket vannmettet fjell). I det nederste av disse lagene er det

lagt inn vertikale strukturer med resistivitet 3 kΩm (vannmettede knusningssoner).



Responsen for Wenner- og dipol-dipol elektrodekonfigurasjoner viser en horisontal lagfølge som i modellen. I tillegg ser vi at dipol-dipol er i stand til å se de vertikale strukturene som her starter på 46 meters dyp, mens Wenner konfigurasjonen i praksis ikke gir respons på disse. Dette er i uoverensstemmelse med de målte resistivitetsdata, spesielt Wenner-data (se Figur 10.46).

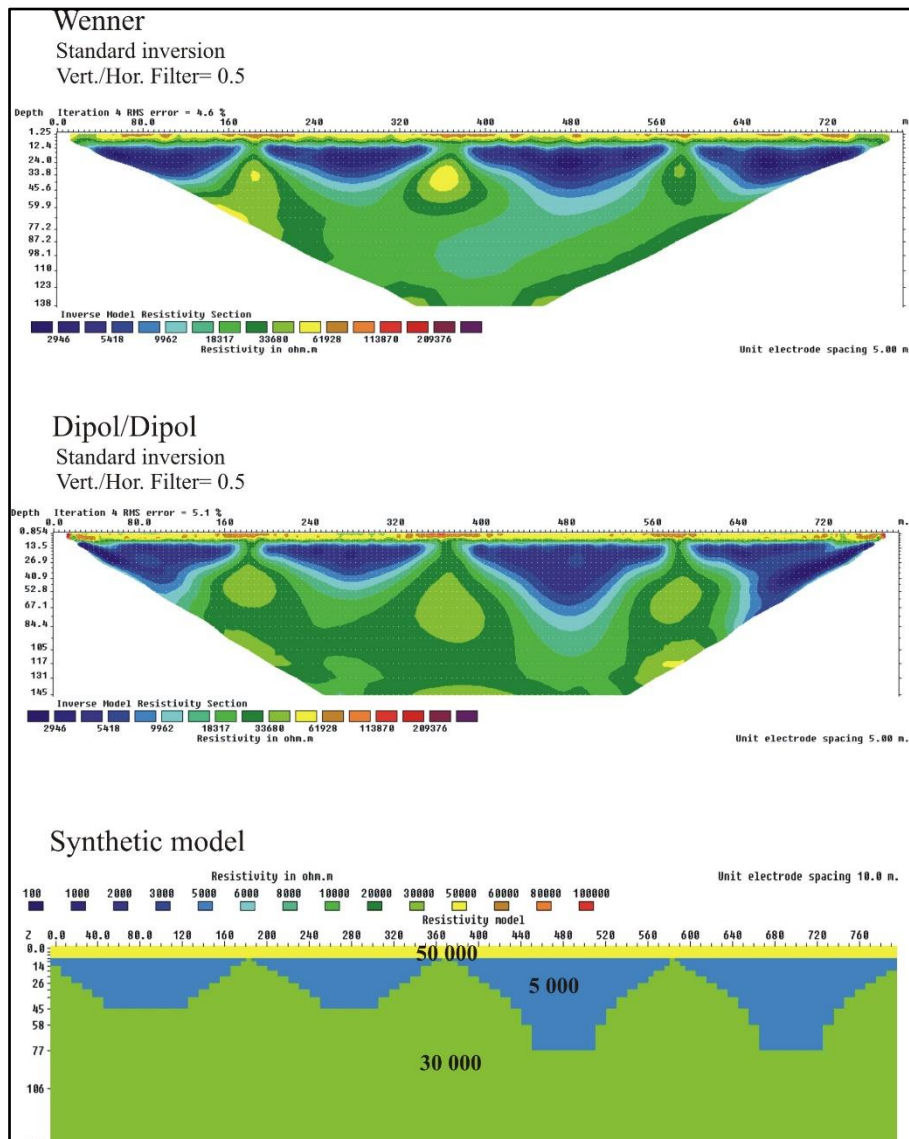
Ut fra dette kan en konkludere at vertikale bruddsoner i dypet ikke kan forklare den undulerende strukturen som måledata viser.

Figur 10. 48: Modellering av vertikale strukturer under horisontal lagdeling. Nederst vises syntetisk modell, over denne er responsen for Wenner- og dipol-dipol-konfigurasjon vist (Fra Rønning mfl. 2007).

10.5.2.2 Kan de vertikale bruddstrukturene være en kunstig effekt av den undulerende strukturen?

For å belyse dette spørsmålet, har en bygd opp en modell (se Figur 10.49) bestående av et horisontalt lag med resistivitet 50 kΩm (10 meter drenert fjell/skredmasser), og under dette et undulerende lag med resistivitet 5 kΩm hvor maksimal tykkelse er 40 og 60 meter (vannmettet kraftig oppsprukket fjell), og under dette et nytt lag med resistivitet 30 kΩm (lite oppsprukket vannmettet fjell). Responsen både for Wenner- og dipol-dipol elektrodekonfigurasjoner viser et undulerende forløp, og i stedet for lavere resistivitet der det vannmettede kraftig oppsprukne laget kiler ut, indikeres høyere resistivitet.

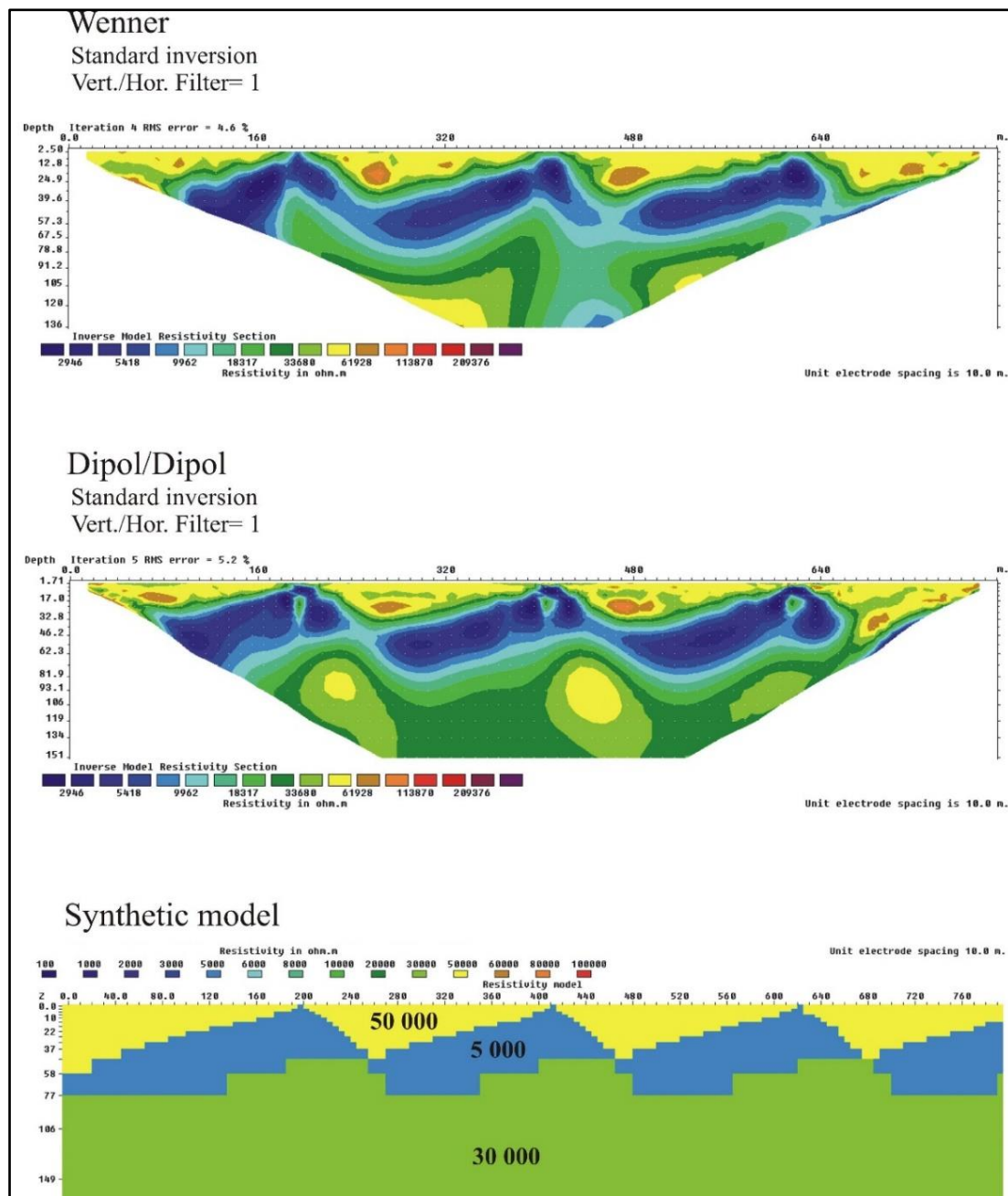
Ut fra dette synes det mindre sannsynlig at de vertikale strukturene som er spesielt fremtredende ved dipol-dipol-konfigurasjonen, er en kunstig effekt av et undulerende lag av vannmettet kraftig oppsprukket fjell.



Figur 10. 49: Modellering av undulerende lagfølge. Nederst vises syntetisk modell, over denne responsen for Wenner- og dipol-dipolkonfigurasjon (Fra Rønning mfl. 2007).

10.5.2.3 Kan den undulerende strukturen forklares med en stegvis bruddstruktur?

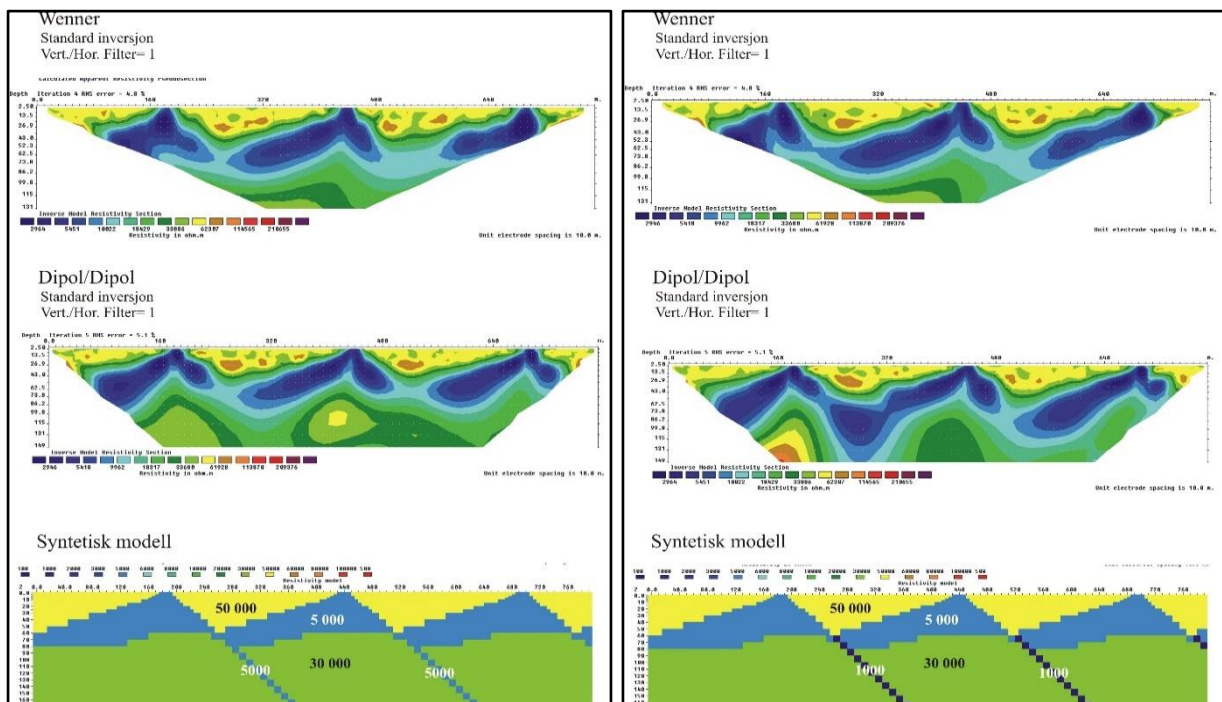
For å belyse dette spørsmålet, ble det bygd opp en modell (se Figur 10.50) bestående av den samme lagfølge som tidligere, drenert kraftig oppsprukket fjell (50 kΩm) over kraftig oppsprukket vannmettet fjell (5 kΩm) som igjen ligger over vannmettet lite oppsprukket fjell (30 kΩm). Den stegvise bruddstrukturen simuleres med en sagtannformet veksling i de to øverste lagene. Responsen både for Wenner- og dipol-dipol elektrodekonfigurasjon viser i hovedsak det samme forløpet. Den stegvise variasjonen i resistivitet bibeholdes under inverteringen både for Wenner og dipol-dipol, men med noen avrundinger for dipol-dipol. Ut fra dette synes det mindre sannsynlig at den undulerende strukturen måledata viser, kan være en kunstig inversjonseffekt av en stegvis bruddstruktur.



Figur 10.50: Modellering av stegvis bruddstruktur. Nederst vises syntetisk modell, over denne responsen for Wenner og dipol-dipolkonfigurasjon (Fra Rønning mfl. 2007).

