

Kenneth Thomsen Rudolfson

**Bruk av elektrisk resistivitet tomografi
(ERT) til å undersøke variasjoner av
vanninnhold i bakken – et metodeforsøk**

Masteroppgave i Geografi

Trondheim, mai 2015

Norges teknisk-naturvitenskaplige universitet

Fakultet for samfunnsvitenskap og teknologiledelse

Geografisk institutt

Veileder: Ivar Berthling



Abstract

This master's thesis is written for Jernbaneverket (the Norwegian National Rail Administration), in relation to the NIFS project (natural hazards, infrastructure, floods and landslides). Climate change presents an increased factor of natural hazards related to hydrological issues.

The ERT method was used to investigate the difference in resistivity for different types of vegetation that could be linked to potential water content. ERT surveys were carried out in four locations in Soknedal (located in the middle of Norway). Four slopes were surveyed: two had grass vegetation, one had forest vegetation, and the last slope had mixed vegetation.

The results indicate a pattern where forest vegetation has higher resistivity values than smaller vegetation, for example grass. The ERT method has shown to be useful to investigate the role of water content in soils.

Forord

Denne masteroppgaven er en metodisk oppgave, der det er blitt brukt geofysisk måleinstrument til å gjøre kartlegging av resistivitetsforskjeller i forbindelse med forskjellig arealdekke. Oppgaven er skrevet for Jernbaneverket i prosjektet for naturfare infrastruktur flom og skred (NIFS). Oppgaven representerer et personlig arbeid på alle områder, alt fra valg av oppgave til planlegging og gjennomføring av feltarbeid, samt databehandling. En utfordrende oppgave på mange måter, der enhver løsning har avlet fram nye utfordringer underveis. Det er mye som ikke har godt som planlagt, en liten dose med Murphys lov er alltid til stede. Tidsrommet for å sette seg inn i å bruke en helt utkjent metode og intrikat programvare har vært knapp, men samtidig vært en spennende og lærerik prosess. Jeg har tatt et emne som handler om geofysiske metoder parallelt med oppstart av oppgaven, som var nødvendig for å få mer kunnskap om metoden.

Til slutt vil jeg gi en stor takk til min bedre halvdel Karoline Solheim for korrekturlesing og motivasjon, og min familie for god støtte gjennom hele studiet.

I tillegg vil jeg takke Åsmund E. Mathisen og Eirik Larsen for bærehjelp og assistanse i forbindelse med feltarbeid. Takk til Ivar Berthling som veileder. Takk til Steinar Myrabø i Jernbaneverket for muligheten til å skrive oppgave for et spennende og samfunnsnyttig prosjekt.

Trondheim, mai 2015

Kenneth Thomsen Rudolfson

Innhold

Abstract	I
Forord	V
Figurliste.....	XI
1. Innledning.....	1
1.1 Introduksjon og bakgrunn for oppgaven	2
1.1.1 Elektrisk resistivitet og metodikkens utvikling.....	2
1.2 Problemstilling/forskningsspørsmål	4
2. Områdebeskrivelse	5
2.1 Lokalisering	5
2.2 Grunnforhold i midt-Norge	5
2.2.1 Kvartær tidsperiode og landskapsdannelse	6
2.2.2 Soknedals grunnforhold	6
2.3 Vegetasjon	7
2.4 Hydrologi og klima.....	7
3. Hydrologi og sedimenter i jord	9
3.1 Hydrologi.....	10
3.1.1 Markvann og grunnvann	12
3.1.2 Hydrologisk effekt av vegetasjon	13
3.1.3 Vannbevegelse i jord.....	14
3.2 Grunnforhold	15
3.2.1 Jordegenskaper.....	15
3.2.2 Podsoljordsmonn.....	17
3.2.3 Jordhorisontene	17
4. Metode.....	19
4.1 Elektrisk resistivitet tomografi - metodisk teori	19
4.1.1 Tomogram, pseudoseksjon og visualisering	20
4.1.2 Resistivitet.....	21

4.2 Resistivitet og fysiske egenskaper av materialet i jorda.....	22
4.2.1 Elektrisk resistivitetsegenskaper i geologisk material.....	23
4.3 Feltarbeid til resultater – Pseudoseksjon og tilsynelatende verdier.....	24
4.3.1 Teoretisk forsøksoppsett	26
4.3.1.1 Utstyr og programvare	26
4.3.1.2 Praktisk gjennomføring av feltarbeid.....	27
4.3.1.3 Datainnsamling og målesoppsett og målekonfigurasjon.....	29
4.3.1.4 Helse Miljø og Sikkerhet.....	30
5. Resultat.....	31
5.1 Arbeidsprosess fra behandling av pseudodata til framstilling.....	31
5.2 Pseudodata og tilsynelatende resistivitet	33
5.3 Behandling av data - analyse av resultater	34
5.3.1 Ufullstendige og feilaktige datapunkter.....	34
5.3.2 Feilkilder i databehandling	36
5.3.2.1 Topografisk data.....	36
5.3.3 Inversjon – syntetisk modell	37
5.3.4 RMS error – kvadratisk middelvei	38
5.4 Beregnede resistivitetsmodeller.....	43
5.4.1 Forsøksområde L.1	43
5.4.2 Forsøksområde L.2	44
5.4.3 Forsøksområde L.3	45
5.4.4 Forsøksområde L.4	46
6. Diskusjon.....	49
6.1 Metodikkens usikkerhetsfaktorer og feilkilder.....	49
6.1.1 Oppsett av instrument og innhenting av data i felt	49
6.1.2 Tolkning og behandling av data.....	51
6.1.2.1 Inversjon og behandlingsusikkerheter.....	52

6.1.3 Ytre miljøpåvirkning på datamaterialet og artefakter	54
6.1.4 Metodikkens skala	55
6.1.4.1 Temporal skala	55
6.1.4.2 Romlig skala.....	56
6.2 Oppsummering av usikkerhetsfaktorer og feilkilder	57
6.3 Diskusjon av resultatprofiler	58
6.3.1 Forsøksområde L.1	58
6.3.2 Forsøksområde L.2	61
6.3.3 Forsøksområde L.3	62
6.3.4 Forsøksområde L.4	63
6.4 Virkning av ulik vegetasjonsdekke – oppsummering av resultatprofilene.....	64
6.5 ERT i forbindelse med vann og naturfare	66
7. Konklusjon	71
8. Videre arbeid	73
9. Referanser.....	75

Figurliste

Figur 1 Lokalisering av forsøksområdene i Soknedal. Rødt omriss viser hvor forsøksområdene er plassert (L.1 - L.4). Dette er en illustrasjon og har derfor ikke målestokk. (Google Earth, 2014) (redigert).....	5
Figur 2 Løsmassekart over Soknedal. Forsøksområder der det er utført måling (L.1 - L.4) er innrammet med blå firkant. (NGU, 2014) (redigert).	6
Figur 3 Klimastatistikk for Soknedal og grafen viser langtidsstatistikk. Normalveriene er vist med tykk svart horisontal linje. De blå søylene av figuren gir indikasjon på mengde nedbør sammenliknet med normalen. (Meteorologisk institutt, 2014).	8
Figur 4 Illustrasjon av vannbevegelse i jord/løsmasser i forbindelse med vegetasjon. (Scientific illustrations, 2014).....	9
Figur 5 Konseptuell modell av vannbevegelse. Fra nedbør til vannbevegelse og lagring på vei til grunnvannet. Ulike påvirkninger på vannets rute blir vist med ulike symboler. (Koch et al., 2009).	11
Figur 6 Typisk vannlagringsevne i jord med ulik sedimentinnhold. Tilgjengelighet av vann til vegetasjon er innrammet i grått felt. C, leire. F, finsedimenter. H, stein. L, sandholdig leire. Lt, lett materiale. S, sand. St, silt. Sy, sandig. (Brooks et al., 2013).....	12
Figur 7 Figur 7 Grunnvann, markvann, grunnvannspeil. (Grunnvann, 2015).....	12
Figur 8 Modell for tilgjengelighet av vann. a) høsten, porerom i jord fylles gradvis med tilført nedbør. b) gjennom vinteren og nedbørssesongen på våren blir det mer mobilt vann tilgjengelig for bevegelse. c) Gjennom sommeren blir mange porerom tømt, mindre vannbevegelse tilgjengelig og resterende vann bindes i små porerom og vegetasjon binder vannet. (Brooks et al., 2010).	14
Figur 9 Vannbevegelse i jord beveger seg fra steder med høyt vannpotensial ψ (våtere) til områder med lavere potensial ψ (tørre). Ettersom vannet uttørres fra overflaten (rotsonen) vil vannet riktignok få økt motstand (r_s) og resulterer i mer innviklet og kronglete veier for vannet å bevege seg gjennom tynnere vannfilmer på jordpartiklene. (Brooks et al., 2013).....	15
Figur 10 Klassifisering av sedimenter. Trekantet viser prosentvis fordeling av leire, silt og sand. (Horiba, 2014).	16
Figur 11 Forskjellig materialstørrelse har ulike egenskaper og kommer av deres porøsitet, hvor mye vann som er tilgjengelig og evnen til retensjon av vann. Kilde: Ralph, 1983.....	16
Figur 12 Typisk jordprofil med horisonter for skog i en skråning. Horisonter, ABCD og grunnfjell. Til høyre i figuren (K) vises hydraulisk konduktivitet. Lateral bevegelse er mest vanlig i C horisonten, og forekommer ved større nedbørshendelser i B horisonten. (Sidle & Ochiai, 2006).....	17
Figur 13 Prinsipp av Wenner konfigurasjon. Det sendes ut strøm mellom A og B og måler potensialforskjell mellom M og N. De fire ulike eksempel viser hvordan strøm bevege seg i forhold til høy og lav konduktivitet. A. Strømmen går gjennom lav resistivitet og blir hindret av underliggende lag med høyere resistivitet slik at strømmen bremset. B. viser det motsatte av den forrige. C) Strømmens linjebevegelse vil konsentreres gjennom det blå mediet i midten. D. Viser det motsatte av den forrige. (Pierce et al., 2012). 19	
Figur 15 De mest anvendte målekonfigurasjoner. Strøm sendes ned i bakken gjennom C1 og C2 elektrodene, og spenningsdifferansen/potensialet måles mellom P1 og P2 elektrodene. a) Wenner, b) Wenner-Schlumberger, c) Pole-dipole, d) Dipole-dipole, e) Pole-Pole, f) Gradient. (Gupta, 2011).....	20

Figur 14 Tomografisk illustrasjon. (Wiki2, 2014).	20
Figur 16 Figur viser sammenhengen mellom resistans og resistivitet. (Pierce et al., 2012).....	21
Figur 17 Figuren viser tre ekstreme forskjeller i resistivitet og struktur, hvordan strøm kan bevege seg i forbindelse via og mellom disse. (Reynolds, 2011).....	22
Figur 18 Eksempler på resistivitetsverdier til ulikt geologisk material, inklusivt vann. (Standford, 2014).	23
Figur 19 Forskjellig geologisk materialstrukturer, porerom og ledningsevne. Lyseblå farge representerer god ledningsevne (McNeill, 1980).	23
Figur 20 Skjematisk visning av hvordan pseudoseksjonen blir bygd opp med Wenner målekonfigurasjon. Det sendes ut strøm og måles over ulike elektroder i forskjellig nummerering som til sammen bygger opp seksjoner. (Gupta, 2011).....	25
Figur 21 ABEM utstyr til innsamling av resistivitetsmålinger: Terrameter LS måleinstrument, elektroder (42), kabeljumpere (42), tilkobling til eksternt batteri, 2stykk kabeltrombler, multimeter. (Abem, 2012).....	26
Figur 22 Måleoppsett, med terrameteret, eksternbatteri, kabeltrommel, elektroder med jumpere. Hvit stiplet linje viser 40meter/halvt målestrekk fra L.1 der elektrodene er satt ned. (Foto: Kenneth T. Rudolfson)	27
Figur 23 Illustrasjonsoversikt av forsøksområdenes lokasjon (L.1 - L. 4) er vist i innrammede utsnitt. Rød linjer viser målestrekk (80 meter), og A & B samsvarer med retning på målingene. Alle utsnittene er vist i vist i nordlig retning. (Kartverket, 2014) (redigert).....	28
Figur 24 Eksempel fra L.3, oppdeling i blokker/celler av datapunkter fra pseudodata. Blokkene har lik størrelse og er oppdelt i 366 blokker. Elektrodeavstanden under innsamling av data var to meter. Maksimal pseudodybde er målt til 12.5 meter.....	32
Figur 25 Flytskjema for prosess for inversjon eller «forward modelling». (Pierce et al., 2012).....	33
Figur 26 L.1 Pseudoseksjon med tilsynelatende verdier. A, B viser måleretning	33
Figur 27 L.2 Pseudoseksjon med tilsynelatende verdier. A, B viser måleretning	34
Figur 28 L.3 Pseudoseksjon med tilsynelatende verdier. A, B viser måleretning	34
Figur 29 L.4 Pseudoseksjon med tilsynelatende verdier. A, B viser måleretning	34
Figur 30 Systematisk feil med utenforliggende datapunkt i rådata i midten av profilet, ved forsøksområde L.1.	35
Figur 31 Behandlede utenforliggende datapunkter av forsøksområde L.1.....	35
Figur 32 Ved tydelig topografisk relieff langs målestrekket kan det være påvirkning på strømlinjebevegelsen, og må tas i betraktning ved beregning av resistivitet. (Fox et al. 1980).	36
Figur 33 RMS for forsøksområde L.1	39
Figur 34 RMS error for forsøksområde L.2.	40
Figur 35 RMS error for forsøksområde L.3.	41
Figur 36 RMS error for forsøksområde L.4.	42
Figur 37 viser endelig resultat for jordbrukslandskap L.1/modell med topografi, 7 søkerunder med error på 4.4 %. Punkt A (0 meter) mot B (80 meter) retning for måleretning. Y-aksen viser elevasjon, fra 360m.o.h, ned til 330 m.o.h. Laveste resistivitetsverdi starter med blått (15 ohmmeter) på venstre side av skala, økende mot høyre opp til 22.000 ohmmeter. Elektrodeavstand er 2 meter. Svart pil viser artefakt.....	43
Figur 38 endelig resultat av jordbrukslandskap L.2. Syntetisk modell med topografi, 7 søkerunder med error på 5.3 %. Punkt A (0 meter) mot B (80 meter) retning for måleretning. Y-aksen viser elevasjon, fra 290 m.o.h., ned til 315 m.o.h. Laveste resistivitetsverdi starter med blått (9 ohmmeter) på venstre side av skala,	