10.5.2.4 Kan den undulerende strukturen forklares med en stegvis bruddstruktur med vertikale bruddsoner under?

For å belyse dette spørsmålet, er modellen fra Figur 10.50 supplert med vertikale bruddstrukturer som fortsetter mot dypet i det nederste laget (lite oppsprukket vannmettet fjell). Dersom en benytter samme resistivitet som i lagpakken med kraftig oppsprukket vannmettet fjell (5 kΩm) og en tykkelse av disse bruddsonene på i underkant av 10 meter, påvirkes ikke de inverterte seksjonene i særlig grad (figur 10.50 og 10.51 til venstre). Den stegvise formen fremstår også her, men med et noe lavere resistivitetsnivå mot dypet. Dersom resistiviteten i bruddsonene settes til 1 kΩm (Figur 10.51 til høyre) indikeres en mer avrunding i strukturenes form, og en aner en kunstig effekt som ligner det undulerende mønsteret måledata viser. Målte resistivitetsverdier på sprekkesoner i borehullene viser sporadisk verdier ned mot 4 – 6 kΩm, men aldri så lavt som 1 kΩm, og tykkelsen av disse er sjeldent over 1 meter (Rønning m.fl. 2006, Elvebakk 2008). Dette betyr at en bruddsone opp mot 10 meter mektighet og en resistivitet på 5 kΩm er mer markert enn hva en kan forvente i feltet, og resistivitet 1 kΩm er urealistisk. Ut fra dette synes det mindre sannsynlig at den undulerende strukturen kan forklares som en kunstig effekt en stegvis bruddstruktur med vertikale bruddsoner under.



Figur 10.51: Modellering av stegvis bruddstruktur med vertikale bruddsoner under. Nederst vises syntetisk modell, over denne responsen for Wenner- og dipol-dipol-konfigurasjon. Resistiviteten i bruddsonene er satt til 5 kΩm (til venstre) og 1 kΩm (til høyre) (Fra Rønning mfl. 2007).

10.5.2.5 Konklusjoner.

1. Vertikale bruddsoner i dypet kan ikke forklare den undulerende strukturen som måledata viser.
2. Det synes mindre sannsynlig at de vertikale strukturene som er spesielt fremtredende ved dipol/dipol-konfigurasjonen, er en kunstig effekt av et undulerende lag av vannmettet kraftig oppsprukket fjell.
3. Det synes mindre sannsynlig at den undulerende strukturen måledata viser kan være en kunstig inversjonseffekt av en stegvis bruddstruktur.

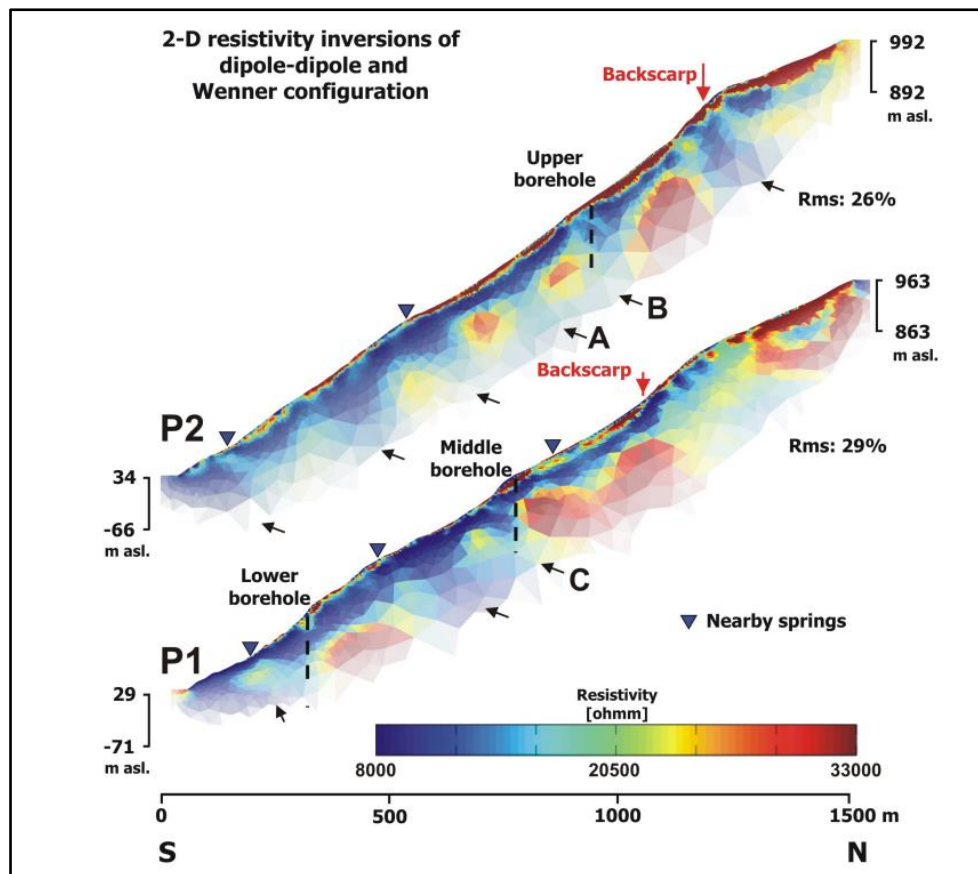
4. Det synes mindre sannsynlig at den undulerende strukturen kan forklares som en kunstig effekt en stegvis bruddstruktur med vertikale bruddsoner under.

Læringspunkt:

Modellering kan gi viktig informasjon ved tvil i tolkingen av målte resistivetsdata. I dette tilfellet synes tolkingen med undulerende oppsprukne parti (Figur 10.47) være den mest sannsynlige geologiske tolkingsmodell.

10.5.3 Alternativ inversjon av resistivetsdata fra Åknes

NGU har også foretatt en alternativ inversjon av måledata fra Åknes, og sammenstilt denne med observasjoner av grunnvannskilder (Heincke mfl. 2010). Ved dette arbeidet er BERT algoritmen (Günther mfl. 2006) brukt. Denne algoritmen benytter et irregulært nett slik Figur 10.52 viser. Wenner- og dipol-dipol-data ble slått sammen til en fil, noe som vil gi en bedre oppløsning (jfr. Figur 5.2). I tillegg kan en ved denne programvaren gjøre fargebruken mer diffus mot dypet, der oppløsningen og data-dekningen er mindre. Dette vil da svekke tilliten til mindre pålitelige data.



Figur 10.52: Alternativ inversjon av to resistivetsprofiler fra Åknes (Fra Heincke mfl. 2010)

Den alternative inversjonen av de to resistivetsprofilene P1 og P2 nedover lia ved Åknes (Figur 10.52 profilene) viser i prinsippet den samme lagdelingen som inversjonen i Figur 10.46 viste. Sammenligningen kan være noe misvisende siden Figur 10.52 viser noe større penetrasjon (200 m vs. 120 m). Som forventet er bildet noe mer detaljert, og unduleringen er noe skarpere. Resistivetsnivåene er også tilnærmet lik. Forskjellene i bildene kan skyldes at siste inversjon benytter en mer komprimert fargeskala (8 k Ω m til 33 k Ω m vs. 1,5 k Ω m til 200+ k Ω m ved den første inversjonen). Det mest interessante med denne inversjonen er svekkingen av fargebruken mot dypet. Denne tvinger tolkeren til å tenke på påliteligheten av data.

I Figur 10.52 er grunnvannskilder, som kartlagt nært opp til de to profilene, plottet som trekkanter. De aller fleste av disse ligger i områder der de blå resistivitetsverdiene kommer til overflaten, og sannsynliggjør derved at blå resistivitetsverdier (8 til ca. 12 kΩm) representerer vannmettet oppsprukket berg.

Læringspunkt:

Alternativ inversjon av resistivitetsdata viser i hovedsak den samme lagdelingen som den opprinnelige inversjonen. Mindre avvik skyldes mest sannsynlig at måledata (Wenner og dipol-dipol) er slått sammen og at det benyttes et annet cellenett og fargeskala. Svekkingen av fargebruken mot dypet kan være en nyttig påminning om at måledata blir mindre pålitelige mot dypet.

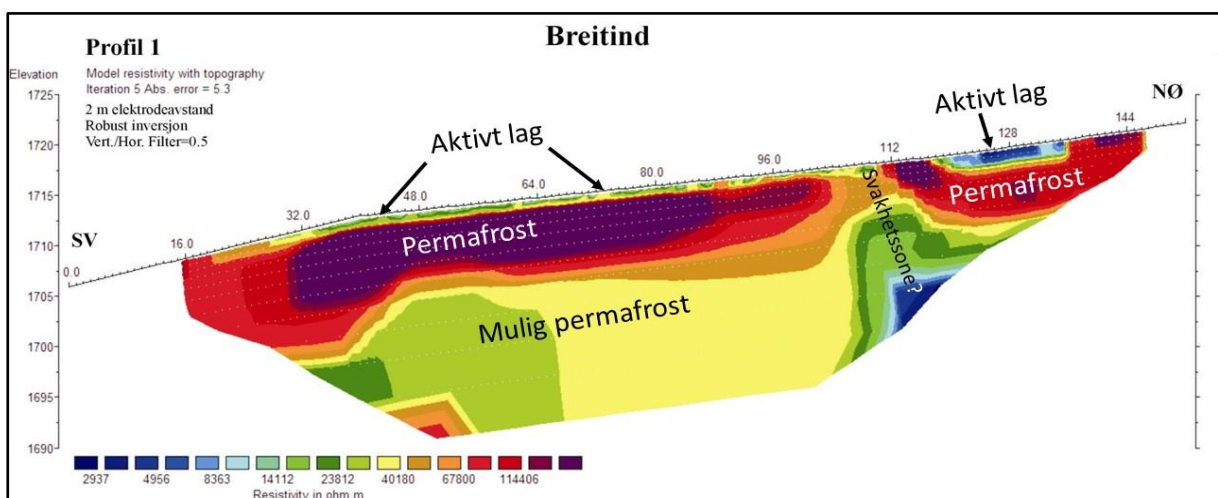
10.6 Kartlegging av permafrost

Som vist i Figur 2.4 vil resistiviteten både i bergarter og løsmasser øke kraftig når porevannet fryser til is. Ionenes mobilitet reduseres ved at de låses inn i et isgitter. Dette kan benyttes til kartlegging av permafrost.

10.6.1 Mulig permafrost ved Breitind, Rauma kommune

Fjellpartiet Breitind ligger ca. 1,5 km nordvest for det mer kjente ustabile fjellpartiet Mannen i Rauma kommune. Breitind ligger mer enn 1700 m over havet, og kan ha permafrost (Isaksen mfl. 2002, Hauck mfl. 2004). For å kartlegge eventuell permafrost og risikofylte sprekkesoner i dette alpine landskapet ble det målt et kort resistivetsprofil i 2002 (Dalsegg & Tønnesen 2004). Det ble benyttet Wenner elektrodekonfigurasjon, og elektrodeavstanden var 2 m. Ved prosesseringen ble det benyttet Robust inversjon og V/H-filter lik 0,5 som vil fremhever horisontal lagdeling (Figur 10.53).

Det ble også utført resistivetsmålinger i kombinasjon med refraksjonsseismikk ved Børa, ca. 1,5 km sørøst for Mannen. Dette fjellpartiet ligger ca. 1000 m over havet, og permafrost er mindre sannsynlig. Det overlates til leserne å studere samspillet mellom resistivitet og seismisk hastighet fra dette området (Dalsegg & Tønnesen 2004).



Figur 10.53: 2D Resistivetsprofil ved Breitind i Rauma kommune (Fra Dalsegg & Tønnesen 2004).

Siden det ble benyttet elektrodeavstand 2 m ved Breitind, blir dybderekkevidden ved resistivetsmålingene begrenset til ca. 20 m. Profilet (Figur 10.53) viser generelt meget høy resistivitet. Øverst

vises et ca. 1 m tykt lag hvor resistiviteten er rundt 30 kΩm. Lengst mot nordøst er resistiviteten i dette laget mindre enn 10 kΩm. Dette laget tolkes som ikke frosset materiale, det aktive laget som tiner om sommeren, men som kan fryse igjen om vinteren.

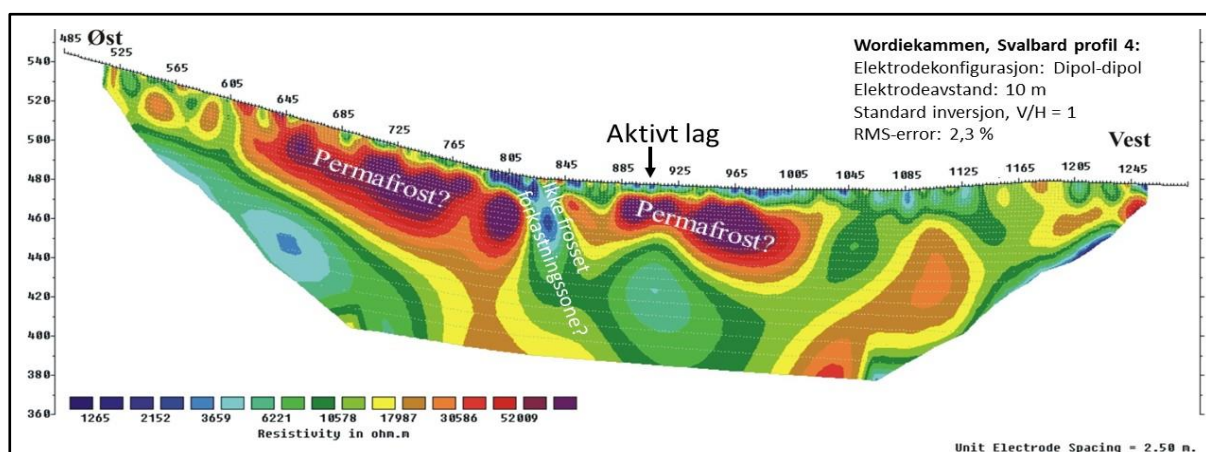
Under dette første laget er resistiviteten ekstrem høy (>100 kΩm). Dette kunne vært intenst oppsprukket og drenert berg, men det ble ikke observert signaler på dette under feltarbeidet. Dette laget representerer derfor mest sannsynlig permafrost. Lagets tykkelse varierer fra ca. 5 til ca. 8 m. Under permafrostlaget er resistiviteten også høy (20 – 40 kΩm), og dette kan også skyldes permafrost. Det er imidlertid en mulighet for at dette også kan være massiv gneis med lav porøsitet og lav ledningsevne i porevannet (jfr. Archies lov), og tolkingen er derfor usikker.

Mot nordøst avviker resistivitetsbildet på en måte som kan indikere en svakhetszone. Denne synes å falle steilt mot nordøst, dvs. mot Romsdalen. Resistiviteten i denne er også høy (≈ 50 kΩm) dagnært og noe lavere mot dypet. Dette kan representere en svakhetszone i permafrost, og dersom denne tiner kan dette være et potensielt risikoområde for fjellskred ved den pågående klimaendring med temperaturøkning.

10.6.2 Permafrost på Wordiekammen, Svalbard

I et samarbeid med daværende oljeselskap Norsk Hydro utførte NGU sommeren 2004 resistivets- og georadarmålinger i Ebbadalen og på Wordiekammen ved Billefjorden på Svalbard (Dalsegg mfl. 2004). Undersøkelsene ble utført for å skaffe kunnskap om strukturene i de sedimentære bergartene i området, strukturer en finner igjen i tilsvarende olje- og gassførende sedimentære bergarter i Barentshavet. Resultatene fra georadarmålingene er beskrevet av Dalsegg mfl. (2004) og i Rønning (2023).

Det viste resistivetsprofil (Figur 10.54) er målt opp på Wordiekammen ca. 500 m.o.h. med dipol-dipol elektrodekonfigurasjon og elektrodeavstand 10 m. Det er foretatt standard inversjon med V/H-filter lik 1. «RMS-error» på 2,3 % vitner om meget god modelltilpasning.



Figur 10.54: 2D resistivetsprofil i øst-vest-retning opp på Wordiekammen på Svalbard (Fra Dalsegg mfl. 2004).

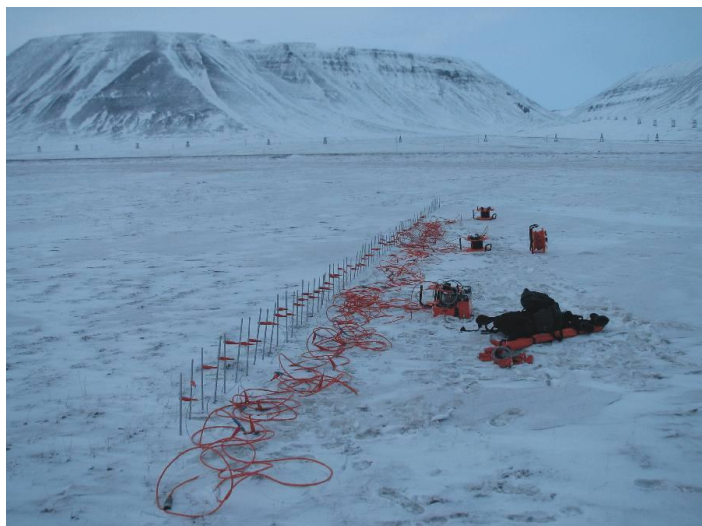
Resistivetsprofilen på Wordiekammen viser tilsvarende strukturer som på Breittind (avsnitt 10.6.1), men resistivetsnivået er generelt lavere. Øverst vises et ca. 5 m tykt lag hvor resistiviteten er relativt lav (< 5 kΩm). Dette tolkes som det aktive laget, men tykkelsen kan virke noe stor. Dette kan ha sammenheng med at elektrodeavstanden her er 10 m og at den vertikale oppløsningen og evnen til å avtegne tynne lag blir dårligere.

Under det første laget opptrer stedvis et lag med resistivetsverdier større enn 30 k Ω m. Siden dette måles på sedimentære bergarter, må dette regnes som så høyt, og at permafrost er den mest sannsynlige forklaringen. Også under dette permafrostlaget er resistiviteten også så høy (6 – 18 k Ω m), og det kan være permafrost også her. Forskjellen kan skyldes forskjell i porøsitet i de sedimentære bergartene.

Fra posisjon ca. 810 til posisjon ca. 840 (30 m) er resistiviteten lavere (< 3 k Ω m) dagnært, og den sammenhengende permafrostsonen brytes opp. Dette kan skyldes en forkastning som fører grunnvann opp til overflaten og som da hindrer frosten å trenge ned.

10.6.3 Aktiv sone i permafrost, Adventdalen Svalbard

Resistivetsmålinger, på samme måte som for andre geofysiske målinger, kan utføres gjentatte ganger og på den måten følge tidsavhengige forandringer i resistiviteten (*time-lapse studies*). CP-målinger ved hydrogeologiske undersøkelser på Haslemoen er et eksempel på dette.



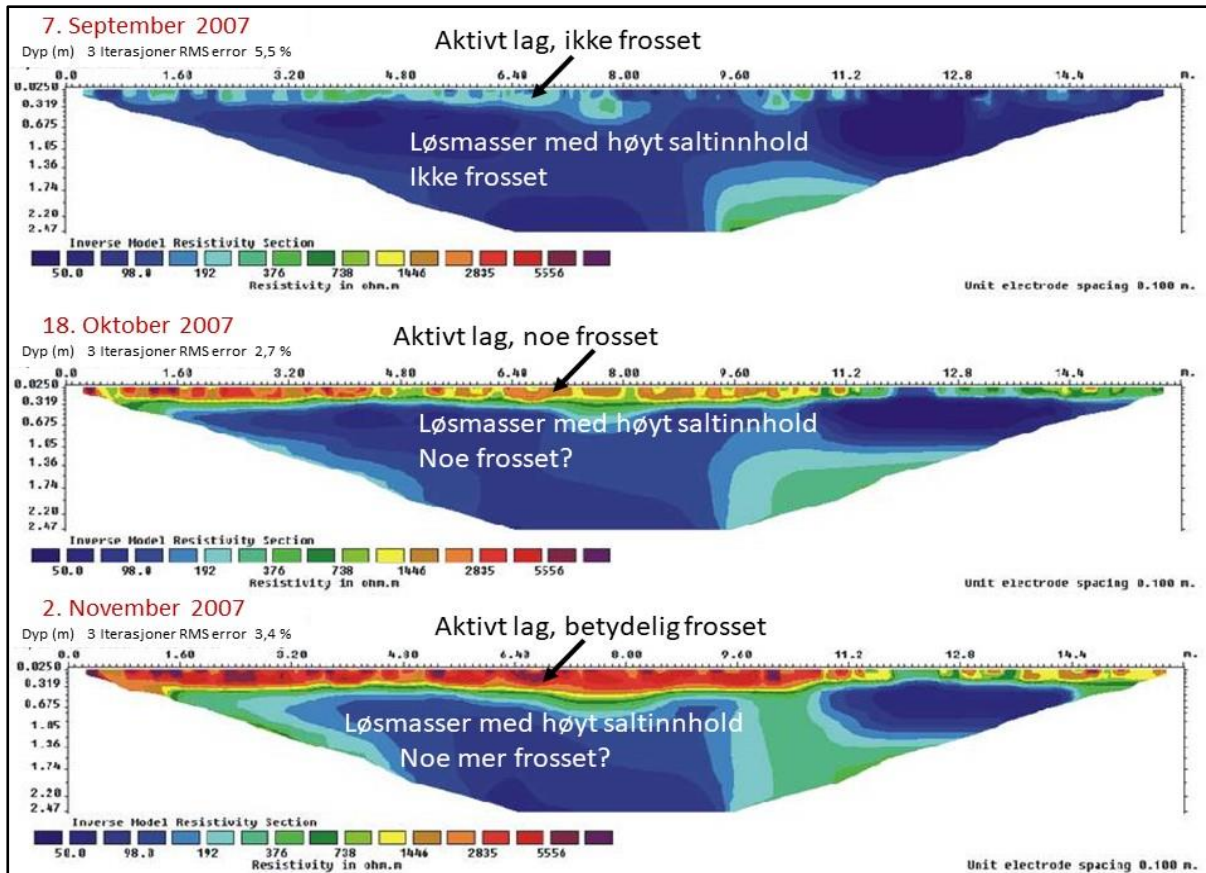
Et annet eksempel er detaljerte målinger for å studere utvikling av frost i et aktivt lag. Dette er utført av Håvard Juliussen da han arbeidet ved Universitetssenteret på Svalbard (UNIS). Håvard satte ut elektroder i Adventdalen mens den øverste delen av bakken var frostfri i 2007, og så ble målingene utført utover høsten. Det ble benyttet Wenner elektrodekonfigurasjon og elektrodeavstanden var 20 cm (se Figur 10.55).

Figur 10.55: Resistivetsmålinger ved det gamle Nordlysobservatoriet i Adventdalen på Svalbard (Fra Håvard Juliussen/UNIS nettsider).

Eksempler på målt resistivitet utover høsten 2007 er vist i Figur 10.56. Siden elektrodeavstanden er 20 cm, blir dybderekkevidden ved disse målingen bare 2,5 m med det aktuelle kabelsystemet. Resistiviteten i store deler av profilet den **7. september** er relativt lav (< 140 k Ω m, blå farger). Dette er lavere enn forventet siden en forventer permafrost. Forklaringen ligger i at løsmassene i de lavere områdene på Svalbard er avsatt i marine miljø, og porevannet er delvis salt. Saltinnholdet fører til at løsmassene ikke fryser helt og at resistiviteten derved blir lav. I den øvre halve meteren av løsmassene er resistiviteten noe høyere (190 – 380 k Ω m), og det skyldes trolig at saltinnholdet i disse blir vasket ut gjennom somrene når dette laget er tinet.

Den **18. oktober** er resistiviteten i den øvre halve meteren betydelig høyere (740 til over 5000 Ω m). Dette er et klart signal om at det aktive laget har startet nedfrysingen. Kulden i lufta påvirker imidlertid ikke resistiviteten de dypere massene nevneverdig annet enn lokalt ved ca. posisjon 10 m der resistiviteten øker noe i de «dypere delene» (1 – 2 m). Sistnevnte skyldes da at ionene avsetningen blir mindre mobile, og derved øker resistiviteten.

Målingene den **2. november** viser enda høyere resistivitet i det øverste laget (fra 1500 til over 5500 Ωm). Dette er et signal om at innfrysingen av laget har gått videre, men siden det ikke er flere data tilgjengelig er det uklart om dette laget er helt frosset. Innfrysingen av det «dypere» laget ved posisjon 10 m er videreført, og resistiviteten i dette er nå oppe i ca. 300 Ωm . Det indikeres noe mer frost også til venstre i profilet, men ellers er resistiviteten i dette laget nær uforandret (< 190 Ωm).



Figur 10.56: Eksempel på målinger med fast elektrodeutlegg ved forskjellig tidspunkt (*time-lapse measurements*) ved det gamle Nordlysobservatoriet i Adventdalen, Svalbard (Fra Håvard Juliussen/UNIS nettsider).

Disse gjentatte målingene har gitt informasjon om det aktive lagets tykkelse ved denne lokaliteten, gitt klare signaler om at løsmassene i Adventdalen kan være relativt godt ledende og at de på grunn av saltinnholdet ikke ser ut til å fryse så lett.

Læringspunkt:

Resistivetsmålinger kan være et meget viktig verktøy ved studier av frost i bakken. Denne undersøkelsen viser også at resistivetsmålinger kan være nyttige også ved mer detaljerte undersøkelser. Gjentatte målinger over tid (*time lapse*) kan gi viktig informasjon om endringer.