økende mot høyre opp til 5.450 ohmmeter. Elektrodeavstand er 2 meter. Svart strek rammer inn angivelig utbredelse av artefakt.....	44
Figur 39 viser endelig resultat for skogsområde, bestående av barskog fra A til lauvskog mot B, adskilt med vertikal linje. Syntetisk modell med topografi, 7 søkerunder med error på 5.0 %. Punkt A (0 meter) mot B (80 meter) retning for måleretning. Y-aksen viser elevasjon, fra 332m.o.h, ned til 350 m.o.h. Laveste resistivitetsverdi starter med blått (43 ohmmeter) på venstre side av skala, økende mot høyre opp til 18.700 ohmmeter. Elektrodeavstand er 2 meter. Svart pil viser forsenkning hvor det går et bekkeløp. Svart linje viser angivelig grunnvannsspeilet.....	45
Figur 40 viser endelig resultat for L.4, som har tredelt arealdekke med ren skog, med overgang til blandet vegetasjon ned til sparslig vegetasjon med myr. Syntetisk modell med topografi, 7 søkerunder med error på 2.0 %. Punkt A (0 meter) mot B (80 meter) retning for måleretning. Y-aksen viser elevasjon, fra 110 m.o.h., ned til 135 m.o.h. Laveste resistivitetsverdi starter med blått (37 ohmmeter) på venstre side av skala, økende mot høyre opp til 990 ohmmeter. Elektrodeavstand er 2 meter. Svart innramming i midten av profilet er feilkilde.....	46
Figur 41 Mulig utfall fra en inversjonsprosess. Venstre side (V1) viser noe som kan være en stein, V2 tolket som ikke stein. H1 Viser et jernrør har blitt en del av omgivelsene og utvidet nærliggende resultat i lagdelingen. H2 Viser at jernrør er kjent og adskilt. (Pierce et al., 2012) (redigert).	53
Figur 42 Forsøksområde L.1. A, B viser måleretning. Jordbruksareal med gressdekke. Svart linje viser en tydelig overgang fra høy til lav resistivitet. Feilkilde er påvist i midten av målingen. Mulig grunnvannsspeil er antatt å befinne sted på venstre side av profilet (A). Mulig grunnvannsspeil er vist med pil.....	58
Figur 43 Gjennomsnittlig forhold mellom jord og konduktivitet i dybden. Figuren viser observert grunnvann ved tre meters dyp. (Jayawickreme et al., 2010).	59
Figur 44 ERT måling av skog (venstre side) og gresslandskap (høyre side). Romlig og temporal fordeling av fuktighet i jord over de to vegetasjonsområdene. Skog har høyere resistivitet enn gresslandskap. (Jayawickreme et al., 2010).	60
Figur 45 Forsøksområde L.2. Svart linje viser en tydelig overgang fra høy til lav resistivitet. Feilkilde er påvist i midten av målingen. Mulig grunnvannsspeil er antatt å være på venstre side av profilet.	61
Figur 46 Profil av forsøksområde L.3. Vegetasjonsdekket består av fra (A) Barskog med overgang til Lauvskog (B). Svart linje deler høy resistivitet i overflaten til svært lav resistivitet under. Svart pil på venstre side (A) viser en forsenkning der det går en bekk.	62
Figur 47 Skogområde i høyre side, med overgang til blandet mindre vegetasjon ned til starten på myrområde i venstre del av bildet. Svart linje skiller ren skog fra de andre.	63
Figur 48 Gjennomsnittlig mengde konduktivitet for gressland og skog over en lengre periode med prosentvis endring fra høy resistivitet med varme farger til lav resistivitet med kald farge. Høyre halvdel av resistivitetsmålingene viser gresslandskap og venstre side viser skogslandskap. Grunnvannsspeilet ligger på 3 meters dyp. (Jayawickreme et al., 2008).	64
Figur 49 Todelt måling gjort av skog og gresslandskap med Wenner konfigurasjon. Resistivitetverdier er vist i senter av figuren i ohmmeter i en mørk til lys fargeskala. Mørk farge viser lave verdier (50 ohmmeter) og lyse verdier viser høye verdier (400 ohmmeter). Skogsområdet har generelt høyere resistivitet enn gresslandskapet. (Jayawickreme et al., 2010).....	65

Figur 50 Målt vanninnhold (mm) i rotsone og daglig nedbør for en furuskog. Avskoging i svart, beplantet skog (10år gammel) i blå, og utgangspunktet med skog i grønt. (Winkler et al., 2010).	66
Figur 51 Vegetasjonsrift ved forsøksområde L.1.	68
Figur 52 Skred som følge av rifter i vegetasjon, som følge av beitedrift. (Rickli & Bucher, 2007).	69
Figur 53 Identifisering av glideplan for skred, markert med rød stiplet linje. (Perrone & Piscitelli, 2014).	70

1. Innledning

Denne masteroppgaven er skrevet i et samarbeid med Jernbaneverket, som er en del av NIFS-prosjektet (Naturfare, infrastruktur, flom og skred), der prosjektet også består av følgende aktører: Statens vegvesen og Norges vassdrags- og energidirektorat. Oppgaven er rettet mot et pilotfelt i Soknedal, nær Støren i Midtre-Gauldal kommune i Sør-Trøndelag.

NIFS-prosjektet pågår i perioden mellom 2012-2015, og har et budsjett på 42 millioner kroner. Det er syv delprosjekter i prosjektet, hvor denne oppgaven tilhører delprosjekt 5; håndtering av flom og vann på avveie. På grunn av mange vannrelaterte hendelser med tanke på naturfare de siste årene har det gitt økt fokus på flom og vann på ”ville veier”.

Klimaendring vil trolig gi økt sannsynlighet for flere utfordringer som flom og jordskred. Konsekvensene kan bli større som følge av fysiske inngrep er et av fokusene for prosjektet, med mål å redusere skader på infrastruktur, bebyggelse og mennesker (NIFS, 2014).

Vannrelaterte naturhendelser er en nøkkelfaktor som påvirker stabiliteten i skråninger, og det kan være nødvendig å kartlegge utsatte områder. Elektrisk resistivitet tomografi (ERT) blir i denne oppgaven anvendt til å kartlegge grunnforholdene, som kan være med å gi økt informasjon om hydrologiske endringer som kan påvirke stabiliteten, således kunne føre til eventuelt jordskred.

Undersøkelse av grunnen vil være med på å kunne gi informasjon om variabilitet i de hydrologiske forhold i bakken. Det er gjort lite spesifikke undersøkelser med resistivitetsmålinger i forbindelse med vegetasjon/skog i Norge ut fra litteratursøk.

1.1 Introduksjon og bakgrunn for oppgaven

Det er forventet klimaendring over store deler av verden i de kommende år (IPCC, 2014). Dette vil sannsynligvis gi variert endring for ulike deler av verden, der enkelte steder vil oppleve tørke, og andre steder vil bli våtere. Når det gjelder midt-Norge, er dette en region der det kan forventes en trend med et varmere og våtere klima (Vulclim, 2014; Hisdal et al., 2011) som sannsynligvis vil gi mer ekstremt vær (Jaedicke et al., 2008). Dette gjelder for de fleste scenarier, som viser at det blir høyere frekvens av ekstremnedbør (NVE, 2013). Det globale klima er med på å påvirke det som skjer i Norge. Klimaframskrivingene for Norge blir framstilt på bakgrunn av nedskalerte globale modeller av klimaframskrivinger (IPCC, 2014), som ikke tar hensyn til lokale variasjoner. Det er med andre ord stor usikkerhet knyttet til klimascenarier, men noen usikkerhetsmomenter eksempelvis nedbør er det mulig å ta hensyn til.

Klimaframskrivinger for midt-Norge generelt viser at det har vært og vil være en økning i både hyppighet og intensitet av styrtregn (Hanssen-Bauer et al., 2009; Lawrence og Hisdal, 2011). Ved økt tilførsel av nedbør vil det være mer vann tilgjengelig i grunnen, som igjen vil påvirke vannbalansen og kan føre til redusert skråningsstabilitet (Selby, 1993).

1.1.1 Elektrisk resistivitet og metodikkens utvikling

Det har vært lite fokus på sammenhengen mellom elektrisk resistivitet tomografi (ERT) målinger og vegetasjon i hydrogeologiske studier. Undersøkelser med denne geofysiske metoden har gradvis blitt mer anvendt i hydrogeologi de siste årene (Robinson et al., 2008).

Geologisk material og løsmasser (jord) som er avsatt og senere videreutviklet til jordsmonn er et komplisert system bestående av heterogent sedimentinnhold, organisk material og porer som er fylt med væske og luft. ERT kan gi indikasjon på hva som fins i grunnen. I den umettede sonen i jorda, forgår det både lagring og transport av vann, som er viktige momenter til å forstå sammenhenger med vegetasjonens funksjon og rolle på hydrologien (Zumr et al., 2011; Robinson et al., 2012).

I lengre tid har hydrologiske feltstudier jobbet med å kvantifisere og beskrive lagring og bevegelse av vann i grunnen. Den første pålitelige målingen av vanninnhold i umettet jord stammer fra tidlig på 80-tallet, en analog teknikk som måler impulser og er kjent som «time domain reflectometry» (Topp et al., 1980). Fordelen med denne teknikken er dens nøyaktighet

som følge av måling av dielektrisk permittivitet, evnen til å lagre energi hos ulike substanser som kan samsvare med mengden vanninnhold i jord (Topp et al., 1980).

Elektrisk resistivitetsmålinger er ansett som en metode som kan fylle gapet mellom andre punktmålende metoder (probe) som brukes til å undersøke felthydrologi i grunnen (Njiland et al., 2010), med vekt på metodens mulighet til å dekke romlig og temporal skala. Skala er et problematisk tema innen forskning og felthydrologi for øvrig (Inkpen, 2005; Zumr et al., 2011), hvor de mest brukte punktmålingsmetodene fra hydrologiske målinger med probe har begrenset romlig utstrekning (Robinson et al., 2008, Njiland et al., 2010). De tradisjonelle metodene benytter seg av analyser fra enkeltpunkter, slike målinger kan være tidkrevende og kan gi begrenset informasjon til svært små områder (Zumr et al., 2011). Det er utfordrende å kartlegge fordeling og transport av vann i grunnen over større områder med tradisjonelle målinger, da spesielt i forbindelse med hydrologiske effekten av vegetasjon.

ERT kan produsere måleresultater av et todimensjonalt tverrsnitt av grunnen med kontinuerlig måleverdier over et måleområde i felthydrologisk skala, og kan gi ny innsikt i romlige mønster av hydrologiske forhold i jord og løsmasser (Koch et al., 2009). Det er økt anerkjennelse av integrering av geoelektrisk metodikk i hydrologisk baserte feltstudier, som er en metode som har eksistert lenge til ulike andre hydrologiske formål (Shields & Sopper, 1969). Det er stor tro på at ERT metodikken kan bidra til å gi bedre forståelse for trender i hydrologisk tilstand *in situ*, mellom forskjellen av ulik vegetativ beplantning.

Robinson et al. (2008) har uttalt at hydrologiske studier med geofysiske metoder bør ha mer vekt på synergieffekt, ved å kombinere kunnskap om hydrologisk effekt av vegetasjon og ERT som geofysisk metode. Det er gjort mange separate studier innen disse fagretningene, der det ikke er vektlagt til å se på *helheten* av vegetasjon, hydrologi og ERT målinger og forblir dermed enkeltstående forskningsstudier. Denne oppgaven har som mål å kombinere metodikkens mulighet med å studere forholdet mellom hydrologi og effekten av ulik vegetasjonsdekke.

1.2 Problemstilling/forskningsspørsmål

Hypotese som skal undersøkes: steder med ulik arealdekke av vegetasjon har forskjellig vannbalanse. Grunnvannstanden påvirkes av evapotranspirasjon, vegetasjon kan dermed bidra til å redusere sannsynligheten for naturfare i mindre nedbørsfelt.

Problemstillingen er rettet mot hvordan elektrisk resistivitetsmåling med tomografi (ERT) blir brukt i jord i forbindelse med hydrologi og vegetasjonsdekke, der det overnevnte er med som et teoretisk grunnlag for å forstå metodikkens muligheter og begrensninger i forbindelse med;

- Kan elektrisk resistivitet tomografi (ERT) anvendes til å kartlegge fordeling av vann i grunnen i relasjon til effekten av forskjellig vegetasjonsdekke på overflaten?
- Hvordan kan ERT bidra til å gjøre undersøkelser rett mot hydrologi i forbindelse med naturfare?

2. Områdebeskrivelse

2.1 Lokalisering

Forsøksområdene er lokalisert i Soknedal i Midtre Gauldal kommune i Sør-Trøndelag. Jernbanestrekningen som går i gjennom Soknedal (retning nord) består av relativt bratt dalføre på venstre side, med en meandrerende elv Igla/Sokna som skiller dalen (Sjøvold et al., 2013).

Det er blitt utført fire resistivitetsmålinger ved to forskjellige områder i Soknedal, ved Engan/Estenstad (L.1 – L.3) og ved Storløkkja (L.4), se Figur 1. I feltområdet ved Engan er tre av fire målinger utført, der to målinger er utført på dyrket mark og en måling i skogsområde. I feltområdet ved Storløkkja (L.4) er det en blanding av skog med overgang til (blandet) mindre vegetasjon, med innslag av myr. Begge skråningene som er dyrkamark er i hovedsak sørvendte.



Figur 1 Lokalisering av forsøksområdene i Soknedal. Rødt omriss viser hvor forsøksområdene er plassert (L.1 - L.4). Dette er en illustrasjon og har derfor ikke målestokk. (Google Earth, 2014) (redigert).