10.7 Kombinerte geofysiske metoder

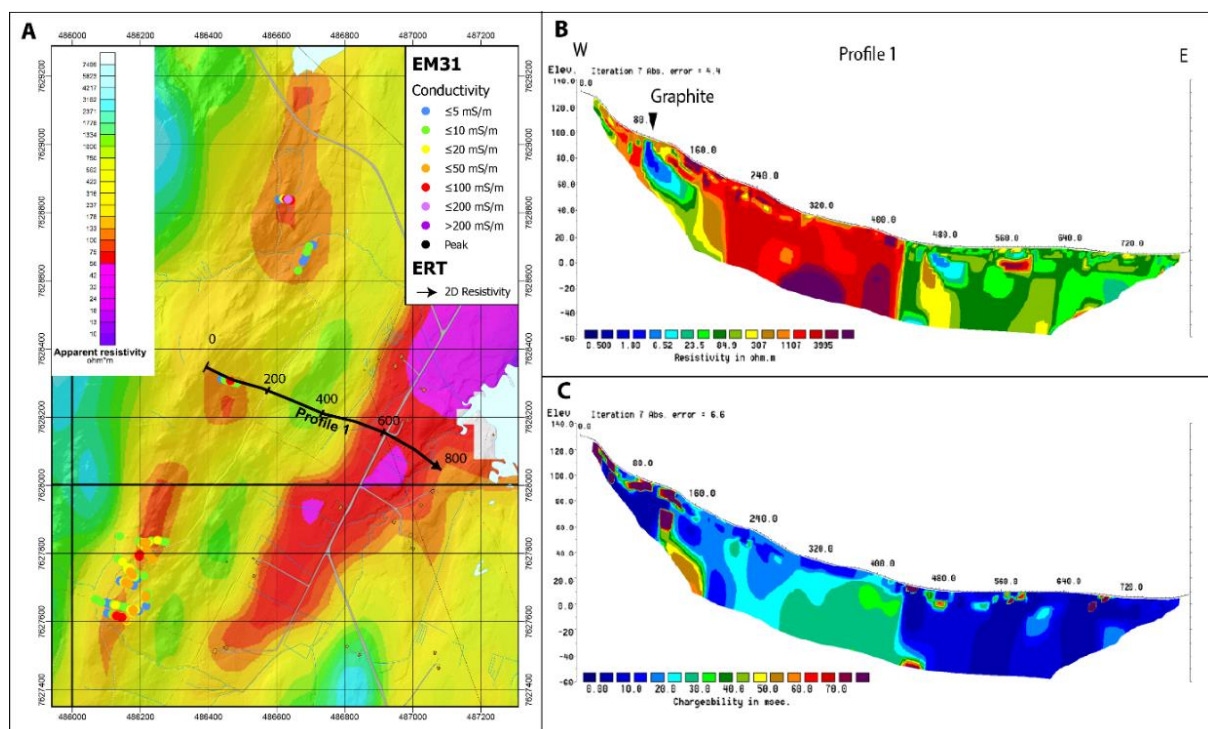
Mangel på entydige tolkinger på grunn av overlappende resistivitet i forskjellige materialtyper (tabell 2.6) kan forbedres ved å benytte flere metoder samtidig. Ofte kan kombinasjonen av resistivetsmålinger og seismiske hastigheter gi bedre grunnlag for entydige tolkinger. Vi skal her se på hvordan de forskjellige elektriske og elektromagnetiske metoder kan utfylle hverandre og bidra til sikrere tolkinger av ledende strukturer og hvordan magnetiske data og refraksjonsseismikk bidrar til sikre tolkinger om bergmassekvalitet.

10.7.1 Kombinerte elektrisk metoder ved grafittundersøkelser, Møkland i Vesterålen

NGU har i flere runder kartlagt grafitt bl.a. i Vesterålen med geofysiske målinger. I avsnittene 8.4.1 og 8.4.2 ble det demonstrert hvordan SP og CP utfyller hverandre ved kartleggingen av grafittsoner. Vi skal i dette avsnittet se hvordan elektromagnetiske målinger fra helikopter kan kartlegge ledende strukturer i bakken, og hvordan en ved bruk av resistivitet og IP-effekt kan skille mellom grafittsoner og andre ledende strukturer som forvitringssoner i berg.

Figur 10.57A viser beregnet tilsynelatende resistivitet fra elektromagnetiske målinger fra helikopter. NGUs målesonde benytter fem frekvenser og fra hver av disse kan en beregne en tilsynelatende resistivitet, i dette tilfellet 7000 Hz. Det er også foretatt elektromagnetiske målinger på bakken med et instrument kalt EM-31. Dette instrumentet måler tilsynelatende ledningsevne direkte, og denne er plottet som fargekodede punkter. Kartutsnittet viser to soner med lav tilsynelatende resistivitet. Ved den vestlige sonen varierer resistiviteten fra ca. 130 Ωm og ned mot 75 Ωm . Lengst nord på denne var det en kjent grafittmineralisering, og oppfølgende undersøkelser avdekket grafitt på fire nye steder (Gautneb mfl. 2017). Noe lengre mot øst er resistiviteten betydelig lavere, ned mot 40 Ωm , og i en større bredde. Her er det ikke kjent noen grafittmineralisering fra før, og det ble målt et resistivitetsprofil (Profile 1).

Resistivitetsprofilen vist i Figur 10.57B viser en mindre sone med lav resistivitet (< 4 Ωm) ved posisjon 100, hvor det er blottet grafitt. Anomaliformen tilsier et fall mot øst slik også CP og SP viste (Figur 8.6). Utstrekning langs profilet indikerer en mektighet på ca. 10 m. Øst for denne grafittmineraliseringen ligger resistiviteten i området 1100 til opp mot 8000 Ωm , og dette er nok en normal resistivitet for en ikke mineralisert lite oppsprukket bergart (gneis). Fra ca. posisjon 430 endres resistiviteten brått til grønne resistivitetsverdier (160 og ned til ca. 10 Ωm). Dette kan være enten en svak grafittmineralisering, svak sulfidmineralisering eller sterkt oppsprukket berg med mulig salt porevann.



Figur 10.57: Eksempel på karakterisering av ledende strukturer kartlagt med elektromagnetiske målinger fra helikopter (A) og hvordan en ved bruk av resistivitet (B) og IP-målinger (C) kan skille mellom grafitt og forvitret vannmettet berg (Fra Rønning mfl. 2017).

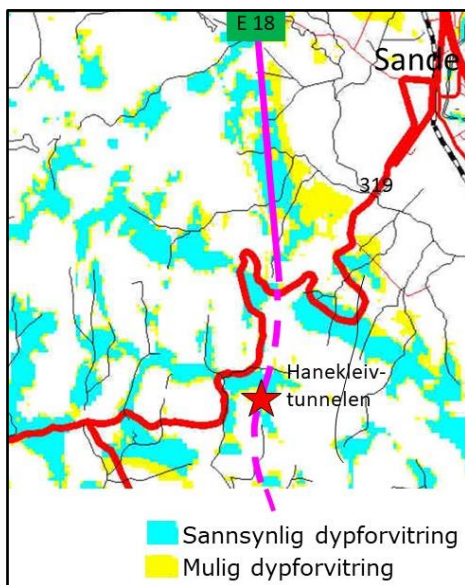
IP-data (Figur 10.57C) viser IP-effekt på hver side av den kjente grafittmineraliseringen, men ikke i selve mineraliseringen. Sistnevnte stemmer med at grafitten er massiv, de enkelte grafittkornene har elektrisk kontakt, noe som betyr at strømmen kan gå elektronisk gjennom hele mineraliseringen. Utenfor av denne, må strømmen gå ionisk, noe som krever red-oks-prosesser som forsinker strømmen og IP-effekten bygges opp. I den ikke mineraliserte og ikke oppsprukne midtpartiet er IP-effekten lav og normal for denne type ikke mineralisert bergart. I profilets siste del som kunne være en svak grafitt- eller sulfidmineralisering, er det i praksis ingen IP-effekt. Dette viser at det ikke er elektronledende mineraler her, og derved ingen grafitt- eller sulfidmineralisering. Dette er nok et parti oppsprukket berg, noe som senere ble påvist i vegskjæringen ved profilets posisjon 600. Spesielt lav resistivitet tilsier at porene i denne kan være fylt med salt sjøvann, i alle fall delvis.

Læringspunkt:

IP-målinger kan karakterisere soner med lav resistivitet både målt elektromagnetisk fra helikopter eller målt med elektrisk metode på bakken. IP-målingene kan også fortelle om en grafittmineralisering er massiv (sammenhengende grafittkorn) eller disseminert.

10.7.2 Kombinerte undersøkelser av rassone i Hanekleivtunnelen

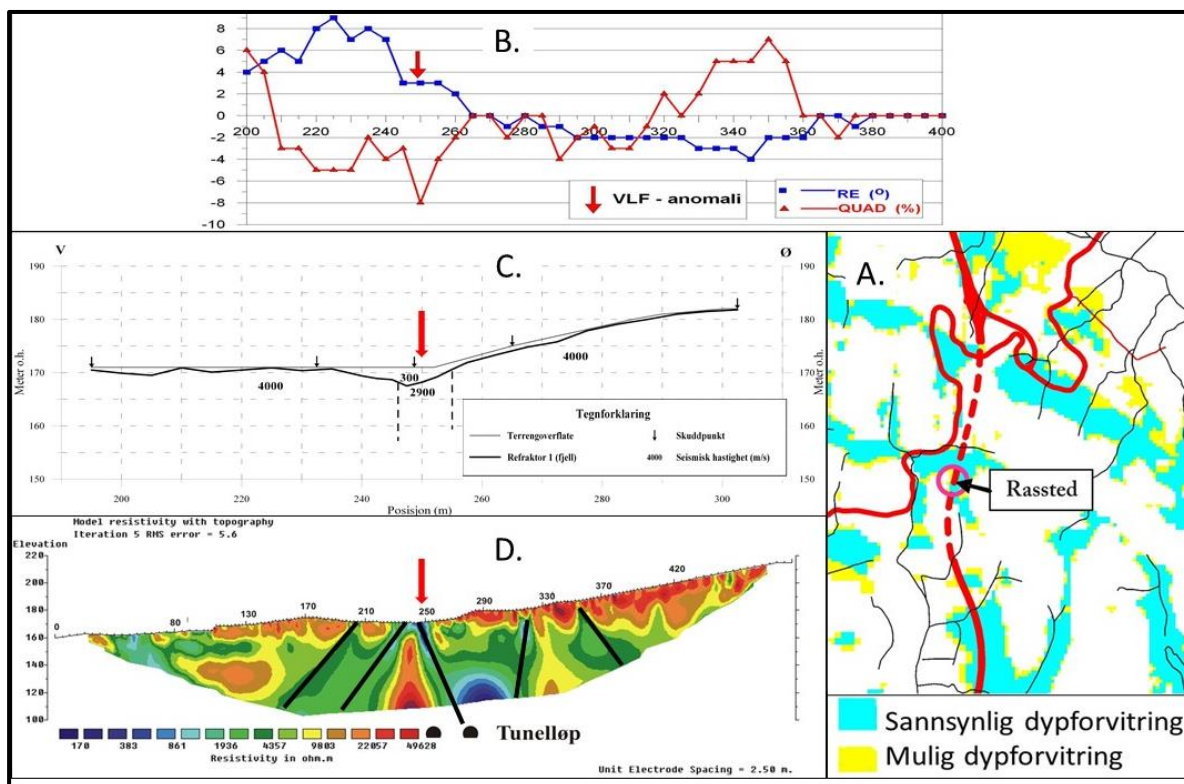
Første juledag i 2006 gikk det et ras i Hanekleivtunnelen like ved Sande i Vestfold. Ca. 250 m³ berg løsnet i tunnelhengen og ble liggende å sperre sørgående løp (Rønning mfl. 2009b). Heldigvis ble dette oppdaget i tide og en unngikk skade på folk og materiell. En måned før denne hendelsen presenterte NGU et Aktsomhetskart for tunnelbygging hos Vegdirektoratet (Olesen 2006). Dette kartet er avledet fra lav topografi som skyldes økt erosjon under istidene og lavt magnetfelt som skyldes at magnetitt omvandles til mindre magnetiske mineraler ved forvitring fra overflaten (dypforvitring, Olesen mfl. 2007). Metoden kalles AMAGER (AeroMagnetiske og GEomorfologiske Relasjoner).



Et utsnitt av Aktsomhetskart for tunnelplanlegging ved Sande i Vestfold er vist i Figur 10.58. Kartet viser at Hanekleivtunnelen går langs en mulig dypforvitringssone angitt med lys blå farge, og raset gikk midt i denne sonen. Mulig (mindre sannsynlig) dypforvitring er angitt med gul farge.

Figur 10.58: Utsnitt fra aktsomhetskart for tunnelplanlegging. Heltrukken fiolett linje angir E-18 i åpent lende, stiptet linje ved Hanekleivtunnelen. Rød stjerne angir posisjonen for raset inne i tunnelen. Tolkingskartet er hentet fra Olesen (2006).

Som et ledd i samarbeidsprosjekt med Statens vegvesen Vegdirektoratet, utførte NGU oppfølgende undersøkelser ved rasstedet i Hanekleivtunnelen høsten 2007 (Rønning mfl. 2009b). Det ble målt tre VLF-EM profiler (*Very Low Frequency, Electromagnetic*), et kortere refraksjonsseismisk profil og to resistivetsprofiler. Figur 10.59 viser tolket seismikk, VLF data og 2D resistivitet langs profil 1. Resistivetsprofilen ble målt med multi gradient (MG) elektrodekonfigurasjon og 5 m elektrodeavstand. Det ble foretatt standard inversjon med vertikal/horisontal-filter lik 2 (favorisering av vertikale strukturer).