2.2 Grunnforhold i midt-Norge

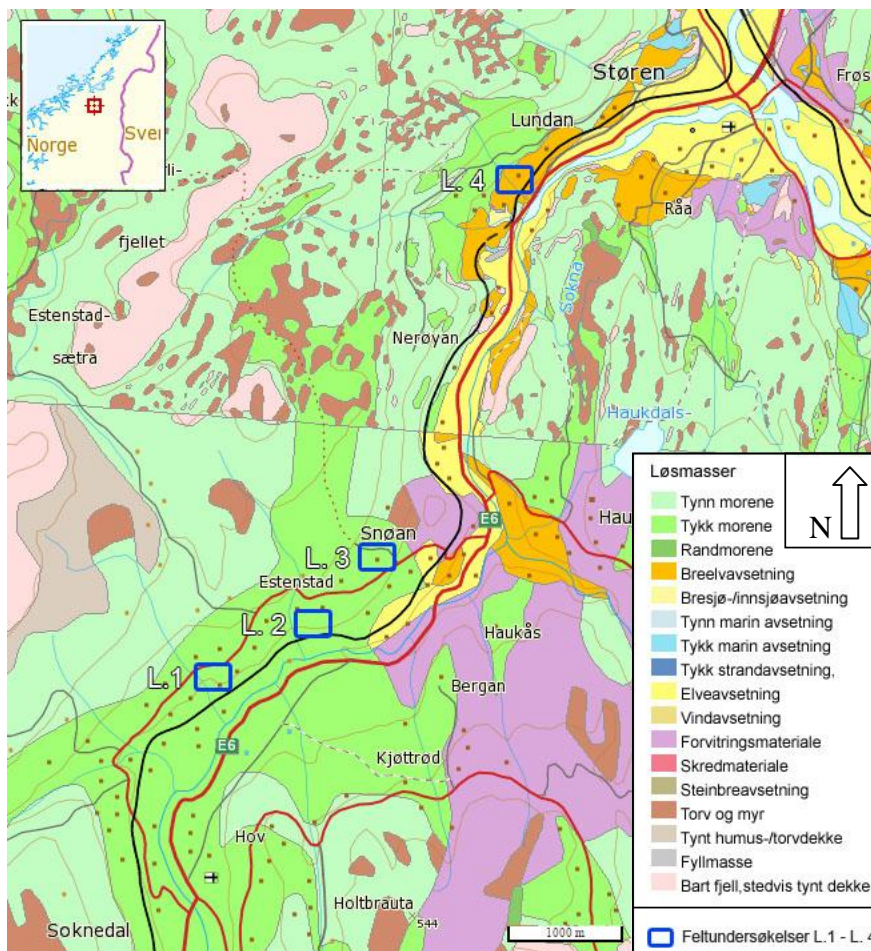
Trøndelags berggrunn ble formet av den kaledonske fjellkjedefoldingen, som hendte for omkring 430 millioner år siden. Dette skjedde ved at kontinentplaten mellom Amerika/Grønland ble presset sammen med den Europeiske platen (Ramberg et al., 2006). Dette sammenstøtet førte til at bergarter ble presset ned i jordskorpa, der de ble utsatt for svært høyt trykk og temperatur som gir opphav til metamorfe bergarter (Ramberg et al., 2006).

2.2.1 Kvartær tidsperiode og landskapsdannelse

Kvartær er den yngste perioden i jordoverflatens utvikling, og strekker seg omkring 2,5 millioner år tilbake i tid. Denne epoken er videre inndelt i to underliggende perioder, *pleistocen*; fra 1,8 mill. år siden til *holocen*; omkring 11500 år siden fra nåtid. Kvartær er perioden som har lagt grunnlaget for landskapet, dannelsen og avsetningen av løsmassene som ligger over berggrunnen vi ser i dag, gjennom alternerende istider.

2.2.2 Soknedals grunnforhold

Det er blitt avsatt løsmasser (morenejord) i Soknedal, og studiestedet er i følge NGU karttjeneste (NGU, 2014) modellert til å være over marin grense, men har påvirkning av marine avsetninger. Jordmassene som ligger over berggrunnen er et relativt ungt landskap sett i et geologisk perspektiv, som fortsatt er under utvikling (justering). Det er gjort flere fysiske inngrep i Soknedal-området som kan påvirke hydrologien og skråningene.



Figur 2 Løsmassekart over Soknedal. Forsøksområder der det er utført måling (L.1 - L.4) er innrammet med blå firkant. (NGU, 2014) (redigert).

Som vist i Figur 2 er avsetningene ved forsøksområdene L.1-L.3 tykk morene, og ved L.4 er det registrert som breelavsetning. Siden det er tykk morene kan det tenkes at det er god pakningsgrad, da løsmassene er utsatt for overkonsolidering. Topplaget fra overflaten er trolig mindre fast enn dypere i grunnen.

2.3 Vegetasjon

Vegetasjon er inndelt i ulike soner fra nord til sør, og påvirkes av variabler som klimatiske hendelser, temperatur, geologi og jordsmonn. Sonene strekker seg over hele kloden hvor lokale variasjoner har påvirkning, temperatur i vekstsesongen og tilgang på vann og næringsstoffer fra jorda har stor påvirkning (Moen, 1998).

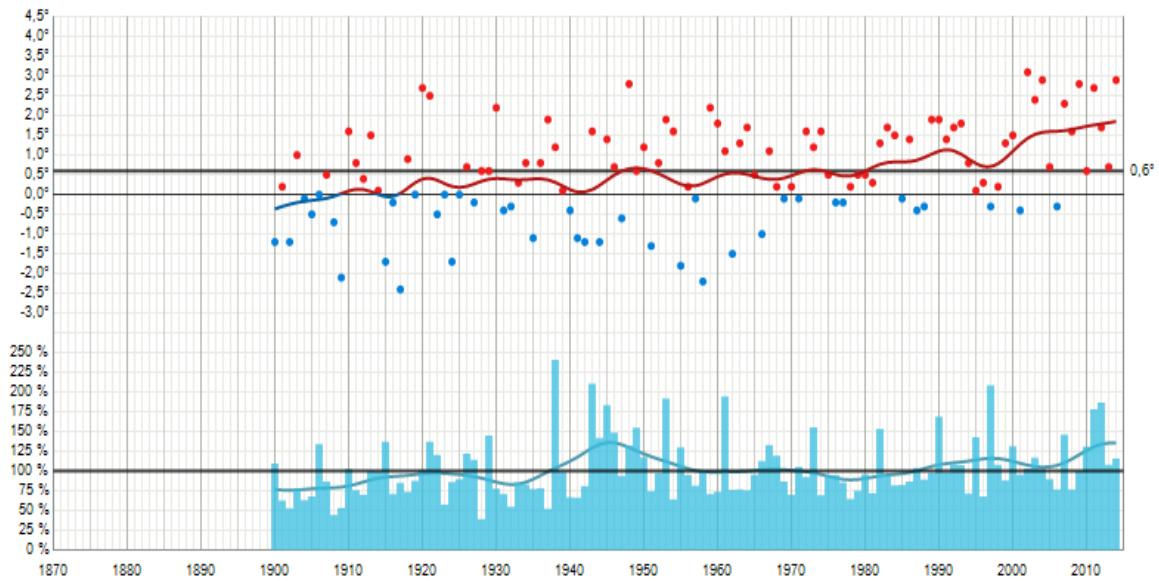
Ut fra klassifikasjonskartene til Moen (1998) befinner Støren/Soknedal området seg innenfor *mellomboreal* vegetasjonssone. Mellomboreal sone kan kjennetegnes ved innhold av barskog og velutviklede bakkemyrer, i tillegg til gran, furu og bjørk (Moen, 1998).

Vegetasjonen i begge områdene bestående av trær av typen bjørk og furu med rikelig forekomster av bregner, samt gras og forskjellige buskevekster (Sjøvold et al., 2013). Det er forøvrig mye jordbrukslandskap med dyrket mark og beitemark. Store deler av jernbanestrekningen er beskyttet med skog, bortsett fra enkelte steder, deriblant ved forsøksområdene L.1 og L.2.

Midtre Gauldal har en inndeling av arealutbredelse av følgende: 297 km² myr, 806 km² med skog, 55 km² dyrket mark (Kartverket, 2015).

2.4 Hydrologi og klima

Stuedstedet er plassert innenfor en rekkevidde på 10 mil fra kyststrøk. Klimaet for Soknedal er en blanding av innenlandsklima og kystklima (Sjøvold et al., 2013). På grunn av dalens utforming, blir området lett påvirket av lavtrykksoner som kommer inn gjennom dalen. Ved at dalen er smal og steil vil det føre til at mye nedbør faller lokalt (Sjøvold et al., 2013), som har stor betydning for mindre nedbørsfelt.

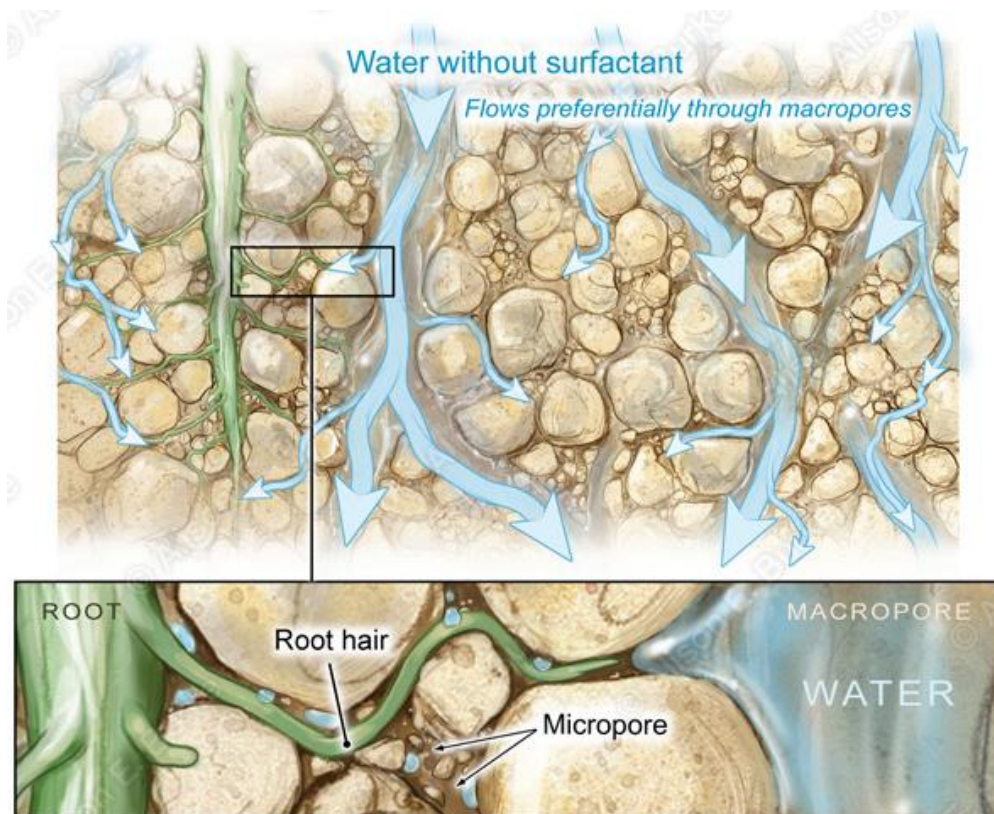


Figur 3 Klimastatistikk for Soknedal og grafen viser langtidsstatistikk. Normalveriene er vist med tykk svart horisontal linje. De blå søylene av figuren gir indikasjon på mengde nedbør sammenliknet med normalen. (Meteorologisk institutt, 2014).

Figur 3 viser at det er en klar trend i nedbørsøkning i Soknedal fra 1900-tallet til i dag, dette både større enkelthendelser i tillegg til et økt gjennomsnitt. Temperaturen viser en økning, og særlig en trend mot høyere temperatur de siste 20 årene.

3. Hydrologi og sedimenter i jord

Hydrologi og pedologi er tett koblet sammen med vegetasjon og bidrar til transportering og lagring av vann i ulike deler i jorda. Vannbalansen og vanninnhold i bakken styres av både fordamping fra bakken og transpirasjon fra vegetasjon. Geologiske egenskaper i form av sedimentfordeling og porer i og mellom sedimentene er utgangspunktet for hydrologisk dynamikk og blir dermed en forutsetning for hvordan elektrisk resistivitet med tomografi (ERT) metodikken anvendes i løsmasser, og dermed påvirker muligheten til å forstå resultatene. Vann har god ledningsevne, og strømmen beveger seg i den retningen hvor det er mest tilgjengelighet av vann og samles der. Vann har noen lignende likhetstrekk med strøm, hvor det i utgangspunktet beveger seg i jorda i den retningen med minste motstands vei, og geologisk material (sedimenter) er med på å lede eller hemme strømmens bevegelse.



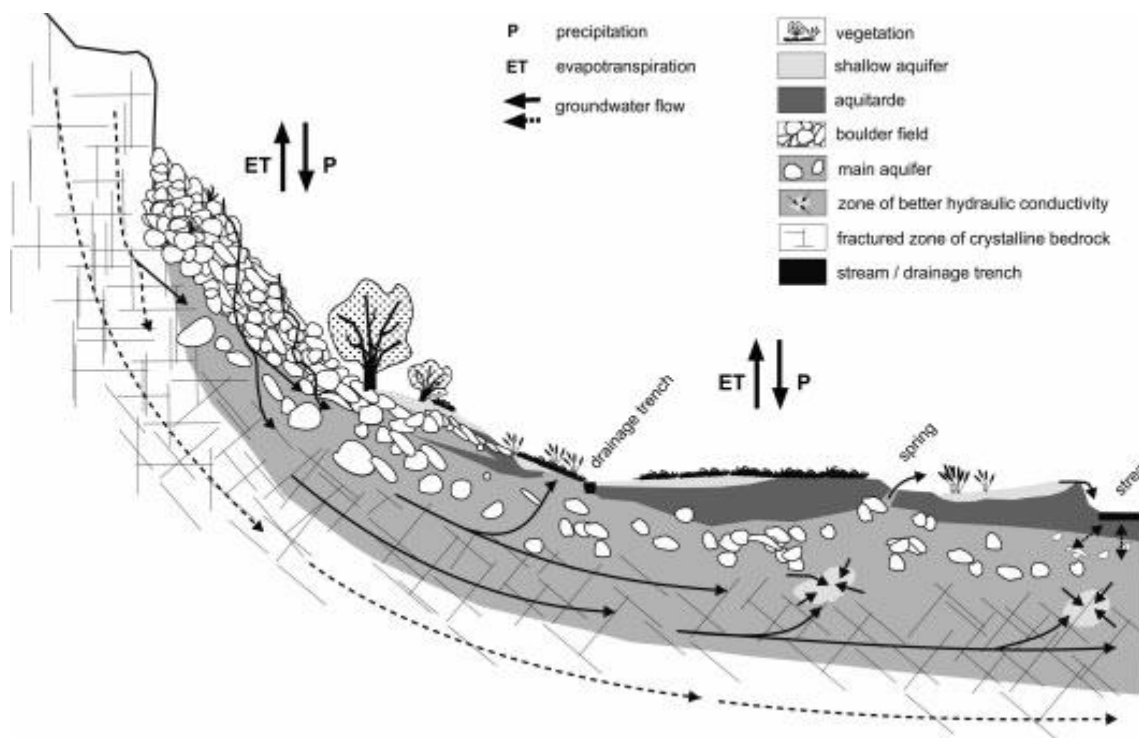
Figur 4 Illustrasjon av vannbevegelse i jord/løsmasser i forbindelse med vegetasjon. (Scientific illustrations, 2014).

3.1 Hydrologi

I nedbørsfelt blir alt vann som faller som regn enten lagret i grunnen, returnert til atmosfæren ved evapotranspirasjon eller fraktet over eller gjennom jorda, og blir omtalt som vannbalanse i ligningen: $Q = P - ET \pm St$. Ligningen beskriver forholdet mellom de ulike delene, Q er avrenning både over og under overflaten, P er nedbørsmengde, ET er evapotranspirasjon som omfatter både fordamping og transpirasjon fra vegetasjon, og St er lagring av vann.

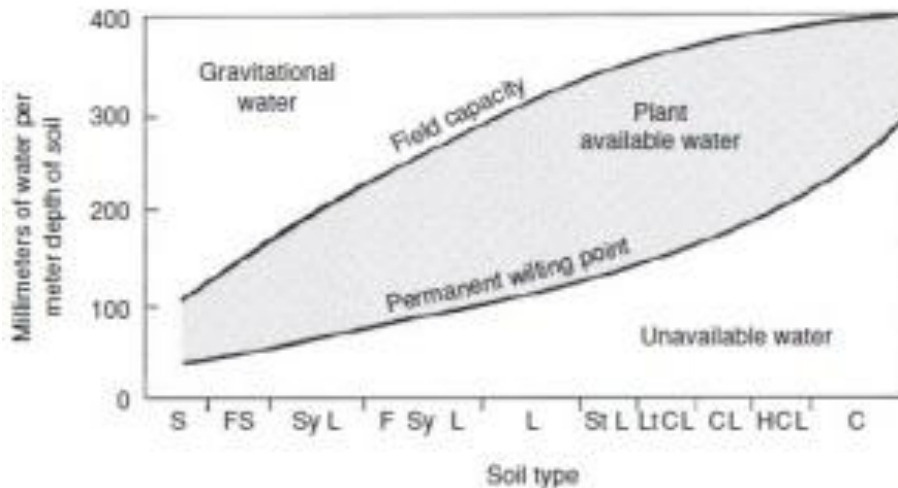
Avrenningen både på overflaten og i jorda vil øke med tilført nedbør, dersom ET reduseres vil Q bli høyere, som med andre ord betyr av vegetativ vekst har betydning i å regulere vannbalansen (Brooks et al., 2013).

Vann på overflaten kan infiltreres i bakken, dette er avhengi av jordstrukturens oppbygning, deriblant organisk materiale og tetthet. Når jorda er mettet med vann fra nedbør vil det dreneres fritt i store porerom som følge av gravitasjonskraften, men vil holdes tilbake av kapillære krefter i mindre porerom, og benevnes som *feltkapasiteten*. Eksempelvis vil sandig jord dreneres hurtigere enn leirjord som har et større antall porerom som øker de kapillære kreftene, og kan holde på mer vann. Vannet som ikke holdes tilbake vil føre til bevegelse av vannmassene i jorda til det treffer grunnvannet. *Perkolasjon*, drenering av vann ned i jorda er avhengig av *permeabiliteten*, som er et mål på hvor lett en væske lar seg transportere gjennom et porøst materiale (jord). Grov jord har høy permeabilitet versus finkornet jord som har lav permeabilitet. Vannets drenering i jord og særlig lateral bevegelse blir styrt av grunnforhold og topografi: lagdeling og materialet (sedimenter) er med på å påvirke vannets bevegelse (Lu & Godt, 2013; Brooks et al., 2013). En typisk konseptuel modell av vannets bevegelse blir vist i Figur 5.



Figur 5 Konseptuel modell av vannbevegelse. Fra nedbør til vannbevegelse og lagring på vei til grunnvannet. Ulike påvirkninger på vannets rute blir vist med ulike symboler. (Koch et al., 2009).

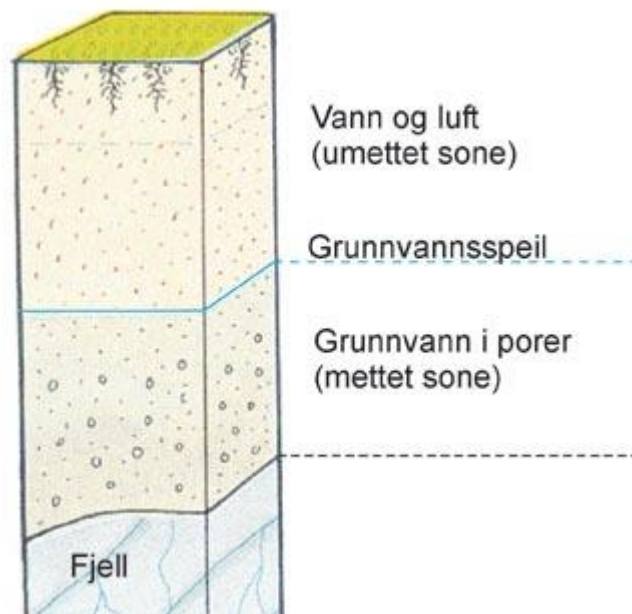
Jordfuktighet er et mål på vanninnholdet i jorda til en gitt tid (Sidle & Ochiai, 2006), dette er en viktig faktor for å anslå hvordan reaksjonen og responsen til et nedbørsfelt er ved håndtering av vann. Mengden vann en jordmasse kan holde på er hovedsakelig styrt av jordstrukturen, men også organisk materiale i jordoverflaten kan øke vanninnholdet i det øverste laget. Feltkapasiteten til jorda er en benevnelse på hvor mye vann bakken kan holde igjen etter gravitasjonskraften, dette skjer ved *kapillære* krefter i porene i jorda, og vegetasjon bidrar til økt sug av vann fra alle retninger. Fordamping fra overflaten av bakken og vannopptak gjennom rotsystem til vegetasjon kan bidra til å tørke ut eller bruke opp fuktighet i jorda (Winkler et al., 2010). Dersom jorda ytterligere uttørres vil det komme til et *uttøringspunkt* (Figur 6), dette er et stadium hvor vegetasjon ikke lenger har tilgang til vann (Brooks et al., 2013).



Figur 6 Typisk vannlagringsevne i jord med ulik sedimentinnhold. Tilgjengelighet av vann til vegetasjon er innrammet i grått felt. C, leire. F, finsedimenter. H, stein. L, sandholdig leire. Lt, lett materiale. S, sand. St, silt. Sy, sandig. (Brooks et al., 2013).

3.1.1 Markvann og grunnvann

Området under rotsonen, ned til grunnvannsspeilet kalles markvannssonen. I dette området kan porerom tenkes å være diskontinuerlig fylt med vann og luft, der vannets bevegelse skjer på overflaten av sedimentene og blir betegnet som umettet sone (Fig.7). Vannet i markvannssonen kan fordeles ulikt i lag/soner med variert permeabilitet, og er avgjørende for vannets dynamikk og lagringsevne.



Figur 7 Figur 7 Grunnvann, markvann, grunnvannspeil. (Grunnvann, 2015).

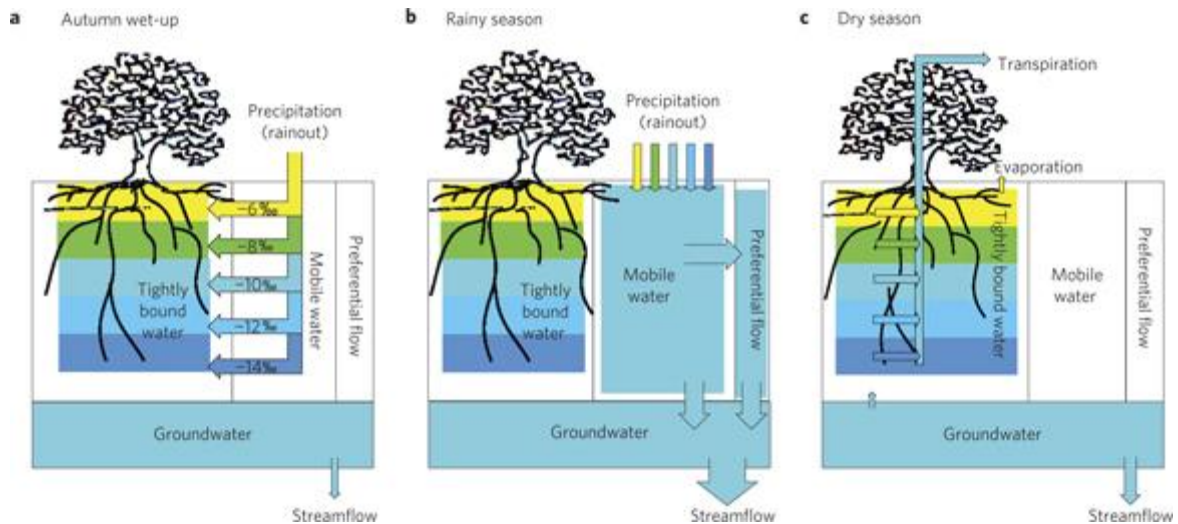
Lagringskapasiteten er lik markvannsunderskuddet, som sier noe om hvor mye nedbør som den umettede sonen kan ta opp (Colleuille et al., 2006), som har betydning for dannelsen av grunnvann.

I grunnvannet er alle porerom fylt med vann, og vannet kan bevege seg ut mot overflaten igjen, og vises i illustrasjonen i Figur 7. Hvordan grunnvannet dannes, er styrt av perkolasjon gjennom umettet sone, forbi rotsonen, og ned til mettet sone. Når vannet når en viss dybde og dersom det da befinner seg utenfor rotsonen, vil det ikke lenger være utsatt for transpirasjon

og evapotranspirasjon når det beveger seg dypere. Impermeable lag kan eksistere på ulike dybder fra overflaten, og kan skape ”kunstig” grunnvann i umettet sone (Brooks et al., 2013; Grunnvann, 2015). Deler av grunnvannet vil hurtig strømme ut til overflaten, og resten vil bli lagret i sprekker og porerom og vil gradvis bevege seg mot områder med lavere potensial. Overflaten av grunnvannstanden kalles grunnvannsspeil, og vil fluktuere med ulike årstider og klimatiske hendelser, og særlig i relasjon til vegetasjon. Norge har som følge av kvartærgeologiske prosesser fått karaktertrekk som består av tynne og heterogene grunnvannsmagasiner i jorda, med områder som er mer permeable med større sedimenter (NVE, 2015).

3.1.2 Hydrologisk effekt av vegetasjon

Nedbørsfelt med skogdekke blir ansett som viktige bidragsyttere til å håndtere vann og frakte og bruke vann, og blir vurdert til å ha god infiltrasjonskapasitet (Brooks et al., 2013). Mindre vegetasjon har naturlig mindre effekt på vannforbruket (Jayawickreme et al., 2010; Winkler et al., 2010), dermed vil avskoging eller omlegging av arealdekke ha stor betydning for vannbalansen (Winkler et al., 2010). Vanligvis vil fjerning av vegetasjon og særlig skog redusere transpirasjon og intersepsjon, som fører til hevet grunnvann (Winkler et al., 2010). Vanninnhold i jorda vil stort sett øke etter avskoging, endringer i transpirasjon fra vegetasjon før og etter avskoging er avhengig av type arealdekke. Graden av grunnvannsstigning er også avhengig av karakteristikken til nedbørsfeltet, geologisk struktur, jordtype, topografi (Winkler et al., 2010).

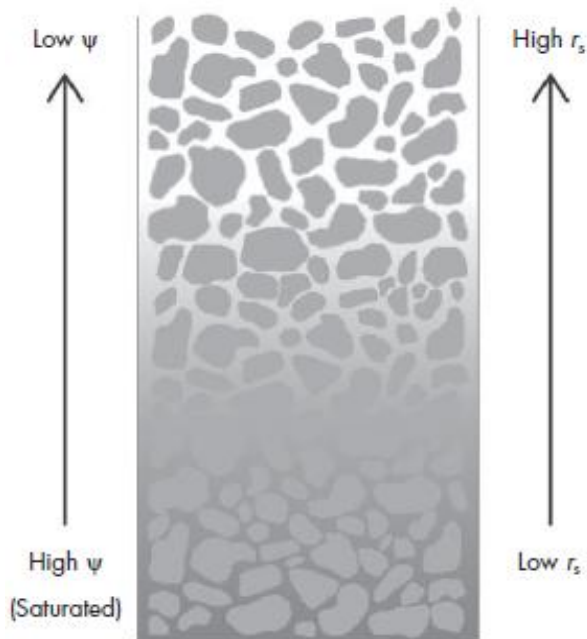


Figur 8 Modell for tilgjengelighet av vann. a) høsten, porerom i jord fylles gradvis med tilført nedbør. b) gjennom vinteren og nedbørssesongen på våren blir det mer mobilt vann tilgjengelig for bevegelse. c) Gjennom sommeren blir mange porerom tømt, mindre vannbevegelse tilgjengelig og resterende vann bindes i små porerom og vegetasjon binder vannet. (Brooks et al., 2010).

Figur 8 viser at gjennom høsten fuktes jorda og porer fylles med vann, gjennom vinteren er det tenkelig at det er frosset grunn med lite tilførsel av bevegelig vann. I nedbørssesonger blir det mer vann tilgjengelig i bakken, der vegetasjon har en viss mulighet til å fjerne og holde et negativt trykspotensial. Vekstsesongen starter gjerne på våren og vil medføre et økt forbruk av vann ut over sommeren (Winkler et al., 2010). På sommeren blir det mindre vann tilgjengelig i bakken. Med økt vegetasjon og særlig skog med dype røtter hentes vann fra dypere lag, dette er med på å senke grunnvannet ytterligere (Sidle & Ochiai, 2006).

3.1.3 Vannbevegelse i jord

Vann kan flyte gjennom umettet jord som følge av forskjell i potensial mellom to punkter, vannpotensialet er et begrep som relateres til vannets frie energi, som skaper bevegelse (Selby, 1993). Vannet følger en potensialgradient, som gjør at vannet beveger seg fra steder med høyt til lavt potensial. Negativ vannpotensialgradient er ofte å finne i jord og vegetasjonssystemer (Brooks et al., 2013), som skyldes forbruk av vann og blir påvirket av jordforholdene. Når jord blir vannmettet og det dannes dammer på overflaten fører det til at det blir økt trykk som kan gi økt infiltrasjon i jorda.



Figur 9 Vannbevegelse i jord beveger seg fra steder med høyt vannpotensial Ψ (våtere) til områder med lavere potensial Ψ (tørre). Ettersom vannet uttørres fra overflaten (rotsonen) vil vannet riktignok få økt motstand (r_s) og resulterer i mer innviklet og kronglete veier for vannet å bevege seg gjennom tynnere vannfilmer på jordpartiklene. (Brooks et al., 2013).