Figur 10.59: Utvalgte geofysiske data fra undersøkelser ved Hanekleivtunnelen. Røde piler markerer indikert sone. A. AMAGER-tolking som viser at tunnelen går langs en sannsynlig dypforvitringszone. B: VLF-data viser en svak men klar anomali på en sone med bredde ca. 10 m. C: Refraksjonsseismikk indikerer en ca. 8 m bred sone med hastighet 2900 m/s. D: Resistivitet indikerer et parti med flere mulige svakhetssoner hvorav en peker mot tunnelområdet (Figur fra Rønning 2021).

Rassonen i Hanekleivtunnelen ligger midt i en sannsynlig forvitringszone, påvist med AMAGER-metoden og vist i Figur 10.59A. VLF-målinger indikerer svakhetssoner på alle de tre målte profilene, og spesielt langs profil 1 som vist i Figur 10.59B. Utflatingen av den blå kurven (dipvinkel eller reelldelen) indikerer en sonebredde på ca. 10 m. Den tradisjonelle tolkingen av refraksjons-seismikken (Figur 10.59C) langs det samme profilet indikerer en ca. åtte meter bred sone med hastighet 2900 m/s, noe som kan representere ekstremt dårlig bergmassekvalitet. Det ble også utført tomografisk inversjon av disse data, uten at det viste noe mer informasjon (Rønning m. fl. 2009b). Resistivetsdata (Figur 10.59D) indikerer et større parti med spesielt lav resistivitet. Flere enkeltstående soner kan tolkes, og en av disse peker mot tunnelområdet (markert med rød pil). Sonens bredde kan tolkes til ca. 10 m, og den strekker seg mot dypet lengre enn metoden kan se (ca. 60 m). Resistiviteten i sonen er ned mot 500 Ω m, og kan tolkes som leirsone (Tabell 10.2, Avsnitt 10.1.1). Undersøkelser på rasmaterialet viste leiromvandling på sprekkene (se Rønning mfl. 2009b).

Raset gikk i søndre tunneløp, mens denne sonen peker mot nordre tunneløp. Det er imidlertid usikkerheter ved tolking av fallet, og sonen krysser tunnelen i en spiss vinkel. Et naboprofil indikerer en sone som peker mot søndre tunneløp (Rønning m.fl. 2009b).

Styrke og svakheter ved de forskjellige metodene for påvising og karakterisering av svakhetssoner i berg er oppsummert i Tabell 10.5.

AMAGER-metoden, samspillet mellom lav topografi og lavt magnetfelt, er en lite ressurskrevende metode siden NGU har samlet inn mye regional geofysikk, og tolkinger foreligger på NGUs nettsider. Metoden er ment som en påminnelse om at det kan finnes soner som bør undersøkes nærmere med mer detaljerte metoder. Metoden kan vanligvis ikke si noe om sonenes bredde, fall eller dyptgående.

VLF er en elektromagnetisk metode som kan påvise svakhetssoner og, i noen tilfeller som ved Hanekleivtunnelen, si noe om sonenes bredde, men kan ellers ikke gi så mye informasjon. Metoden er lite ressurskrevende, men ofte kan de få aktuelle eksterne VLF-senderne som benyttes som energikilde ha driftshvile, og kan en ikke utføre målinger.

Refraksjonsseismikk gir informasjon om løsmassetykkelser i tillegg til å påvise og karakterisere svakhetssoner i berg. Metoden kan lokalisere svakhetssoner under marine leirlag, gi informasjon om sonenes bredde og en kan ut fra p-bølgehastighet karakterisere bergmassekvaliteten. Ved tradisjonelle tolkinger har metoden utfordringer når det gjelder tolking av sonenes fall og dyptgående. Modellering med syntetiske og inversjon av reelle data har vist at tomografisk inversjon med antatt beste prosedyre (Rønning m.fl. 2020a og 2020b), kan si noe om sonenes dyptgående.

Resistivitetmetoden kan lokalisere svakhetssoner om ikke det er for stor tykkelse av marine sedimenter (Reiser m. fl. 2009, Avsnittene 5.2.6 og 5.2.7). Metoden kan gi informasjon om sonenes bredde, og til en viss grad sonenes fall og dyptgående (geometrisk karakterisering). Ut fra NGUs tolkingsmodell kan også mulig leiromvandling i sonene tolkes. Resistivitetsmodellering har også vist at det selvsagt trengs en viss kontrast i resistivitet (Reiser m.fl. 2009, Avsnitt 5.2.5), og enkelte bergarter kan i utgangspunktet ha så lav resistivitet, at metoden kan feile (Elvebakk & Larsen 2021).

Tabell 10.5: Styrke (+) og svakheter (-) ved metoder som benyttes for lokalisering og karakterisering av svakhetssoner i berg (Fra Rønning m.fl. 2009b, Rønning 2021).

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

Læringspunkt:

Flere geofysiske metoder kan benyttes for kartlegging og karakterisering av svakhetssoner i berg. Resistivitet er den metoden som kan gi mest informasjon dersom det ikke er for mye elektrisk ledende løsmasser (marine avsetninger, silt og leire).

11. REFERANSER

- ABEM 1985: ABEM Terrameter SAS 300. Instruction manual. ABEM Printed Matter 93060. ABEM
<https://www.guidelinegeoc.cdn.triggerfish.cloud/uploads/2016/03/SAS-300-Manual.pdf>
- Andersen, A.B. 1984: Grunnvannsundersøkelser på Sjølandøran i Sunndal kommune, Møre og Romsdal. NGU Rapport 84.149 (8 s.). Ikke digitalt tilgjengelig.
- Archie, G.E. 1942: The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Petroleum Technology*, 5, 1422 – 1430.
- Arntsen, M.L. 2012: Vegtunnelene Eikremtunnelen og Knapptunnelen: Vurdering av refraksjons-seismikk, resistivitet og laboratorieundersøkelser som en del av de ingeniørgeologiske undersøkelsene, MSc. oppgave, NTNU
- Atouzan, F.A., Alotaibi, A.M., Cox, L. & Zhdanov, M.S. 2020: Spectral Induced Polarisation Survey with distributed Array System for Mineral exploration, Case Study in Saudi-Arabia. *Minerals* 2020 10(9) 769. <https://doi.org/10-339/min10090769>
- Barker, R.D. 1981: Offset system of electrical resistivity sounding and its use with a multicore cable. *Geophysical Prospecting* 29, 128 – 143.
- Berger, B. 1983: Geofysiske metoder anvendt i ingeniørgeologiske undersøkelser. Dr.Ing.-oppgave ved NTH, Institutt for petroleumsteknologi og anvendt geofysikk. 3 deler: 1) Fysiske egenskaper i geologiske materialer, 2) Ingeiørgeologiske metoder, og 3) Bruk av elektriske sonderinger i ingeniørgeologiske løsmasseundersøkelser. 31 + 102 + 105 sider.
- Blikra, L.H., Mauring, E., Rønning, J.S. & Tønnesen, J.F. 1991: Geofysiske metoder ved kartlegging av løsmasser. Et eksempel fra Henning i Nord-Trøndelag. NGU Skrifter 103.
- Blikra, L.H. 2006: Åknes/Tafjord-prosjektet – Geofagleg oppsummering og råd til undersøkingar og overvaking. Upublisert NGU-Rapport, sist oppdatert 12.04.2006.
- Blikra, L.H., Anda, E., Høst, J. & Longva, O. 2006: Sannsynlighet og risiko knyttet til fjellskred og flodbølger fra Åknes og Hegguraksla. NGU Rapport 2006.039 (20 s.). [NGU Rapport](#)
- Bogoslovsky, V.V. & Ogilvy, A.A. 1973: Deformation og natural electric fields near drainage structures. *Geophysical Prospecting* 21.4, p. 716 – 723.
- Bolève, A., Revil, A., Janod, F., Mattiuzzo, J.L. & Fry, J.-J. 2009: Preferential fluid flow pathways in embankment dams imaged by self-potential tomography. *Near Surface Geophysics*, 2009, p. 447 – 462.
- Börner, F.D., Schopper, J.R. & Weller, A. 1996: Evaluation of transport and storage properties in the soil and groundwater zone from induced polarization measurements. *Geophysical Prospecting*. 44:583 – 601.
- Brækken, H. & Welde, H. 1937: Geofysisk malmleting Busheim/Hosanger, Osterøy. GM Rapport 9.
- Bølviken, B. & Logn, Ø. 1972: Logging av geoparametere i borhull. Måling av SP, Eh og pH i og omkring Jomaforekomsten, Røyrvik kommune, Nord-Trøndelag (ikke digitalt tilgjengelig).
- Carey, H., Heinson, G. & Sexton, m. 2003: Lighting up the regolith: applied potential exploration method, in *Advances in Regolith* (ed. I.C. Roach). CRC, Leme 45 -48.
- Chiang, C.W., Goto, T.N., Mikada, H., Chen, C.C. and Hsu, S.K. 2012: Sensitivity of Deep-Towed Marine Electrical Resistivity Imaging Using Two-Dimensional Inversion: A Case Study on Methane Hydrate. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, Vol.23, No. 6, 725-732, December 2012. DOI:10.3319/TAO.2012.06.19.01(T).
- Christensen, N.B. and Sørensen, K.I. 1998: Surface and Borehole Electric and Electromagnetic Methods for Hydro-Geophysical Investigations. *European Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 3, 75-90.
- Dagestad, D. Jæger, Ø. & Dalsegg, E. 2005: Grunnvannsundersøkelser i Rafsbotn, Alta kommune. NGU Rapport 2005.009 (34 s.), https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2005/2005_009.pdf
- Dahlin, T. 1993: On the automation of 2D resistivity surveying for engineering and environmental applications. *PhD Thesis*. Department of Engineering Geology, Lund Institute of Technology, Lund University. 187pp, ISBN 91-628-1032-4 (187 p).

- Dahlin, T. & Sjö Dahl, P. 2001: Resistivity and SP Surveying and Monitoring at the Sädva Embankment Dam, Sweden. Procs. 5th European ICOLD Symposium, 25 – 27 June 2001, Geiranger, Norway, p.107 – 113.
- Dahlin, T., Leroux, V. & Nissen, J. 2002: Measuring techniques in induced polarisation imaging. *Journal of Applied Geophysics* 50 (3) p. 279 – 298.
- Dahlin, T. & Zhou, B. 2004: A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrode arrays. *Geophysical Prospecting* Vol 52, Issue 5, p. 379 – 398. DOI: 10.1111/j.1365-2478.2004.00423.x
- Dahlin, T. & Loke, M.H. 2015: Negative apparent chargeability in time-domain induced polarisation data. *Journal of Applied Geophysics* 123 (p. 322 – 332).
<https://dx.doi.org/10.1016/j.jappgeo.2015.08.012>
- Dalsegg, E. 1994: CP-, SP- og ledningsevne målinger ved grafittundersøkelser ved Hornvann, Sortland, Nordland. NGU Rapport 94.003 (25 s.)
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1994/94_003.pdf
- Dalsegg, E. & Rønning, J.S. 2002: Tunnelprosjektet. Geofysiske målinger Langvatnet-øst, Lunner, Oppland. NGU Rapport 2002-106 (15 s.)
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2002/2002_106.pdf
- Dalsegg, E., Elvebakk, H., Rønning, J.S., Mauring, E. & Tønnesen, J.Fr. 2003: Tunnelprosjektet. Geofysiske bakkemålinger og borehullslogging, E39 Skaun kommune i Sør-Trøndelag. NGU Rapport 2003.067 (80s.)
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2003/2003_067.pdf
- Dalsegg, E. & Tønnesen, J.F. 2004: Geofysiske målinger Breitind og Børa, Rauma kommune, Møre og Romsdal. NGU Rapport 2004.008, 21s.
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2004/2004_008.pdf
- Dalsegg, E., Elvebakk, H. & Rønning, J.S. 2004: 2D resistivitet og georadarmålinger Ebbadalen og Wordiekammen, Billefjorden Svalbard. NGU Rapport 2004.058 (23s.)
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2004/2004_058.pdf
- Dalsegg, E., Elvebakk, H., Rønning, J.S. & Solberg, I-L., Solli, A. & Tønnesen, J.Fr. 2006: Geofysiske målinger for løsmassekartlegging i Buvika, Skaun kommune, Sør-Trøndelag. NGU Rapport 2006.006 (33 s.). [NGU Rapport](#)
- Dalsegg, E. og Rønning, J.S. 2006: Elektriske målinger i tunnel, Funna kraftverk, Meråker, Nord-Trøndelag. NGU Rapport 2006.056. (13 s.) https://www.ngu.no/FileArchive/235/2006_056.pdf
- Dalsegg, E. & Rønning, J.S. 2011: Geofysiske målinger Nussir – Ulveryggen, Kvalsund kommune, Finnmark (30 s.) https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2011/2011_072.pdf
- Dalsegg, E. & Elvebakk, H. 2012: Geofysiske målinger i forbindelse med undersjøisk tunnel til Bjarkøya, Troms. NGU Rapport 2012.027, 41 sider.
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2012/2012_027.pdf
- Dalsegg, E. & Koziel, J. 2012: Geofysiske målinger Vannaeid og Fakken, Vanna, Karlsøy kommune, Troms. NGU Rapport 2012.060 (28 s.)
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2012/2012_060.pdf
- Dalsegg, E., Elvebakk, H. & Rønning, J.S. 2014: Geofysiske bakke og borehulls-målinger ved Nussir i 2013, Kvalsund kommune, Finnmark. NGU Rapport 2013.057 (52 s.)
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2013/2013_057.pdf
- Donohue, S., Long, M., L'Heureux, J.-S., Solberg, I.-L. and 7 others 2014: The Use of Geophysics for Sensitive Clay Investigations. In book: L'Heureux, Loyal, S., Leroueil, S., Demers, D. & Locat, J (Eds.) *Landslides in Sensitive Clays*, p.p 159 – 178 (Chap. 13). DOI:10.1007/978-94-007-7079-9
- Drageset, L.N. 2013: Jernbanetunnel Holm – Nykirke – «Rørparaplymetoden». Overraskende parti med lite overdekning. *Fjellsprengningsdagen 2013*, foredrag 13.
- Dretvik, H. & Dalsegg, E. 2013: Resistivitet målinger på Fremoavsetningen, Melhus kommune. NGU Rapport 2013.058, 34s.
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2013/2013_058.pdf
- Elvebakk, H. 2008: Borehullslogging, Åknes, Stranda kommune. NGU Rapport 2008.030 (36 s.)
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2008/2008_030.pdf