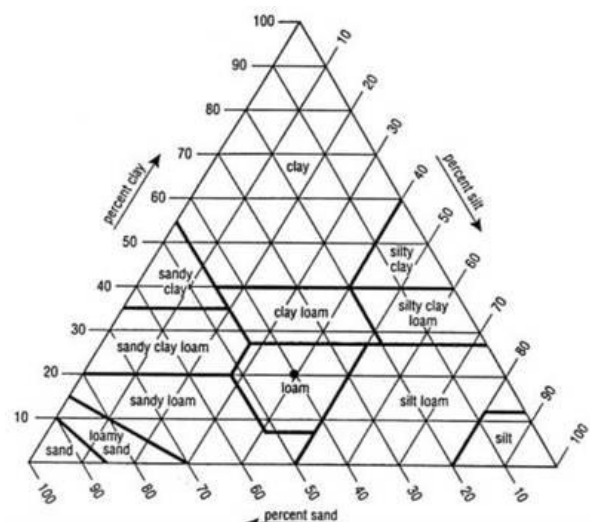
Transport og redistribuering av vann i jorda kan bevege seg både vertikalt og horisontalt i øvre deler gjennom ulike lag (Brooks et al., 2013). Hydraulisk redistribusjon er avhengig av egenskapene i jorda, det påvirker vannpotensialgradienter mellom jord og planterøtter (biologiske prosesser).

Tilgang på vann er avgjørende for at biologiske prosesser skal forekomme i rotsonen, og det er tydelig variasjon mellom dag og natt, og årstider. Vegetasjon har egenskaper som gjør at de tilpasser seg lokale forhold for å opprettholde sine prosesser, som betyr at de vil bevege seg mot soner der det er vann (Grønlien et al., 2008).

3.2 Grunnforhold

3.2.1 Jordegenskaper

Egenskapene i løsmasser kan endres gjennom ulik påvirkning fra overflaten, som igjen influerer de hydrologiske egenskapene til jorda. I våtere klima og i sesonger med mye nedbør, vil det lettere oppstå *konsolidering*, særlig gjennom ytre påvirkning fra beitedyr eller maskiner som er med på å endre permeabiliteten. De indre egenskapene har lett for å endres under disse forholdene og få endret struktur, ved at de blir slått sammen til nye enheter med tettere porerom. Dette kan forekomme på dybder opp til flere meter fra overflaten (Batey, 2009).



Figur 10 Klassifisering av sedimenter. Trekantet viser prosentvis fordeling av leire, silt og sand. (Horiba, 2014).

Figur 10 viser et klassifiseringsdiagram av sedimenter. Sedimenttypene har ulike hydrologiske egenskaper i forhold til bevegelse og *retensjon* av vann, som vist i Figur 11.

Et rikelig innhold av silt og finsand har større evne til å holde på vann og gir et kapillært sug (retensjon), som i tillegg kan frakte vann fra undersiden og opp til rotsonen (Selby, 1993).

Material	Porosity	Specific yield	Specific retention
Soil -----	55	40	15
Clay -----	50	2	48
Sand -----	25	22	3
Gravel -----	20	19	1
Limestone -----	20	18	2
Sandstone (semiconsolidated)	11	6	5
Granite -----	.1	.09	.01
Basalt (young) -----	11	8	3

Figur 11 Forskjellig materialstørrelse har ulike egenskaper og kommer av deres porøsitet, hvor mye vann som er tilgjengelig og evnen til retensjon av vann. Kilde: Ralph, 1983.

Leirjord er ekstra rik på næringsstoffer som vegetasjon kan utnytte til vekst. Dersom alle hulrom/porerom fylles med vann, kan det være for liten tilgang på luft i jorda til vegetasjonen, og dermed hemme vekst. Organiske lag i jorda gjør det lettere å danne luftlommer (Lu & Godt, 2013).

3.2.2 Podsoljordsmonn

Podsoljord er vanlig i boreal vegetasjonssone med skog, som har et kjølig og fuktig klima (Grønlien et al., 2008), slik det er mye av i Norge. Jord som ikke er dyrket, har gjerne mer distinkt skille mellom det øverste sjiktet som er hovedsakelig organisk og ligger som et ”teppe” over jorda under som består av mineraler.

Når det renner vann fra overflaten og gjennom jorda fører det med seg sure forbindelser fra det organiske innhold av avfallet fra vegetasjonen og fører til utvasking i mineraljorda under. I laget under skjer det *utfelling* av eksempelvis jern. Denne prosessen påvirker også fargen på jorda i laget under, og vil gi en blek

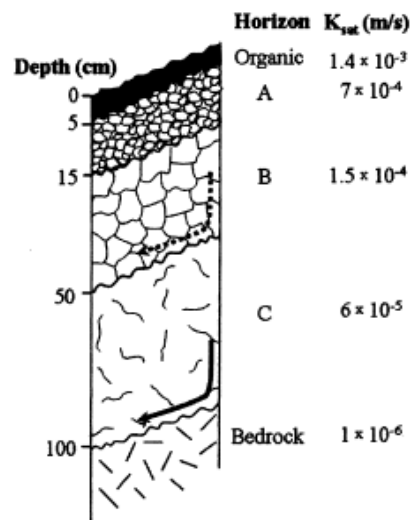
farge. Under dette laget blir jorda

farget rødbrun som følge av

utfellingen (Grønlien et al.,

2008). Figur 12 viser inndeling

av ulike horisonter, med deres typisk kjennetegn.



Figur 12 Typisk jordprofil med horisonter for skog i en skråning. Horisonter, ABCD og grunnfjell. Til høyre i figuren (K) vises hydraulisk konduktivitet. Lateral bevegelse er mest vanlig i C horisonten, og forekommer ved større nedbørshendelser i B horisonten. (Sidle & Ochiai, 2006).

3.2.3 Jordhorisontene

Den øverste *O-horisonten* har kjennetegn ved at det er akkumulert organisk material og som er viktig med tanke på dannelse av vegetasjon. Skogsområder har generelt sett høy absorpsjonsevne og infiltrasjonskapasitet av vann i overflaten som følge av høyt organisk innhold (Brooks et al., 2013). *O-horisonten* har vanligvis relativt høy hydraulisk konduktivitet (Brooks et al., 2013). Dette laget har gjerne folder eller sprekker som forenkler tilgangen på vann, styrt av vannmetningsgrad og vanntrykk i bakken (Sidle & Ochiai, 2006).

Det *hydrostatiske* trykket avgjør hvorvidt vannet kan infiltrere videre gjennom horisontene, og benevnes som «*water-entry-pressure*», der det organiske overflatelaget har det laveste trykket på (1 kPa), som gjør at vann vil infiltrere lettere (Brooks et al., 2013).

Infiltrasjonstrykket er en indre egenskap i jorda, som er avhengig av porevolumet og fordelingen av dem, samt vanninnhold. Tykkelsen på det organiske laget kan ha stor romlig variasjon, og er påvirket av vegetasjon i området, klimatisk regime og topografi (Sidle & Ochiai, 2006).

Det andre laget man møter er *A/(E)-horisonten*, som har høy fuktighet og organisk materiale som er blandet med mineraler. På grunn av blandingen vil de hydrologiske egenskapene i denne delen være lik. Mettet hydraulisk konduktivitet er vanligvis mindre for dette området enn O-horisonten, og har dermed høyere infiltrasjonstrykk. Tykkelsen på denne horisonten er flere ganger tykkere enn laget ovenfor (Sidle & Ochiai, 2006).

B-horisont, har rikelig innhold av mineraler og er påvirket av utfelling av laget ovenfor, i tillegg har denne horisonten større tetthet som følge av et større innhold og pakningsgrad av leirpartikler. Dette laget er gjerne farget av oksidert jern og aluminium fra ovenforliggende lag (Sidle & Ochiai, 2006).

C-horisonten er den upåvirkede delen som er typisk sammensatt av forvitret berggrunn og har gjerne et variabelt innhold av sedimenter som spenner fra finkornet til grovkornet, og er det opprinnelige utgangspunktet for området (Sidle & Ochiai, 2006).

4. Metode

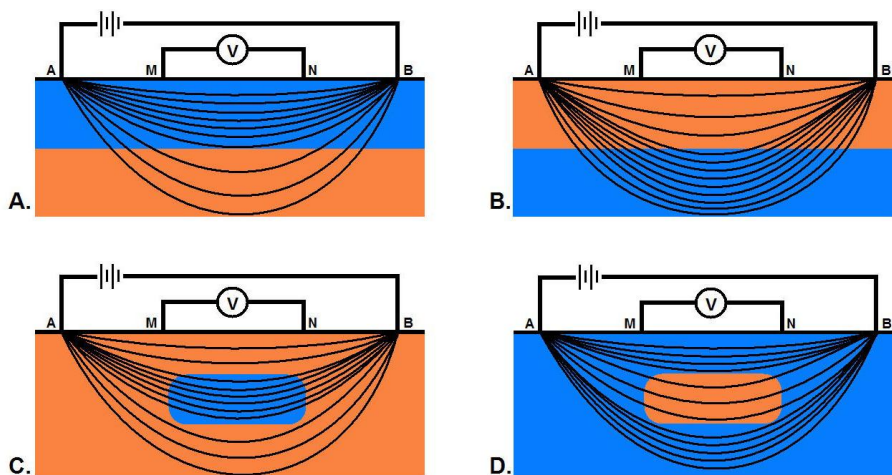
Dette kapittelet presenterer metodisk teori og gjennomføring av datainnsamling som er grunnlaget for videre drøfting av metoden og grunnlaget for resultatene.

Elektrisk resistivitet er en geofysisk metode som lenge har vært tilgjengelig, til å måle variasjon av elektrisk resistivitet i undergrunnen (Dahlin, 2001). Instrumentet som er brukt i denne oppgaven er Terrameter LS fra Abem og er vist i Figur 21 med tilhørende utstyr. Metodikken er basert på elektrisk resistivitetsmåling, med tomografi. Metoden er brukt til å samle data fra grunnen ved å sette ned stålelektroder i bakken langs en linje og kobles opp mot instrumentet med kabeltromler.

Metoden har i denne oppgaven blitt benyttet til å undersøke og lokalisere mulig vanninnhold og sedimentinnhold i grunn ut fra resistivitetsvariasjoner.

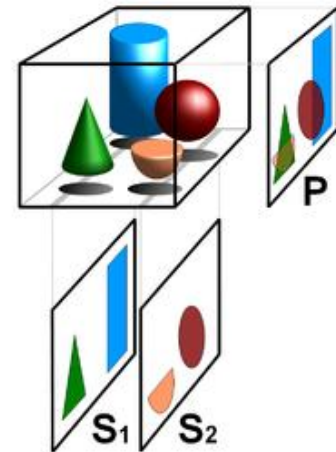
4.1 Elektrisk resistivitet tomografi - metodisk teori

Elektrisk resistivitet (ER) er en aktiv geofysisk metode som måler elektrisk potensialforskjeller over ulike steder på et kabelstrekk. Det blir injisert elektrisk strøm i form av likestrøm gjennom to elektroder i bakken et sted på kabelrekken, og målt potensialforskjellen mellom to andre elektroder (Pierce et al., 2012). Figur 13 viser hvordan målekonfigurasjonen Wenner måler resistiviteten på.



Figur 13 Prinsipp av Wenner konfigurasjon. Det sendes ut strøm mellom A og B og måler potensialforskjell mellom M og N. De fire ulike eksempel viser hvordan strøm bevege seg i forhold til høy og lav konduktivitet. A. Strømmen går gjennom lav resistivitet og blir hindret av underliggende lag med høyere resistivitet slik at strømmen bremset. B. viser det motsatte av den forrige. C) Strømmens linjebevegelse vil konsentreres gjennom det blå mediet i midten. D. Viser det motsatte av den forrige. (Pierce et al., 2012).

Teoretisk modell for resistivitetsmålinger tar utgangspunkt i homogent innhold i en halvkuleformet modell, der verdiene blir beregnet ut fra den injiserte strømmen, og deretter potensialforskjellen mellom dem (Reynolds, 2011), og er vist i Figur 15. Jord består gjerne av blandet materiale og sedimentinnhold, og har dermed områder med ulike verdier (McNeill, 1980), som fører til *anisotropisk* bevegelse av strømmen (Reynolds, 2011). Figur 13 viser hvordan elektrisk strøm går gjennom grunnen med to kontraster i ledningsevne, der blått material har god ledningsevne, eksempelvis saltholdig vann, i motsetning til orange farge har lav resistivitet, som kan være grove sedimenter uten porerom (Telford et al., 1990).

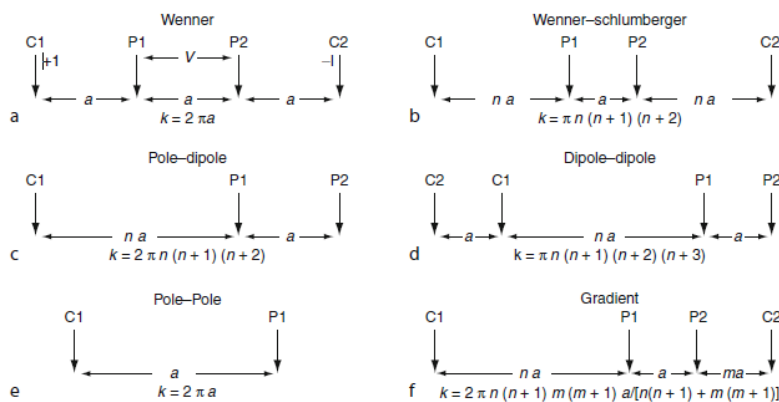


Figur 14 Tomografisk illustrasjon. (Wiki2, 2014).

Den elektriske strømmen tar den veien gjennom massen med minst motstand, og samles der hvor det er god ledningsevne; verdiene danner grunnlaget for å visualisere dette i et *tomogram*, som vist i Figur 14, som gir et tverrsnitt av grunnen i to dimensjoner.

4.1.1 Tomogram, pseudoseksjon og visualisering

Tomogrammet gir et bilde av det området langs linjen hvor elektrodene er satt ned, og blir vist som et todimensjonalt bilde, og benevnes som *pseudoseksjon*. Pseudoseksjonen ”tegner” et bilde av grunnen på forskjellige måter, som følge av valg av målekonfigurasjon, og vises i Figur 15. Dette er ulike måter å sende og måle potensialforskjeller på. I utgangspunktet skal de ulike målekonfigurasjonene gi de samme hovedmønstrene i målingen, men kan fortsatt ha stor forskjell i egnethet avhengig av formålet (Hemeda, 2013; Loke, 2001; Abem, 2012).

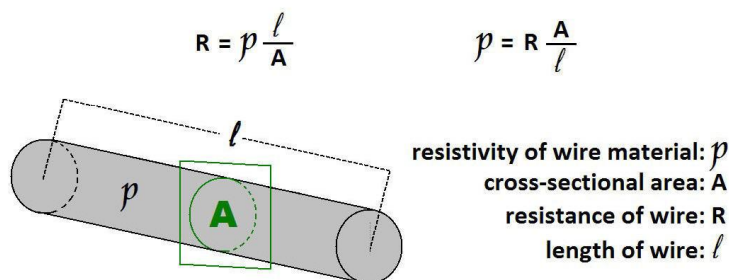


Figur 15 De mest anvendte målekonfigurasjoner. Strøm sendes ned i bakken gjennom C1 og C2 elektrodene, og spenningsdifferansen/potensialet måles mellom P1 og P2 elektrodene. a) Wenner, b) Wenner-Schlumberger, c) Pole-dipole, d) Dipole-dipole, e) Pole-Pole, f) Gradient. (Gupta, 2011).

4.1.2 Resistivitet

Ohms lov blir benyttet til å beskrive ledningsevnen til elektrisk strøm gjennom et materiale, i dette tilfellet er det i forbindelse med elektrisk strøm i jord. Konseptet til denne loven dreier seg om strømmen som beveger seg gjennom en masse som virker som en motstand til spenningen, over et tverrsnitt på resistoren/materialet, og ledningsevnen gjennom dette (Reynolds, 2011). Det inverse av elektrisk ledningsevne er elektrisk resistans.

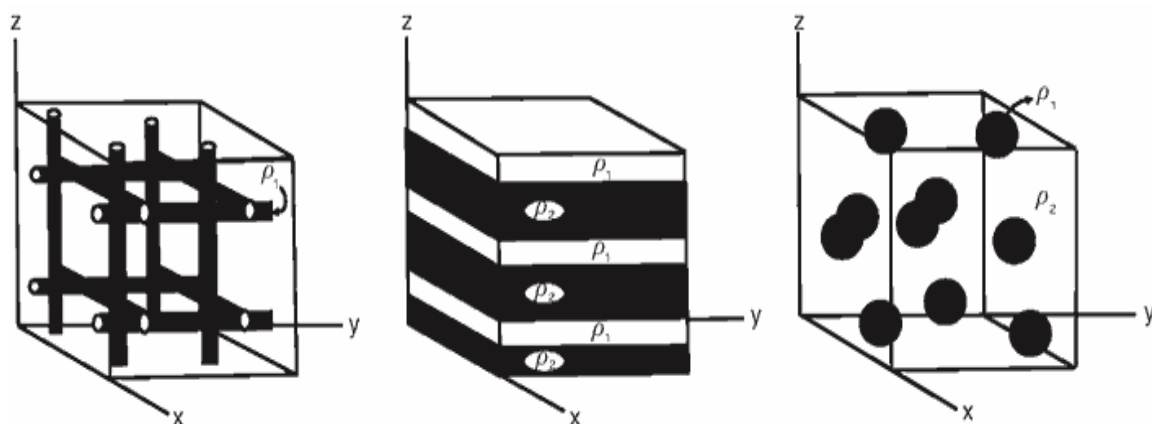
Elektrisk resistans er ikke et direkte mål som kan anvendes for vann eller geologisk material i jord. Elektrisk resistivitet derimot blir brukt som måleenhet, der resistiviteten definerer det motsatte av elektrisk ledningsevne gjennom et gitt materiale, som er avhengig av materialkarakteristikk til forskjellige legemer. Resistansen/motstanden vil endre seg med lengde og tykkelse over en ledende substans (Pierce et al., 2012; Reynolds, 2011), og er vist i Figur 16.



Figur 16 Figur viser sammenhengen mellom resistans og resistivitet. (Pierce et al., 2012).

Det er hovedsakelig tre måter elektrisk strøm kan bli fraktet gjennom sedimenter/jord på: elektrolytisk, elektronisk (ohmsk) og dielektrisk (Reynolds, 2011). De ulike måtene er egnet til forskjellig materialtype. For de fleste jordtyper (morenejord) med blandet sediment, blir strøm hovedsakelig fraktet via væskefylt porerom på sedimentene og fungerer derfor som elektrolyte. Enkelte typer stein fungerer som isolatorer og noen typer kan være konduktive *per se*. (Pierce et al., 2012; McNeill, 1980), Figur 17 viser tre ekstreme strukturer av strømbevegelse av materialer med forskjellig resistivitet (ρ).

Elektrisk resistivitet blir påvirket av temperatur, faseoverganger mellom vann og is og endrer ledningsevne fra potensielt god ledningsevne til dårligere ledningsevne, der is blir en dårlig leder (Reynolds, 2011). Resistiviteten vil for ulike materialer være avhengig av jordas kornstørrelser, porevolum, vann og metningsgrad, saltinnhold, samt temperatur (Hohmann, 1997).

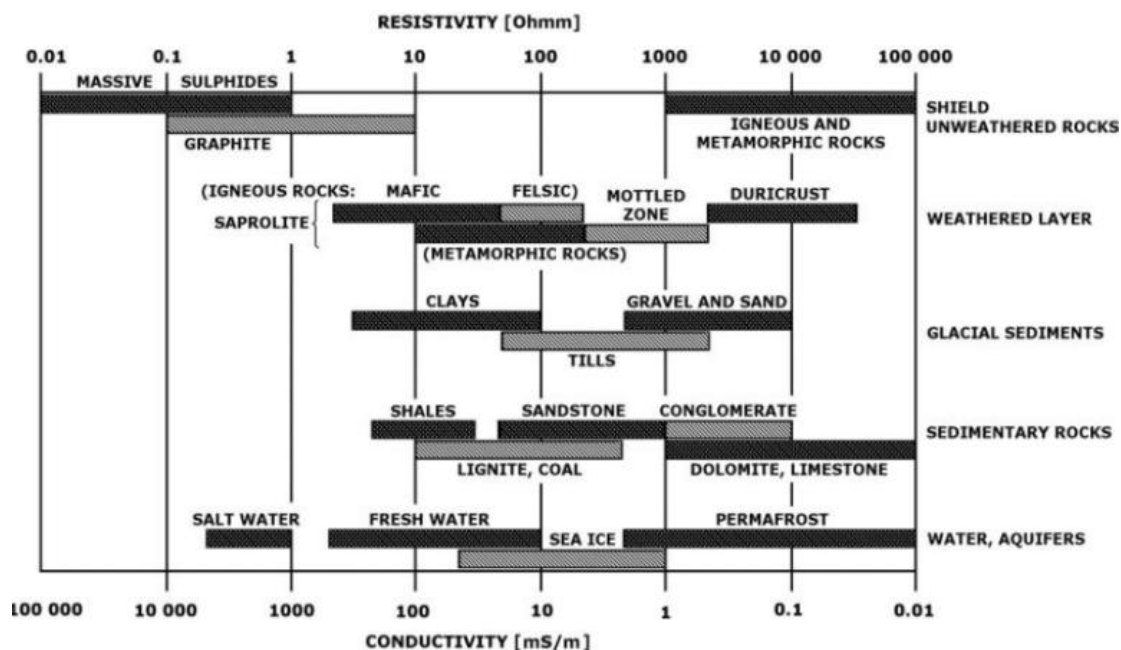


Figur 17 Figuren viser tre ekstreme forskjeller i resistivitet og struktur, hvordan strøm kan bevege seg i forbindelse via og mellom disse. (Reynolds, 2011).

4.2 Resistivitet og fysiske egenskaper av materialet i jorda

Naturens materialer styres av fysiske og kjemiske egenskaper, som tekstur, forvitningsgrad og vanninnhold (Reynolds, 2011; Telford et al., 1990). Figur 18 viser en oversikt over typiske resistivitetsverdier for ulikt geologisk materiale, samt vann med mer. Dette kan variere i forhold til miljøet det gjøres undersøkelse i, og er kun veiledende verdier.

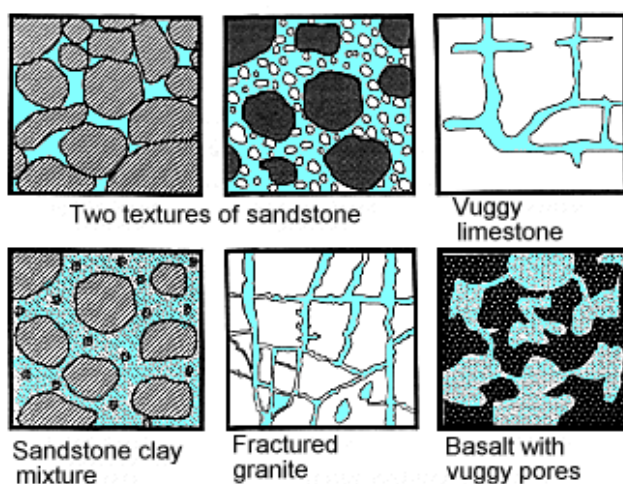
Geologisk materialers fysiske egenskaper kan ha sterk korrelasjon med elektriske resistivitetsverdier, og kan dermed kvantifiseres (Samouëlian et al., 2005). For at dette skal være så representativt som mulig bør det gjøres en form for kalibrering, da det ikke eksisterer noen universell mal, og vil også variere på ulike steder. Bevegelsen av elektrisk strøm gjennom materialer i løsmasser skiller ved varierende grad av mulighet for bevegelse av strøm over eller gjennom objekter eller sedimenter. Enkelte materialtyper er svært isolerende som is og uforvitret *metamorfisk* stein. Andre materialtyper kan være svært konduktiv, som saltholdig vann og fine sedimenter, som får lav resistivitetsverdi.



Figur 18 Eksempler på resistivetsverdier til ulikt geologisk material, inklusivt vann. (Standford, 2014).

4.2.1 Elektrisk resistivitetsegenskaper i geologisk material

Alt material, inklusive jord og berggrunn/sedimenter har iboende egenskaper (resistivitet) som styrer relasjonen mellom mengden strøm og variasjon i elektrisk potensial. Variasjoner i materiale fra jorda er gjerne vertikal eller lateral fordelt og får betydning for målinger for hvordan komposisjonen og utstrekningen av materialets fysiske egenskaper (Telford et al., 1990). Brå overganger eller soner som avviker fra nærliggende verdier kan være nødvendig å undersøke nærmere med fysiske målinger *in situ*, eksempelvis med borehull for å bekrefte eller avkrefte eventuelle funn.



Figur 19 Forskjellig geologisk materialstrukturer, porerom og ledningsevne. Lyseblå farge representerer god ledningsevne (McNeill, 1980).

Jord og stein består hovedsaklig av silikatmineraler, som har isolerende egenskaper for strøm (Reynolds, 2011), som resulterer i høy elektrisk resistivitetsverdi. Ut fra Figur 18, er material med høy resistivitet økende mot høyre side av figuren. Elektrisk resistivitetmåling i denne oppgaven baseres hovedsakelig på *elektrolytisk* bevegelse av strøm, eksempelvis ionisert vann. Det blir videre styrt av type geologisk material, porøsitet, væskeinnhold, sedimentsammensetning og salt/mineral (Telford et al., 1990; Reynolds, 2011).

For det meste av jordmateriale blir bevegelsen av elektrisk strøm i praksis forflyttet gjennom vann som er til stede i porerom og sprekker. Leire og noen andre mineraler, magnetitt, karbon, pyritt samt andre metalliske sulfider kan finnes i rikelige konsentrasjoner i jord og berggrunn, og har naturlig god ledningsevne (Reynolds, 2011; McNeill, 1980). Vann i ren tilstand er i realiteten nødvendigvis ikke veldig konduktiv men har grunnlaget til å skape konduktiv elektrolyte med innhold av kjemisk saltoppløsning (Reynolds, 2011).

Effekten av temperatur er med på å styre konduktiviteten av elektrolyte, når porevann fryser vil det føre til økt resistivitet og motsatt ved økt temperatur vil det føre til lavere resistivitet (Reynolds, 2011).

På grunn av at konduktiviteten av strøm gjennom jorda, over sedimenter forgår som elektrolyte i porerom, vil resistivitet bli styrt av porøsitet, eller forholdet mellom hulrom til materialet og porene. Porerom kan ha *interkrystalline* hulrom og sprekker på steiner. Bare de porene som er koblet sammen kan effektivt bidra til god konduktivitet (McNeill, 1980), og er vist i Figur 19.

Innhold av leire eller enkelte *metamorfe* bergarter har generelt lavere resistivitet enn jord eller steiner som er sammensatt av store mineralkorn. Selv om leirpartikler ikke er elektrisk konduktive i tør tilstand, vil konduktiviteten øke som følge av porevannet i leirpartiklene øker av *desorpsjon*, positivt ladde ioner tilføres overflaten av leirkornene (Reynolds, 2011).

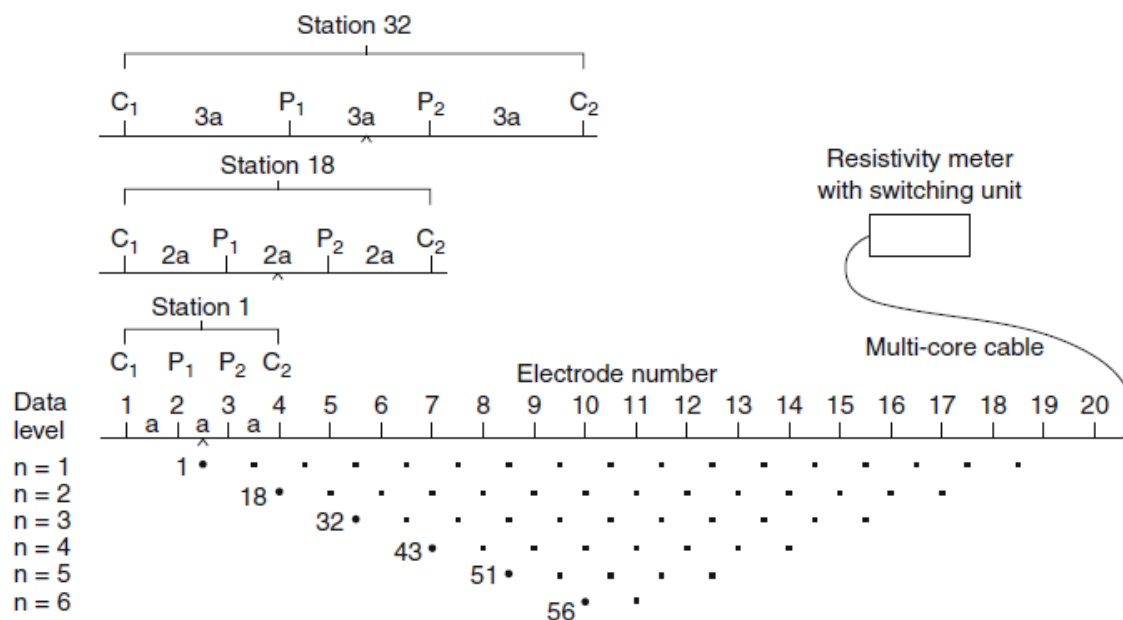
Et hvert forsøk på å tolke material i jord og geologisk material blir styrt av mange faktorer som påvirker resistiviteten (Telford et al., 1990; Reynolds, 2011). Det starter allerede ved innsamling av data.