- Elvebakk, H. & Braathen, A. 2001: Tunnelprosjektet. Borehullslogging og struktur-geologiske studier Grualia, Lunner kommune. NGU Rapport 2001.117 (92 s.).
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2001/2001_117.pdf
- Elvebakk, H. and Saintot, A. 2011: Geofysisk logging av borehull på Alstein, Randaberg kommune, Rogaland. NGU Report 2011.032, pp. 1-43,
http://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2011/2011_032.pdf
- Elvebakk, H. & Larsen, B.E. 2021: Sammenstilling av resistivitet, seismiske hastigheter og naturlig gammastråling i norske bergarter. Oppdatering av NGU Rapport 2011.042. NGU Rapport 2021.015 (103 s.). https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2021/2021_015.pdf
- Flekkerøy, E.G., Kegeydo, P. Håland, E., Drivenes, G. & Kjerstad, J. 2013a: Hydrocarbon detection trough induced polarisation: Case study from the Frigg area. SEG Annual meeting in Houston TX Paper number SEG-2013-0929.
- Flekkerøy, E.G., Kjerstad, J., Springer, M. mfl. 2013b: Hydrocarbon detection trough induced polarisation: Case study from the North Sea. 75th EAGE Conference & Exhibition incorporating SPE EUROPEC 2013. DOI: 10.3997/2214-4609.20130277.
- Ganerød, G.V. 2007: Applied Structural Geology – Case Studies of Underground Constructions and Rockslides. Ph.D. Thesis, University of Bergen, 2007.
- Ganerød, G. V., Rønning, J.S., Dalsegg, E., Elvebakk, H., Holmøy, K., Nilsen, B. & Braathen, A. 2006: Comparison of geophysical methods for sub-surface mapping of faults and fracture zones in a section of the Viggja road tunnel, Norway. Bull. Eng. Geol. Env. (2006) 65: 231 – 243). ISSN: 1435-9529 (Paper) 1435-9537 (Online).
- Ganerød G.V. & Rønning, J.S. 2008: Bruk av geofysiske metoder som kartleggingsmetode. Bergmekanikkdagen Oslo, 21. november 2008. Artikkel i møtekompendium.
- Ganerød, G.V., Grøneng, G., Rønning, J.S., Dalsegg, E., Elvebakk, H., Tønnesen, J.F., Kveldsvik, V., Eiken, T., Blikra, L.H. & Braathen, A., in press 2008: Geological model of the Åknes Rockslide area, western Norway. Engineering Geology. <http://dx.doi.org/10.1016/j.enggeo.2008.01.018>
- Ganerød, G.V., Dalsegg, E. & Rønning, J.S. 2009a: Geologiske og geofysiske undersøkelser for tunnelstrekning Sandeide-Liavatnet, Ringveg Vest, Bergen. NGU Rapport 2009.077, 23 pp.
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2009/2009_077.pdf
- Ganerød, G.V., Dalsegg, E. & Rønning, J.S. 2009b: 2D resistivitetsmålinger langs den planlagte Holm - Holmestrand – Nykirke jernbanetunnel. NGU Rapport 2009.068.
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2009/2009_068.pdf
- Gautneb, H., Knežević, J., Johannesen, N.E., Wanvik, J.E., Engvik, A., Davidsen, B. & Rønning, J.S. 2017: Geological and ore dressing investigations of graphite occurrences in Bø, Sortland, Hadsel and Øksnes, municipalities, Vesterålen, Nordland County, Northern Norway 2015-2016.
[2017_015.pdf \(ngu.no\)](https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2017/2017_015.pdf)
- Gautneb, H., Rønning, J.S. & Larsen, B.E. 2022: A step towards meeting battery raw material demand: the geology and exploration of graphite deposits, examples from northern Norway. Geological Society of London. Special Publication. Download from <http://sp.lyellcollection.org/> at Norges Geologiske Undersøkelse (NGU).
- Günther, T., Rücker, C., Spitzer, K., 2006. Three-dimensional modelling and inversion of DC resistivity data incorporating topography - II. Inversion. Geophys. J. Int. 166, 506-517.
- Hauck, C., Isaksen, K., Vonder Muhl, D. & Sollid, J.L. 2004: Geophysical surveys designed to delineate the altitudinal limit of mountain permafrost: an example from Jotunheimen, Norway. *Permafrost and Periglacial Processes* Vol.15.3. <https://doi.org/10.1002/ppp.493>
- Heincke, B., Günther, T., Dalsegg, E., Rønning, J.S, Ganerød, G.V. and Elvebakk, H. 2010: Combined three-dimensional electric and seismic tomography study on the Åknes rockslide in Western Norway. Jour. of Appl. Geof. doi:10.1016/j.jappgeo.2009.12.004
- Helle, T.E. 2004: ICG-5-E39 Vigda, Buvika. Natural slope- profile 3. Project report. Geotechnical engineering, NTNU, Trondheim Norway.
- Hugdahl, H. 2008: Undersøkelse av grusforekomst i Vuku, Verdal kommune. NGU Rapport 2008.046 (9s.). https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2008/2008_046.pdf

- Husband, C.R., Cassidy, N.J. & Stimpson, I.G. 2009: The geophysical investigation of lake water seepage in the regulated environment of the Bosherton Lily Ponds, South Wales, UK. Part 1: natural, fracture-related pathways. *Near Surface Geophysics* V.7. Issue 5-6, 2009.
<https://doi.org/10.3997/1873-0604.2009042>
- Huseby, F.C.A. 1966: Lieråsen tunnel. Del II: Geofysiske og videre geologiske undersøkelser. Tekniske meddelelser – NSB, tekniske tidsskrift for Norges Statsbaner, Nr. 3. NSB, Oslo 1968, 11 s.
- Ikard, J., Revil, A., Schutz, M., Karaoulis, M., Jardani, A. & Mooney, M. 2013: Characterisation of Focused Seepage Through Earthfill Dam Using Geoelectrical Methods. *Groundwater*, Vol. 52.6 (p. 952 – 965). <https://doi.org/10.1111/gwat.12151>
- Ikard, J., Rittgers, J., Revil, A. & Mooney, M.A. 2015: Geophysical Investigation of Seepage Beneath an Earth Dam. *Groundwater* Vol 53.2 (p238 – 250). <https://doi.org/10.1111/gwat.12185>
- Isaksen, K., Hauck, C., Gudevang E., Ødegård, R.S & Sollid, J.L. 2002: Mountain permafrost distribution in Dovrefjell and Jotunheimen southern Norway based on BTS and 2D resistivity tomography data. *Norsk Geografisk Tidsskrift* Vol. 56, 122 – 136.
<https://doi.org/10.1080/002919502760056459>
- Iversen, E. 2012: Geologi Bjarkøyforbindelsen. Geologisk undersøkelse av tunneltracé. Geologisk rapport til reguleringsplan. SVV Teknologivdelingen, rapport nr. 2011035874-1 (95s.).
- Johansson, S., Fiandaca, G. & Dahlin, T. 2015: Influence on non-aqueous phase liquid configuration on induced polarization parameters: Conceptual models applied to time-domain field case study. *Journal of Applied Geophysics* 123, p. 295 – 309.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.jappgeo.2015.08.010>
- Johansson, S., Rossi, M., Hall, S., Sparrenbom, C.J., Hegerberg, D., Tudisco, E., Rosenquist, H. & Dahlin, T. 2019: Combining spectral induced polarisation with x-ray tomography to investigate the importance of DNAPL geometry in sand samples. *Geophysics* 84(3) (p.173 – 188).
<https://doi.org/10.1190/geo2018-0108.1>
- Johansson, S., Hedblom, P & Dahlin, T. 2020: Spectral analysis og time domain induced polarization waveforms. *Journal of Applied Geophysics* 177. DOI 10.1016/j.jappgeo.2020. 104037
- Kemna, A., Binley, A., Cassiani, G., Niederleithinger, E., Revil, A., Slater, L., Williams, K.H., Orozco, A.F., Haege, F-H., Hördt, A., Kruschwitz, S., Leroux, V., Titov, K. & Zimmermann, E. 2012: An overview of the spectral induced polarization method for near-surface applications. *Near Surface Geophysics*, 2012, 10, 453-468 doi:10.3997/1873-0604.2012027
- Ketola, M. 1972: Some points of view concerning Mise-A-La-Masse measurements. *Geoexploration* 10: 1 - 21.
- Kihle, O. & Eidsvig, P. 1978: New methods of interpretation for Charged Potential. Extract of a paper presented at the 1thmeeting of the Nordic Association of Applied Geophysics in Oulo, Finland January 11-13, 1978. NGU Rapport 1534 (26 s.) Ikke digital tilgjengelig.
- Kihle, O. 1979: CP-målinger Lindseth skjerp og Joma Vest. NGU Rapport 1667A (11 s.).
<https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1970-1979/1667A.pdf>
- Kim, J.H. 2012: DC 2DPro v. 0.99. User's Guide.
- Kirkeby, T. & Iversen, E. 1996: Rv. 35 Grualia – Slettmoen; tunnel gjennom Tveitmarktoppen, Geologisk undersøkelser for detaljplan. Oppdragsrapport nr. E-218 A, nr. 2. Vegdirektoratet, Veglaboratoriet, Oslo 1996.
- Kirkeby, T. & Kveen, A. 2003: Geologisk kartlegging langs Lunnertunnelen. Kartlegging som en del av «Miljø- og samfunnstjenlige tunneler». Vegdirektoratet, Teknologivdelingen, Oslo 2003
- Libach, L.R., Dagestad, A. & Larsen, B.E. 2016: Grunnvann og grusressurser på Fremo – bidrag til konsekvensutredning. NGU Rapport 2016.027 (27 s.).
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2016/2016_027.pdf
- Lile, O.B. 1971: CP, OPPLADET POTENSIAL. En geofysisk metode for malmkartlegging. Avhandling for den tekniske licentiatgrad. NTH, Institutt for gruedrift. April 1971.
- Lile, O.B. & Kaspersen, P.O. 1979: Elektriske metoder. Kompendium. Inst. For Petroleumsteknologi og Anvendt Geofysikk, NTH.
- Lile, O.B. 1981: Elektriske metoder. Kompendium ved NTNU
- Lile, O.B. 2005: Elektriske metoder. Kompendium ved NTNU