4.3 Feltarbeid til resultater – Pseudoseksjon og tilsynelatende verdier

Rådataene fra elektrisk resistivitetmålinger blir oppgitt som tilsynelatende resistivitet, og er kun vektet verdi av hele strømlengden (Loke, 2001; Abem, 2012), og må behandles videre for

å lage en endelig syntetisk modell. Tverrsnittets lengde deles opp i rektangulære blokker som får hver sin spesifikke verdi (Loke, 2001).

ERT målinger ble samlet med «Terrameter LS», pseudodata kan leses av på instrumentet etter måling i et tomogram, men viser ikke elektriske egenskaper av grunnforholdene med ”sanne” verdier (Pierce et al., 2012; Loke, 2001), det tomografiske tverrsnittsresultatet blir presentert med en *pseudoseksjon* av målingene. Figur 20 viser hvordan målingene bygger opp målingene i sekvenser for å framstille det todimensjonale tverrsnitt i et tomogram. Behandlede resistivitetsverdier er mer kompleks, de tilsynelatende verdiene må behandles med programvare (RES2DINV), og blir nærmere omtalt i resultatdelen.



Figur 20 Skjematisk visning av hvordan pseudoseksjonen blir bygd opp med Wenner målekonfigurasjon. Det sendes ut strøm og måles over ulike elektroder i forskjellig nummerering som til sammen bygger opp seksjoner. (Gupta, 2011).

Figur 20 viser hvordan Wenner konfigurasjonen som i hovedsak ble benyttet i denne oppgaven er bygd opp. Elektrodeavstanden og lengde på målingene er avgjørende for detaljnivået og dybden på målingene og ble beregnet ut fra Loke (2010) sine formler til å få maksimal dybde på omkring 11-13 meter. Denne dybden ble vurdert til å være dyp nokk til å dekke ønsket område. Den maksimale dybden gjelder kun for midten av profilet, med avtagende dybde av profilet ut mot ytterkantene.

To meters avstand mellom elektrodene ble anvendt med ønske om høyere detaljgrad i nær overflaten (Abem, 2012; Loke, 2010; Dahlin, 2001) I motsetning til lengre avstand mellom elektrodene ville gitt lavere oppløsning i overflaten, men gått dypere ned i grunnen (Abem, 2012; Loke, 2010). Det var forventet at målingene ville være relativt grunn, og det var ikke behov for større dybde. Det ble utført ulike målekonfigurasjoner, med Wenner og Schlumberger, der begge oppsettene er basert på lineære oppsett (Reynolds, 2011; Abem, 2012). På grunn av mangelfulle og ufullstendige data på flere av målingene, ble målingene med mest datagrunnlag brukt. Det var kun målingene med Wenner konfigurasjonen som var anvendbar til å basere resultater på, det ble dermed ikke grunnlag for å sammenlikne de to målekonfigurasjonene.

4.3.1 Teoretisk forsøksoppsett

4.3.1.1 Utstyr og programvare

Utstyr som ble brukt i feltarbeid er vist i Figur 21, og består av Aabem Terrameter LS måleinstrument, eksternt 12V blybatteri med tilkoblingsklemmer, 42 stålelektroder (pluss ekstra), 42 kabel jumpere (pluss ekstra), 2 multikabeltromler, multimeter, salt, vann, og 3 flasker. I tillegg til håndholdt Garmin GPS for oppmåling og multimeter for batteriovervåking under måling.



Figur 21 ABEM utstyr til innsamling av resistivitetsmålinger: Terrameter LS måleinstrument, elektroder (42), kabeljumpere (42), tilkobling til eksternt batteri, 2stykk kabeltrombler, multimeter. (Abem, 2012).

Det ble brukt to multikabeltromler med totalt 21 uttak på hver, og det ble anvendt 42 elektroder med to meters avstand som illustrert med tallrekken i Figur 20, over et totalt målestrekk på 80 meter på hvert forsøksområde (L.1-L.4). Elektrodene ble satt ned med sin fulle lengde i bakken (40cm) og hektet sammen med multikabelen via jumperkabler, og endene av multikabeltromlene ble koblet til Terrameteret (Abem, 2012).

4.3.1.2 Praktisk gjennomføring av feltarbeid

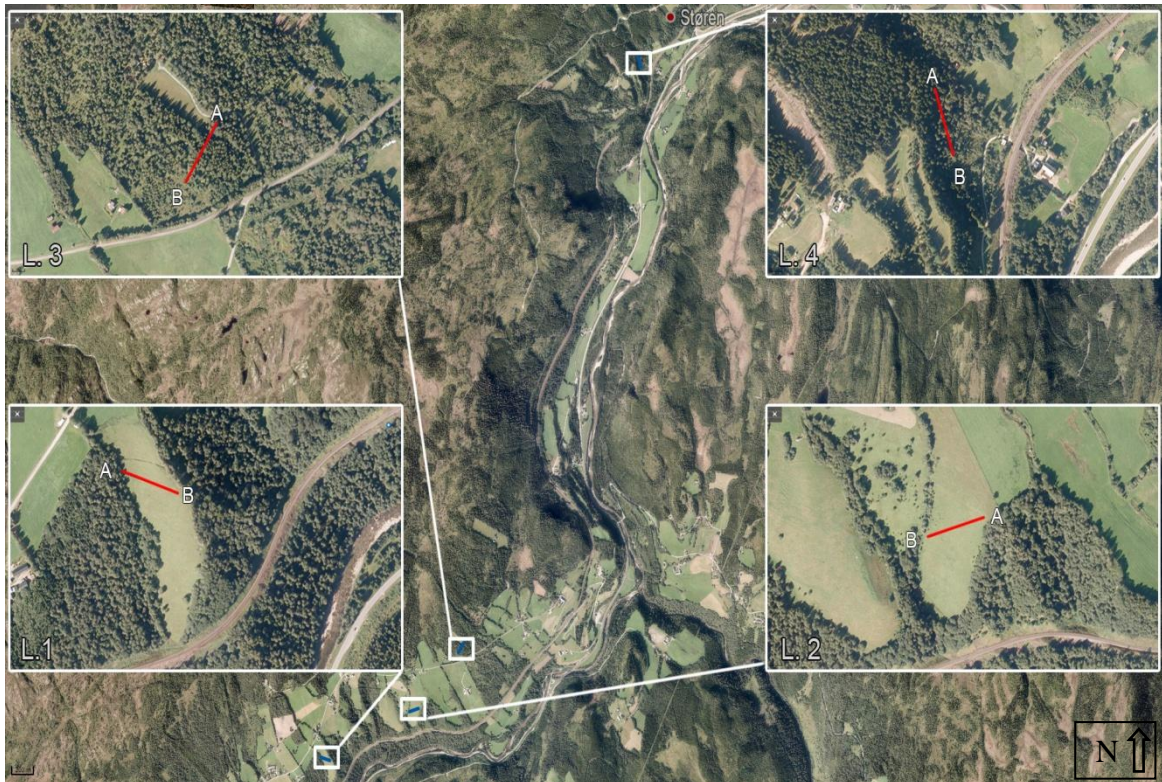


Figur 22 Måleoppsett, med terrameteret, eksternbatteri, kabeltrommel, elektroder med jumpere. Hvit stiplet linje viser 40meter/halvt målestrekk fra L.1 der elektrodene er satt ned. (Foto: Kenneth T. Rudolfson)

I forkant av innsamling av data i selve feltområdene var det behov for å utføre testing av utstyret i liknende omgivelser før feltarbeid skulle utføres. Det var nødvendig for å finne verdier for måleinnstillinger, tidsforbruk i forbindelse med oppsett av utstyret, vurdere flere målekonfigurasjoner og elektrodeavstander, samt teste levetiden på batteriet. Feltområdene ble valgt på bakgrunn av ulike kriterier, blant annet tilgang på vann (bekk) for tilførsel av vann på elektrodene for å bedre kontakt. Terrenget har betydning, for sikkerhetsårsaker ble for bratt helning unngått, og i forbindelse med frakt av utstyr. Det var også nødvendig å finne områder som ikke er for tett vegetert som kan gjorde det utfordrende å komme til. Disse kriteriene var gjeldende ved alle lokasjonene og var ansett for å gjøre gjennomføringen lettere.

De ulike stedene ble valgt ut på grunn av ønske om å undersøke grunnen til ulike arealtyper. Jordbruksarealene L.1 og L.2 er tilnærmet like skråninger og ble valgt på bakgrunn av at L.2 i 2012 var utsatt for stor tilførsel av vann. Forsøksområdene L.3 og L.4 har skogdekke og ble

valgt på bakgrunn av tilgjengelighet og muligheten til å finne trender i forbindelse med skog. Det er overgang fra skog til blandet vegetasjon til myrjord ved L.4, og ble valgt for å finne antydning til endring i hydrologisk mønster til de ulike overflatedekkene.



Figur 23 Illustrasjonsoversikt av forsøksområdenes lokasjon (L.1 - L. 4) er vist i innrammede utsnitt. Rød linjer viser målestrek (80 meter), og A & B samsvarer med retning på målingene. Alle utsnittene er vist i nordlig retning. (Kartverket, 2014) (redigert).

Figur 23 viser alle målestedene. De er inndelt i fire forsøksområder L.1; det var avlest relativ høy motstand for hele målestrekken. L.2; elektrodene måtte flyttes for å få bedre kontakt, også her mye stein/grove sedimenter i jorda. Dette viste seg å ha stor betydning for kontakten, og det ble tilførte mye saltvann rundt elektrodene, som ga bedre kontakt. L.3; svært høy motstand i overflaten, i en forsenkning i terrenget med bekk hadde steinlagt og utvasket kanal som ga utfordringer med plassering av elektroder. Det er utført flere målinger med ulike innstillinger for å tilpasse forholdene. L.4; det var relativt god kontakt med elektrodene i fuktig overflate, i motsetning til skogdekke, skogsområdet hadde også her høy resistivitet men god kontakt.

Elektrodetest ble utført før selve målingene ble startet, for alle målestedene. «Focus One» metoden (Abem, 2012) ble brukt, den tester alle elektrodene opp mot hverandre, der resistansen ble målt mellom dem alle. Grunnen til at denne testen ble kjørt var å unngå dårlig elektrodekontakt som ville påvirket målingene i alle ledd videre i behandlingsprosessen. Det ble mange feilmeldinger om at motstanden var for høy under elektrodetest, noe som var

uunngåelig i målestedene L.1-L.3. Elektrodetest viste at elektrodene var tilkoblet: «0 bad», «0 fail». Elektrodene ble flyttet rundt for å få bedre kontakt og tilsett saltholdig vann som ga bedre kontakt. Dårlig kontakt skyldes trolig mye grov stein, røtter i skog, samt tørr overflate.

Feilmeldinger oppstod: «*too high resistance or no contact*» på flere steder i målerekken. Effekten og strømstyrken ble justert opp ved behov, og dette hadde stor innvirkning på batterikapasiteten og ble svært fort utladd ved økt effekt, ved noe lavere effekt holdt batteriet lengre. Det kunne være antydning til at det eksterne batteriet ikke er helt optimalt. Det er derfor nødvendig å ha med et multimeter(voltmeter) for å holde oversikten over batteriets tilstand til en hver tid som det ble gjort i denne oppgaven. Det indre batteriet i Terrameteret egner seg kun til filbehandling og som reserve ved brudd eller flatt eksternt batteri, og har ikke stor kapasitet.

4.3.1.3 Datainnsamling og målesoppsett og målekonfigurasjon

Wenner konfigurasjonen har hurtigere total måletid enn Schlumberger og effekten kunne settes høyere over lengre tid for Wenner. På grunn av det som er nevnt ovenfor ble denne målekonfigurasjonen satt til første måling for alle målestedene L.1-L.4, for å forsikre om at målingene skulle ha nok effekt til å penetrere og kompensere for høy motstand i overflaten.

Målingene/datainnsamlingen ble i første omgang «stablet» i et stort intervall av sykluser. Denne prosessen gjør flere målinger fra samme sted(kabelstrek) og lager et gjennomsnitt fra målingene og settes sammen til et produkt. Målingene ble «stablet» i et stort intervallspenn med minimumsverdi på 1 og maksimumsverdi på 10, på bakgrunn av at det var forventet ugunstige forhold av signal til støy ratio i alle forsøksområdene (L.1-L.4). Dataenes gjennomsnitt sammen med et standardavvik på de gjentatte (stablede) målingene ble beregnet av ERT instrumentet, ut fra en terskel der standardavviket ble satt til 11 prosent. Dette er en anbefalt verdi (Abem, 2012), og ble valgt derav.

Dersom verdien fra de «stablede» sykluser ikke ligger innenfor standardavvikets avgrensning, blir målesyklusen repetert. Det ble til slutt repetert til maksimalt fire ganger. Dersom avvikets terskelverdi mellom målingene ikke er innenfor ønsket verdi gjennom de repeterte rundene blir de utelatt fra målesettet og fortsetter til neste punkt. Alle standardavvikene fra alle målepunktene ble undersøkt etter måling, og gitt at avvikene fra enkeltpunkt var mye høyere enn de nærliggende punkt, ble disse vurdert som støy og eliminert før videre databehandling, dette blir omtalt i resultatdelen. Forekomsten av støy i målingene var særlig gjeldende nær

overflaten. Mange av elektrodene for forsøksområdene L.1 – L.2 ble påvirket, og førte til støy i flere av målepunktene.

Wenner og Schlumberger er de to målekonfigurasjonene som ble benyttet i denne oppgaven. På grunn av ubrukelig resultater å bygge videre på med Schlumberger konfigurasjonen blir disse ikke videre analysert. Dybde ble beregnet før feltarbeid til å være omkring 11-13 meter på det dypeste, verdier ble hentet ut fra Loke (1999) sine formler for beregning av dybde.

Wenner målekonfigurasjonen har fordel med god signal til støy ratio i motsetning til andre målekonfigurasjoner (Loke, 2010). Wenner er hovedsakelig mest sensitiv på vertikale endringer i resistivitet, og mindre følsom på horisontale endringer (Reynolds, 2011). Disse momentene er fordelaktig for denne oppgaven, der det er ønskelig å undersøke resistivitetsendring i tverrsnittets dyp. Wenner konfigurasjonen ble brukt som følge av sine gode egenskaper for å skille vertikale endringer, med andre ord vertikale endringer av horisontale strukturer (Loke, 1999). Wenner konfigurasjonen er generelt ansatt til å ha godt signal til styrke forhold (Reynolds, 2011, Pierce et al., 2012, Jayawickreme et al., 2010) fordi måling av elektrisk potensial forgår mellom elektrodene og ikke alternerende med strømførende elektroder som i andre målekonfigurasjoner.