- Lile, O.B., Backe, K.R., Elvebakk, H. and Buan, J.E. 1994: Resistivity measurements on the sea bottom to map fracture zones in the bedrock underneath sediments. *Geophysical Prospecting*, 42, 813-824.
- Lile, O.B., Morris, M. & Rønning, J.S. 1997: Estimating groundwater flow velocity from changes in contact resistance during a saltwater tracer experiment, *Journ. of Appl. Geoph.* 38, 105 - 114.
- Lile, O.B. 2020: Modelling shallow self-potential anomalies over electronic conductors. *Journal of Applied Geophysics* 181. <https://doi.org/10.1016/j.japgeo.2020.104168>
- Ling, C., Revil, A. Qi, Y. mfl. 2019: Application of the Mise_A-La-Masse method to detect the bottom leakage of water reservoirs. *Engineering Geology* 261 (2019) 105272. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2019.105272>.
- Logn, Ø. 1946: Jordelektriske potensialmålinger i geologiens tjeneste. Avhandling ved UiO, Geografisk institutt.
- Logn, Ø. 1949: Geofysisk undersøkelse Tunneltracé Åbjøra kraftanlegg, Nord-Aurdal. GM Rapport 58 (9s.)
- Logn, Ø. & Brækken, H. 1949: Geofysiske undersøkelser Dalatjern og Høydal grube, Midtskogen Løkken verk, Meldal. Forsøksmålinger av forskjellig art. GM Rapport 65, (39 s). <https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1940-1949/GM65.pdf>
- Logn, Ø. 1971: Grongprosjektet. Georekognosering. Skjerp øst for Tronselv, Namsskogan kommune i Nord-Trøndelag. NGU Rapport 905, 12 s. <https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1970-1979/905.pdf>
- Loke, M.H. & Barker, R.D. 1996: Practical techniques for 3D resistivity surveys and data inversion. *Geophy. Prosp.* Vol 44.3, p. 499 – 523. doi.org/10.1111/j.1365-2478.1996.tb00162.x
- Loke, M.H. 2002: RES2DMOD ver. 3.01 Geoelectrical Imaging 2D & 3D. Instruction manual. www.geoelectrical.com.
- Loke, M.H. 2010: RES2DMOD ver. 3.59 Geoelectrical Imaging 2D & 3D. Instruction manual. www.geoelectrical.com.
- Loke, M.H., Chambers, J.E., Kuras, O. & Wilkinson, P.B. 2013: Recent developments in the direct-current geoelectrical imaging method. *Journal of Applied Geophysics* 95, 135 – 156. <http://dx.doi.org/10.1016/j.appgeo.2013.02.017>
- Loke, M.H. 2016: Tutorials: 2D and 3D electric imaging surveys. Revision date 26th June 2016. (192 s.)
- Loke, M.H. 2023: Tutorials: 2-D and 3-D electrical imaging surveys, datert 15. februar 2023. Lastet ned fra www.geotomosoft.com 25. april 2023.
- Long, M., Donohue, S., L'Heureux, J.S., Solberg, I.L., Rønning, J.S., Limacher, R., O'Connor, P., Sauvin, G., Rømoen, M. & Lecomte, I. 2012: Relationship between electrical resistivity and basic geotechnical parameters for marine clays. *Canadian Geotechnical Journal* 49: 1158-1168
- Luo, Y. & Zhang, G. 1998: Theory and Application of Spectral Induced Polarisation, SEG Tulsa Oklahoma, USA.
- Martin, T., Günther, T., Orozco, A.F. & Dahlin, T. 2020: Evaluation of spectral induced polarization field measurements in time and frequency domain. *Journal of Applied Geophysics* 180. <https://doi.org/10.1016/j.japgeo.2020.104141>.
- Mauring, E., Olsen, L. & Rønning, J.S. 1991: Geofysiske undersøkelser på Reinøy, Porsanger kommune i Finnmark. NGU Rapport 91.275 (12 s.). https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1991/91_275.pdf
- Mauring, E. & Rønning, J.S. 1998: Georadarmålinger ved hydrogeologiske undersøkelser I Alta kommune, Finnmark. NGU Rapport 98.032 (21 s.). https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1998/98_032.pdf
- McNeill, D. 1980: Electric conductivity of soils and rocks. Geonics Technical notes TN5. <http://www.geonics.com/pdfs/technicalnotes/tn5.pdf>
- Moen, K. 2007: Rock fall in the Ravneheia tunnel, Farsund. *Bergmekanikk dagen 2007*, Artikkel 5, 19s.
- Moen, K. 2014: Geological and Mineralogical Investigation of the Western part of the Nussir Copper Deposit. Masteroppgave ved NTNU, Institutt for Geovitenskap og Petroleum.

- Morris M. 1996: Geoelectrical measurements for mapping and monitoring conductive plumes in groundwater. Dr.Ing. Thesis, NTH, Department of Petroleum Engineering and Applied Geophysics.
- Morris, M., Rønning, J.S. & Lile, O.B. 1996: Geoelectric monitoring of a tracer injection experiment: Modelling and interpretation. *European Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 1, pp 15 - 34.
- Morris, M., Rønning, J.S. & Lile, O.B. 1997: Detecting lateral resistivity inhomogeneities with the Schlumberger array. *Geophysical Prospecting* Vol. 45, no. 3, p. 435 - 448.
- NGU 2023: Løsmassekart fra NGU, tilgjengelig fra https://geo.ngu.no/kart/losmasse_mobil/
- Nilsen, B, Bollingmo, P. & Nordgulen, Ø. 2007: Raset i Hanekleivtunnelen 25. Desember 2006. Rapport fra undersøkelsesgruppen.
- Olesen, O. 2006: Aktsomhetskart for tunnelplanlegging, Østlandsområdet, Geofysisk tolkning av dypforvitring, M 1:100.000. Norges geologiske undersøkelse, Trondheim.
- Olesen, O., Dehls, J.F., Ebbing, Henriksen, H., Kihle, O. & Lundin, E. 2007: Aeromagnetic mapping of deep-weathered fracture zones in the Oslo Region – a new tool for improved planning of tunnels. *Norwegian Journal of Geology* 87, pp. 253 - 287. ISSN 029-196X
- Olesen, O. & Rønning, J.S. 2008: Dypforvitring: Fortidens klima gir tunnelproblemer. NGU Gråstein nr. 12 (10 sider).
- Olesen, O. og 12 andre 2012: Tropical Weathering In Norway. TWIN Final report. NGU Report 2012.005 (188 p.). https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2012/2012_005.pdf
- Olhoeft, G.R. 1985: Low- frequency electrical properties. *Geophysics* 50: 2492 – 2503.
- Olsson, P.I., Dahlin, T., Fiandaca, G. & Auken, E. 2015: Measuring time-domain spectral induced polarisation in the on-time: decreasing acquisition time and increasing signal to noise ratio. *Journal of Applied Geophysics* 123, p. 316 – 321. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jappgeo.2015.08.009>
- Parasnis, D.S. 1966: *Mining Geophysics*. Elsevier Amsterdam
- Paffhuber, A.A., Lysdahl, A., Sørmo, E., Bazin, S.Skurdal, G., Thomassen, T., Anschutz, H. & Scheibz, J. 2017: Delineating hazardous material without touching – AEM mapping of Norwegian alum shale. *First Break* Vol. 35, Aug. 2017.
- Palmstrøm, A., Nilsen, B., Pedersen, K.B. & Grunt, L. 2003: Miljø og samfunnstjenlige tunneler. Riktig omfang av undersøkelser for berganlegg. Svv Publikasjon 101 (137s.)
- Pelton, W.H. & Smith, P.K. 1976: Mapping porphyry copper deposits in the Philippines with IP. *Geophysics* 41, (p. 106 – 122).
- Pelton, W.H., Sill, W.R. & Smith, R.D. 1983: Interpretation of complex resistivity and dielectric data, Part I. *Geophysical Transactions* 29 (p. 297 – 330).
- Perrin, R., Dickson, K. & Dowson, J. 2019: Delineation of conductive Aquifer using Mise-A-La-Masse. 1 with modified Acquisition Geometry. *SAGEEP Proceedings Volume 2019*, (p. 1 – 4).
- Reiser, F., Dalsegg, E., Dahlin, T., Ganerød, G.V. and Rønning, J.S. 2009: Resistivity Modelling of Fracture Zones and Horizontal Layers in Bedrock. NGU Report 2009.070 (117 pp.). http://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2009/2009_070.pdf
- Reiser, F., Dahlin, T., Rønning, J.S. & Solberg, I-L. 2010: Resistivity modelling for clay characterisation, possibilities and limitations. NGU Report 2010.047 (319p.) https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2010/2010_047.pdf
- Reite, A.J. 1994: Weischelian and Halocene geology of Sør-Trøndelag and adjacent parts of Nord-Trøndelag County, Central Norway. *Geological Survey of Norway, Bulletin* 425, 1- 30.
- Reite, A. J., Sveian, H. & Erichsen, E. 1999: Trondheim fra istid til nåtid – landskapshistorie og løsmasser. NGU Gråsteinen 5, 40 s.
- Reynolds 2011: *An Introduction to Engineering and Environmental Geophysics*, Second Edition. Wiley & Sons, UK.
- Rosenqvist, I.T. 1953: Considerations on the sensitivity of Norwegian clays. *Géotechnique* 3:195-200
- Rønning, J.S. 1981: CP-målinger i Grimelidfeltet, Askvoll, Sogn og Fjordane. NGU Rapport 1800/53C (11 s. og 8 kartbilag). <https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1980-1989/1912.pdf>

- Rønning, J.S. 1981: CP-målinger i Joma-feltet. Røyrvik kommune. NGU Rapport 1854.
<https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1980-1989/1854.pdf>
- Rønning, J.S. 1982: CP-målinger ved Annlifjell i Røyrvik kommune. NGU Rapport 1912.
<https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1980-1989/1912.pdf>
- Rønning, J.S. 1983: Geofysiske målinger ved Borvasselv skjerp, Røyrvik kommune. NGU Rapport 2092.
<https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1980-1989/2092.pdf>
- Rønning, J.S. 1984: IP-, ledningsevne-, SP- og magnetiske målinger ved Fremstfjell i Grong. NGU Rapport 84.002 (38s.). https://www.ngu.no/FileArchive/NGURapporter/84_002.pdf
- Rønning, J.S. 1985: Vertikale elektriske sonderinger og SP-målinger på Sjølandøran, Sunndal kommune, Møre og Romsdal. NGU Rapport 85.012 (23s.).
https://www.ngu.no/FileArchive/NGURapporter/85_012.pdf
- Rønning, J.S. 1993: CP- og SP-målinger ved grafittundersøkelser på Vikeid. Sortland kommune, Nordland 22 s. https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1993/93_018.pdf
- Rønning, J.S. & Dalsegg, E. 1995: Undersøkelse for HVDC-elektrode. Detaljundersøkelse av Storgangen. NGU Rapport 95.132 (18 s.).
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1995/95_132.pdf
- Rønning, J.S. & Dalsegg, E. 2001: Tunnelprosjektet. Geofysiske målinger ved Langvatnet, Lunner, Oppland. NGU Rapport 2001.090 (22s.).
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2001/2001_090.pdf
- Rønning, J.S. 2003: Miljø- og samfunnstjenlige tunneler. Sluttrapport delprosjekt A, Forundersøkelser. Statens vegvesen, Publikasjon 102.
- Rønning, J.S. & Dalsegg, E. 1995: Undersøkelse for HVDC-elektrode. Detaljundersøkelse av Storgangen. NGU Rapport 95.132
- Rønning, J.S. & Elvebakk, H. 2005: Onshore-offshore resistivity studies. Basement resistivity at the Frøya High. NGU Report 2005.032 (20p.).
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2005/2005_032.pdf
- Rønning, J.S., Dalsegg, E., Elvebakk, H., Ganerød, G. & Tønnesen, J.Fr. 2006: Geofysiske målinger Åknes og Tafjord, Stranda og Nordal kommuner, Møre og Romsdal. NGU Rapport 2006.002 (66s.). [NGU Rapport](#)
- Rønning, J.S., Dalsegg, E., Heincke, B.H. & Tønnesen, J.Fr. 2007: Geofysiske målinger på bakken ved Åknes og ved Heggurdaksla, Strand og Nordal kommuner, Møre & Romsdal. NGU Rapport 2007.026 (60 s.). [NGU Rapport](#)
- Rønning, J.S., Olesen, O., Dalsegg, E., Elvebakk, H. & Gellein, J. 2007: Dypforvitring i Oslo-regionen. Påvising og oppfølgende undersøkelser. NGU Rapport 2007.034 (50 s.). [NGU Rapport](#)
- Rønning, J.S., Dalsegg, E., Elvebakk, H., Ganerød, G.V. & Heincke, B.H. 2009a: Characterization of fracture zones in bedrock using 2D resistivity. Proceedings from 5th Seminar on Strait Crossings, Trondheim, June 21 – 24 2009, p. 439 - 444 (SINTEF/NTNU).
- Rønning, J.S., Dalsegg, E., Heincke, B., Olesen, O. og Tønnesen, J.F. 2009b: Geofysiske målinger over tunneler ved Hanekleiv, Ravneheia og Vadfoss. NGU Rapport 2009.040 (33 sider).
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2009/2009_040.pdf
- Rønning, J.S., Ganerød, G.V., Dalsegg, E. & Reiser, F. 2013a: Resistivity mapping as a tool for identification and characterization of weakness zones in bedrock - definition and testing of an interpretational model. Bull. Eng. Geol. Environment Volume 73, Issue 4 (2014), P. 1225-1244.
- Rønning, J.S., Tassis, G. Tsourlos, P. & Dalsegg, E. 2013b: Resistivitet for kartlegging av svakhetssoner i fjell i marine miljø. Muligheter og begrensninger. Bergmekanikkdagen 2013, artikkel 27.1 (16 sider).
- Rønning, J.S., Ganerød, G.V., Dalsegg, E. & Reiser, F. 2014: Resistivity mapping as a tool for identification and characterization of weakness zones in bedrock - definition and testing of an interpretational model. Bull. Eng. Geol. Environment Volume 73, Issue 4 (2014), Page 1225-1244. DOI 10.1007/s10064-013-0555-7.
- Rønning, J.S., Dalsegg, E., Drageset, L., Ganerød, G.V. & Wiig, Hanne Sagen 2015: Resistivitetsmålinger langs jernbanetunnel Holm – Nykirke. Hva kan vi lære? Bergmekanikkdagen 2015, artikkel 31. (15 sider).

- Rønning, J.S., Tassis, G., Kirkeby, T. & Wåle, M. 2016: Retolking av geofysiske data og sammenligning med resultater fra tunneldriving, Knappetunnelen ved Ringveg Vest i Bergen. NGU Rapport 2016.048 (48s.). http://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2016/2016_048.pdf
- Rønning, J.S., Larsen, B.E., Elvebakk, H., Gautneb, H., Ofstad F. & Knežević J. 2017: Geophysical investigations of graphite occurrences in Bø and Øksnes municipalities, Vesterålen, Nordland County, Northern Norway 2015-2016. NGU Report 2017.014 (50 p.) [2017_014.pdf](http://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2017/2017_014.pdf) ([ngu.no](http://www.ngu.no))
- Rønning, J.S., Gautneb, H., Larsen, B.E., Baranwal, V.C., Davidsen, B., Engvik, A.K., Gellein, J., Knežević, J., Ofstad, F., Xiuyan Ren & Viken, G. 2019a: Geophysical and geological investigations of graphite occurrences in Vesterålen, Northern Norway in 2018 and 2019. NGU Report 2019.031 (210 pp.). https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2019/2019_031.pdf
- Rønning, J.S., Tassis, G., Kirkeby, T. & Wåle, M. 2019b: Reprosessing og ny samtolking av geofysiske data med resultater fra tunneldriving, Knappetunnelen ved Ringveg Vest i Bergen. NGU Rapport 2019.014 (57s.). https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2019/2019_014.pdf
- Rønning, J.S., Tassis, G., Wisen, R. & Turesson, B. 2020a: Tomographic inversion of synthetic refraction seismic data. Quality of inversion using various off-end shots, fracture zones depth, fracture zone velocity, soil thickness and hidden layer thickness. NGU Report 2020.044 (53s.). https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2020/2020_044.pdf
- Rønning, J.S., Tassis, G., Kavli, A., Åndahl, T., Olsen F.W.G. & Wisen, R. 2020b: Kvalitet på tolking av seismikk. Eksempler fra E39 Kryssing av Romsdalsfjorden. NGU Rapport 2020.040 (118s.). https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2020/2020_040.pdf
- Rønning, J.S. 2021: Geofysikk og forundersøkelser for tunneler. Sluttrapport fra prosjektet «Forbedrede Forundersøkelser for Utbygging Tunneler» (ForForUT). NGU Rapport 2021.032 (338 s.) https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2021/2021_032.pdf
- Rønning, J.S. 2023: Georadar. Anvendelse, teori, utførelse og eksempler fra undersøkelser. NGU Rapport 2023.002 (128 s.) https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2023/2023_002.pdf
- Sato, M. & Mooney, H.M. 1960: The electrochemical mechanism of sulphide self-potentials. *Geophysics* 25: 226 – 249.
- Sauvin, G., Lecomte, I., Bazin, S., L'Heureux, J.-S., Vanneste, M., Solberg, I.L. & Dalsegg, E. 2013: Towards geophysical and geotechnical integration for quick-clay mapping in Norway. *Near Surface Geophysics*, 2013, 11. Special issues on "Geotechnical Assessment and Geoenvironmental Engineering". doi:10.3997/1873-0604.2012064
- Schiavone, D. & Quarto, R. 1984: Self-Potential in the study of water movements. *Geoexploration* 22, p. 47 – 58.
- Singsaas, P. 1962: Geofysisk undersøkelse av Koma kislelt. GM Rapport 232 – 359 (18 s. 8 kartbilag). <https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1960-1969/232-359.pdf>
- Sharma, P.M. 1997: Environmental and engineering geophysics. Cambridge University Press. ISBN 0 521 57632 6
- Shetter, M.R. 2007: Forward modelling and inversion of streaming potentials for the interpretation of hydraulic conditions from Self Potential data. PhD Thesis at University of British Columbia (UBC, Geological Engineering).
- Solberg, I.L. 2007: Geological, geomorphological and geophysical investigations of areas prone to clay slides: Examples from Buvika, Mid Norway. PhD Thesis. Institutt for geologi og bergteknikk, NTNU, Trondheim, 213 s.
- Solberg, I.-L., Rønning, J.S., Dalsegg, E., Hansen, L., Rokoengen, K. & Sandven, R. 2008: Resistivity measurements as a tool for outlining quick-clay extent and valley-fill stratigraphy: a feasibility study from Buvika Central Norway. *Can. Geotech. J.* 45: 210 – 225. doi 10.1139/T07-089.
- Solberg, I.-L., Hansen, L., Rønning, J.S. & Dalsegg, E. 2010a: Veileder for bruk av resistivitet i potensielle kvikkleireområder. NGU Rapport 2010.048 (93s.) https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2010/2010_048.pdf

- Solberg, I.L., Dalsegg, E. & Hansen, L. 2010b: Geofysiske målinger for løsmassekartlegging i Rissa, Sør-Trøndelag. NGU Rapport 2010.045.
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2010/2010_045.pdf
- Solberg, I.L., Dalsegg, E. & Hansen, L. 2011: Geofysiske målinger for løsmassekartlegging i Namsos, Nord-Trøndelag. Data og tolkninger. NGU rapport 2010.046.
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2010/2010_046.pdf
- Solberg, I.L., Dalsegg, E., L'Heureux, J.S. Rønning, J.S. 2012a: Resistivetsmålinger for løsmassekartlegging ved skredgrop på Byneset, Sør-Trøndelag. NGU rapport 2012.004
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2012/2012_004.pdf
- Solberg, I.L. & Dalsegg, E. 2012b: Resistivetsmålinger for løsmassekartlegging i Kaldvelladalen og ved Fallan i Melhus kommune, Sør-Trøndelag. Data og tolkninger. NGU rapport 2012.013.
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2012/2012_013.pdf
- Solberg, I.L., Dalsegg, E. & L'Heureux, J.S. 2012c: Resistivetsmålinger for løsmassekartlegging ved Rein kirke i Rissa, Sør-Trøndelag. Data og tolkninger. NGU rapport 2012.018.
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2012/2012_018.pdf
- Solberg, I.L., Dalsegg, E., L'Heureux, J.S. & Rønning, J.S. 2012d: Resistivetsmålinger for løsmasseutbredelse og skredproblematikk langs strandsonen ved Sørbotn i Rissa, Sør-Trøndelag. NGU rapport 2012.025.
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2012/2012_025.pdf
- Solberg I.L., Hansen L., Rønning J.S., Haugen E.D., Dalsegg E. & Tønnesen, J.F. 2012e: Combined geophysical and geotechnical approach for ground investigations and hazard zonation of a quick-clay area, Mid Norway. Bulletin of Engineering Geology and the Environment 71(1):119-133. doi:10.1007/s10064-011-0363-x
- Solberg, I.L., Hansen, L., Rønning, J.S. & Dalsegg, E. 2012f: Quick-clay distribution assessed from 2D resistivity measurements: recent developments based on test sites in Mid Norway. I: Eberhardt, E., Froese, C., Turner, A.K., Leroueil, S. (red.): Landslide and engineered slopes: Protecting society through improved understanding, p. 621-626 (Proceedings of the 11th International and 2nd North American Symposium on Landslides and Engineered slopes, Banff, Canada, 3-8 June 2012)
- Solberg, I.L., Dagestad, A. & Dalsegg, E. 2014a: 2D resistivetsmålinger ved Brubakken, Melhus sentrum og Skjerdingstad i Melhus kommune, Sør-Trøndelag. Data og tolkninger. NGU-rapport 2014.022. https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2014/2014_022.pdf
- Solberg, I.L., Hansen, L., Rønning, J.S. & Dalsegg, E. 2014b: Applications of 2D resistivity measurements for quick-clay mapping in Mid Norway. I: L'Heureux, J.-S., Locat, A., Leroueil, S., Demers, D. & Locat, J. (red): Landslides in Sensitive Clays: From Geosciences to Risk Management, Advances in Natural and Technological Hazards Research 36, kap. 14, DOI 10.1007/978-94-007-7079-9_13, Springer Science+Business Media Dordrecht 2014
- Solberg, I.L., Baranwal, V.C, Dalsegg, E., Dretvik, H., Gasser, D., Rønning, J.S. & Tønnesen, J.F. 2015: Geologi på Byneset: en sammenstilling av geologiske, geofysiske og geotekniske data. NGU rapport 2015.002. https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2015/2015_002.pdf
- Solberg, I.L., Long, M., Baranwal, V., Gylland, A. & Rønning, J.S. 2016: Geophysical and geotechnical studies of geology and sediment properties at a quick-clay landslide site at Esp, Trondheim, Norway. Engineering Geology 208: 214-230
- Storrø, G. 1986: Hydrogeologiske undersøkelser på Sjølandøran, Sunndal kommune. Sluttrapport. NGU Rapport 86.176 (41 s. inkl. Bilag).
https://www.ngu.no/FileArchive/NGURapporter/86_176.pdf
- Storrø, G., Elvebakk, H. & Rønning, J.S. 2002: Tunnelprosjektet. Borehullslogging og strukturgeologiske studier Gualia, Lunner kommune. NGU Rapport 2002.051 (50s.).
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2002/2002_051.pdf
- Stummer, P. Maurer, H. & Green, A.G. 2004: Experimental design: electrical resistivity data sets that provide optimum subsurface information. *Geophysics*, **69**, 120 – 139.
- SVV 2018: Kartlegging av svakhetssoner i berg med resistivitet. Veiledning. Statens vegvesen Rapport Nr. 305 (19 s.). Søk (unit.no)

- Tassis G., Dalsegg, E., Rønning, J.S. & Tsourlos, P. 2013a: Detection and characterization of fracture zones in bedrock in marine environment. NGU Report 2013.017 (74pp.)
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2013/2013_017.pdf
- Tassis, G.A., Tsourlos, P.I., Rønning, J.S. 2013b: Marine ERT Modelling for the Detection of Fracture Zones - Poster presentation under "Geophysics in Engineering Geology", Extended abstract, Near Surface Geophysics 2013, 9-11 September, Bochum, Germany.
- Tassis, G., Rønning, J.S. & Rohdewald, S. 2017: Refraction seismic modelling and inversion for the detection of fracture zones in bedrock with the use of Rayfract® software. NGU Report 2017.025 (62pp.). https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2017/2017_025.pdf
- Tassis, G. & Rønning, J.S. 2018: Reprocessing of ERT data from Åknes. Stranda Municipality, Møre & Romsdal. NGU Report 2018.002 (85 p.). [2018_002.pdf \(ngu.no\)](https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2018/2018_002.pdf)
- Tassis, G., Rohdewald, S. & Rønning J.S. 2018: Tomographic Inversion of Synthetic Data Using Various Starting Models in Rayfract® software. NGU Report 2018.015 (45pp.).
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2018/2018_015.pdf
- Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E. & Keys, D.A. 1977: Applied Geophysics. Cambridge University Press, Cambridge 1978. ISBN 0 521 20670 7.
- Thunhead, H. & Olsson, O. 2004: Borehole corrections for a thick resistivity probe. JEEG, December 2004, Volume 9, Issue 4, pp. 2
- Tsourlos, P.I., Tsokas G.N. & Albanakis, K. 2001: Geoelectrical surveys in marine environments. Geowaters Project Report, 2001.
- Tønnesen, J.Fr., Dalsegg, E. & Rønning, J.S. 2012: Geofysiske bakkemålinger på Lista i 2011. NGU Rapport 2012.058 (27 s.).
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2012/2012_058.pdf
- Vanhala, H., Soininen, H. & Kukkonen, I. 1992: Detecting organic chemical contaminants by spectral-induced polarization method in glacial till environment. Geophysics 57 (8) (p.1014 – 1017).
<https://doi.org/10.1190/1.1443312>
- Vaudelet, P., Schmutz, M., Pessel, M., Franceschi, M., Guérin, R., Atteia, O., Blondel, A., Ngomseu, C., Galaup, S., Rejiba, F. & Bégassat, P. 2011: Mapping of contaminant plumes with geoelectrical methods. A case study in urban context. Doi: 10.1016/j.jappgeo.2011.09.023
- Veslegard, G. & Rueslåtten H. 1984: SP-målinger: Et hjelpemiddel ved hydrogeologiske vurderinger. Vann 1984.
- Viezzoli, A. & Kaminsky, V. 2016: Airborne IP: examples from the Mount Milligan deposit Canada, and the Amakinskaya kimberlite pipe, Russia. Exploration Geophysics.
<http://dx.doi.org/10.1071/EG16015>.
- Walker, P. 1993: Airborne radon hazard mapping – Løten, Hedmark County, Norway. NGU Report 1993.046 (50 pp.). https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1993/93_046.pdf
- Walker P. & Smethurst, M.A. 1993: The distribution of 137 Cs in the Meråker and Grong/Snåsavatnet areas. NGU Report 93.045 (44 pp.). [93_045.pdf \(ngu.no\)](https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1993/93_045.pdf)
- Weller, A., Nordsiek, S. & Bauerochse A. 2006: Spectral induced polarisation- a geophysical method for archaeological prospection in peatlands. Journal of Wetland Archaeology, 6 105 -125.
- Westerdahl, H. 2003: Seismisk modellering. Modellering av seismiske data over løsmassefylte depresjoner, svakhetssoner og ved kabelheng. NGI Rapport 2001042-3. "Miljø- og samfunnstjenlige tunneler", Rapport nr. 32.
- Wood, P. 2014: Polarising Pyrite. GEOExPro, mai 2014 s. 32 – 34.
- Wåle, M. 2009: Refraksjonsseismiske undersøkelser Ringveg Vest, byggetrinn 2 Sandeide-Liavatnet. GeoPhysix, Rapport.



NORGES
GEOLOGISKE
UNDERSØKELSE
- NGU -

Norges geologiske undersøkelse
Postboks 6315, Sluppen
7491 Trondheim, Norge

Besøksadresse
Leiv Eirikssons vei 39
7040 Trondheim

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