4.3.1.4 Helse Miljø og Sikkerhet

Helse miljø og sikkerhet er en viktig del av feltarbeid, og særlig ved bruk av elektrisk utstyr med høy spenning og strømstyrke. Det er nødvendig å bruke fottøy som er isolert mot underlaget for å være beskyttet mot krepstrøm. For mindre strekk som er gjort i denne studien har det vært mulig å holde oversikt over hele kabelstrekket under måling, mulighet til å kommunisere med de som var til stede. For lengre strekk eller uoversiktlig målestrekk er det anbefalt å holde seg på en viss avstand, og på samme side av målestrekningen for å unngå menneskelig og materiell skade.

5. Resultat

Alle resistivitetsdata i denne oppgaven er blitt samlet i løpet av høsten 2014, og representerer primærdata. Rådata ble importert fra Terrameteret og behandles med maskinvare, der det i denne oppgaven er brukt Geotomo Software, RES2DINV versjon 3.59, med lisens fra NTNU. Det blir først og fremst presentert hvordan behandlingsprosessen foregår, og følges opp av valg av parametere for inversjonsmodelleringen som er bakgrunn for det endelige sluttproduktet. Pseudodataene er grunnlaget for framstilling av to-dimensjonale tversnittet med beregnede verdier i syntetiske resistivitetsmodeller.

5.1 Arbeidsprosess fra behandling av pseudodata til framstilling

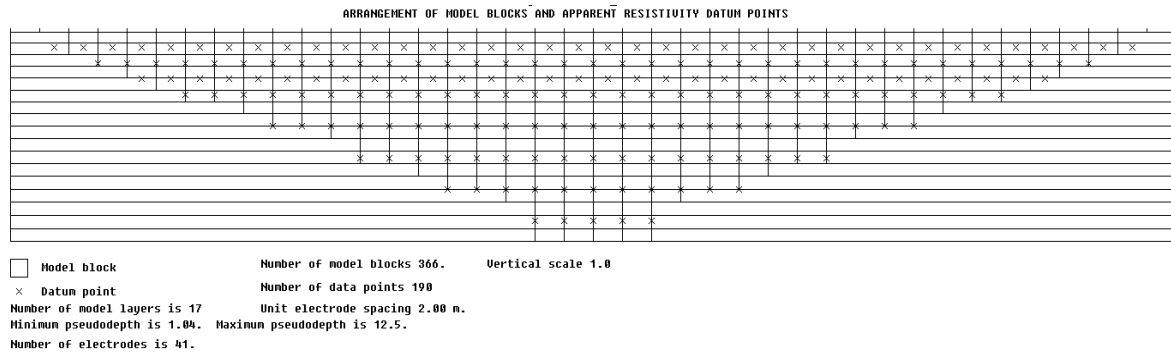
Rådata ble importert fra terrameteret, og har gått gjennom ulike justeringer og tilpasninger som grunnlag for å gi et så representativt og valid grunnlag for framstilling og analyse som mulig.

Det er to nært koblede teknikker for geofysisk dataprosessering og tolkning, nærmere bestemt «*inversjon*» og «*forward modelling*», der den sistnevnte refereres til beregning av egenskaper for fysiske egenskaper i en syntetisk modell. For å gjøre en prosess må den andre gjøres, der begge teknikker sikter på å lage en så nøyaktig modell av virkelighetens egenskaper av grunnforholdene i jorda (Loke, 1999; Loke, 2010). Figur 25 viser et flytskjema over relasjonen mellom data og modell, samt begge dataprosesseringsteknikkene.

Samlede data og beregnet datasett blir sammenliknet for *ekvivalens*, som betyr at hvis samlede målinger av rådata og beregnede verdier i den syntetiske modell ikke stemmer overens blir modellen omarbeidet og en ny «*forward modelling*» blir startet. Hver gang en ny syntetisk modell blir kalkulert og sammenlignet med rådata, er kjent som gjentakelsesprosess i inversjonsprosessen (Loke, 1999; Loke, 2010). Antallet gjentakelsesprosesser ble utført helt til differansen mellom dem var beheftet av mindre enn 5% feilkilde. Det er utført syv runder av gjentakelsesprosesser på alle målingene, som var nødvendig antall gjentakelsesprosesser.

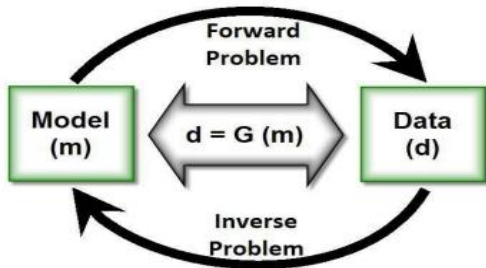
For den typen måling som er utført med ERT metodikken i denne oppgaven, blir *inversjon* av målt spenning grunnlaget for å lage modellene av resistivitetsverdier for det geologiske materialet i grunnen (Reynolds, 2011). Inversjonsprosessene ble utført med «*finite element model*», som involverer å dele opp tversnittet av målingen av grunnen i celler og blokker som er vist i Figur 24, og bestemme resistiviteten ut for hver enkelt celle (Loke, 1999; Loke,

2010). Dette skal gi mer tilnærmet gjengivelse av det geologiske innholdet. Det er ønskelig å skille ut små variasjoner, og erstatte det med et mer generalisert inntrykk. På grunn av store variasjoner i nær overflate, fikk de syntetiske modellene endret cellebredde på halve av elektrodeavstanden som ble brukt under måling, for å få mer adskillelse (Loke, 1999).

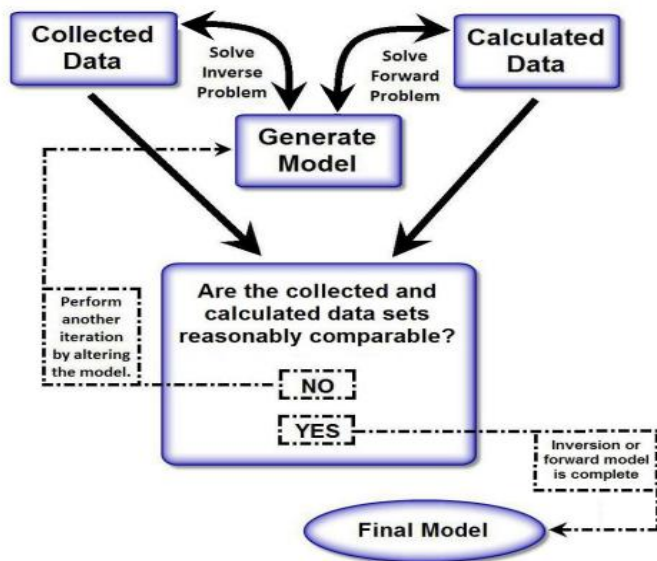


Figur 24 Eksempel fra L.3, oppdeling i blokker/celler av datapunkter fra pseudodata. Blokkene har lik størrelse og er oppdelt i 366 blokker. Elektrodeavstanden under innsamling av data var to meter. Maksimal pseudodybde er målt til 12.5 meter.

Initialmodellen for hver datafil/måling som inversjonen tar utgangspunkt i er basert på resistivitetsverdier som er lik gjennomsnittet til resistiviteten for all datapunkt i hvert målestrekk. Initialmodellen starter med å korrigere overflatetopografien, og deretter resistivitetsverdiene for hver celle i modellen og blir systematisk justert helt til modellen best mulig reflekterer de samlede data ut fra en bestemte kriterier (Loke, 1999; Loke, 2010). Det er derfor nødvendig å samle geografiske koordinater som tillegges modellen, på grunn av at dette har stor betydning for de beregnede resistivitetsverdiene gjennom behandlingsprosessen.



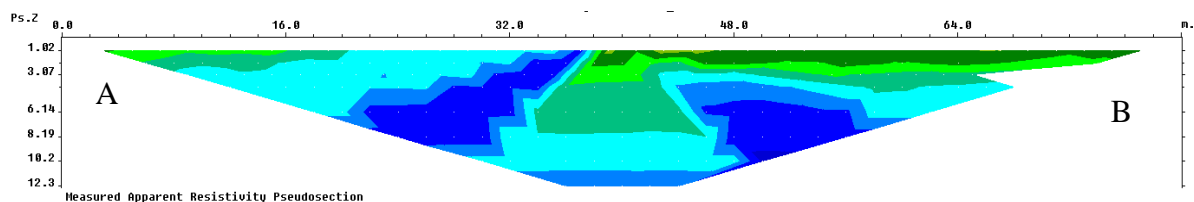
Collected data (d) and the model (m) of a physical property are related by a mathematical function (G). Using a model to calculate a synthetic data set is known as solving a forward problem. Using a collected data set to generate a model is known as solving an inverse problem.



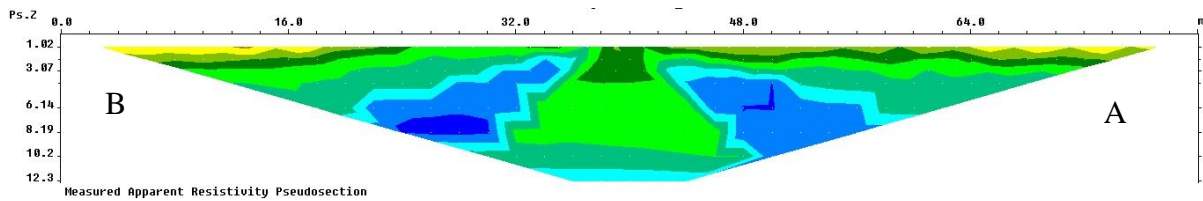
Figur 25 Flytskjema for prosess for inversjon eller «forward modelling». (Pierce et al., 2012).

5.2 Pseudodata og tilsynelatende resistivitet

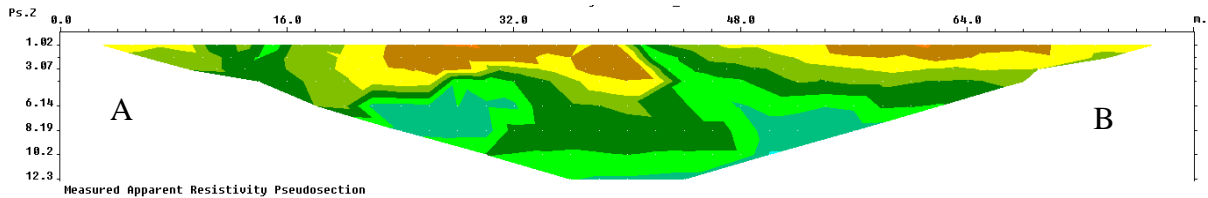
Pseudoseksjonen er vist med tilsynelatende verdier som er et vektet gjennomsnitt av elektrisk resistivitet for alle målepunkter i et målestrekk (Loke, 2001; Abem, 2012), og ble omtalt i metodekapitlet, og hvordan pseudoseksjonen er oppbygd er vist i Figur 20. Pseudodata med tilsynelatende resistivitetsverdier for forsøksområdene L.1-L.4 er vist i Figur 26-29.



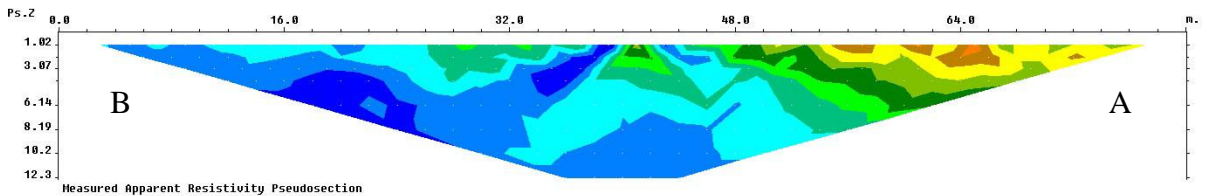
Figur 26 L.1 Pseudoseksjon med tilsynelatende verdier. A, B viser måleretning.



Figur 27 L.2 Pseudoseksjon med tilsynelatende verdier. A, B viser måleretning.



Figur 28 L.3 Pseudoseksjon med tilsynelatende verdier. A, B viser måleretning.



Figur 29 L.4 Pseudoseksjon med tilsynelatende verdier. A, B viser måleretning.

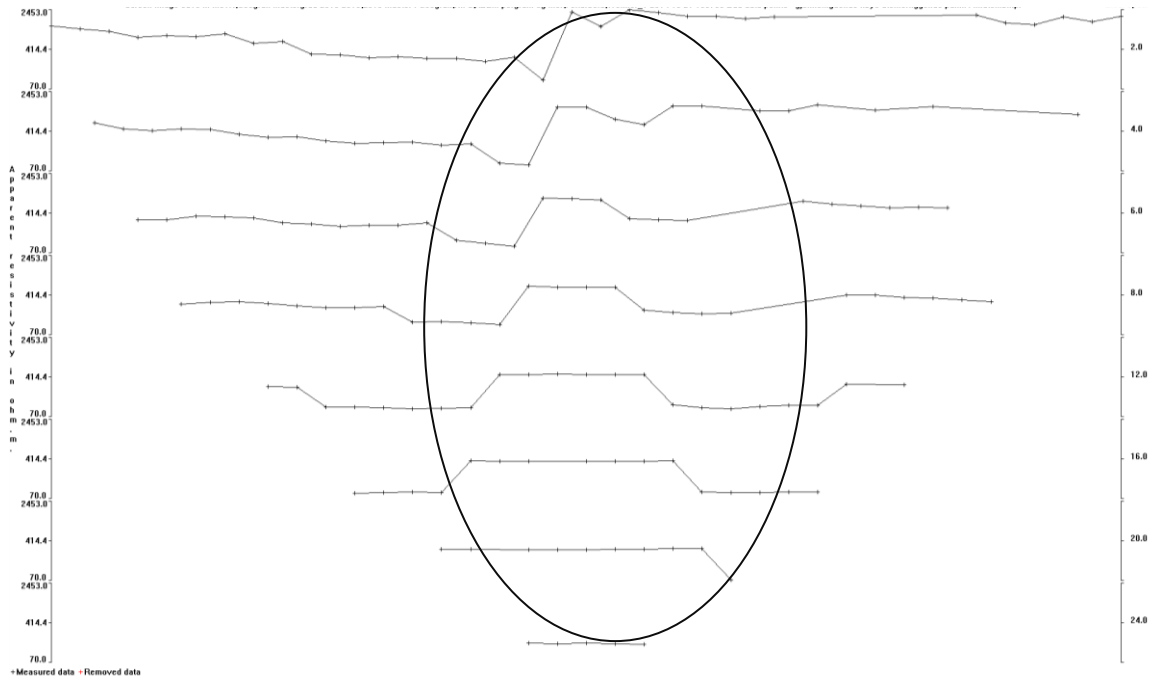
5.3 Behandling av data - analyse av resultater

Det er kun Wenner konfigurasjonen som blir vurdert i denne oppgaven, som følge av at den andre målekonfigurasjonen (Schlumberger) ga ufullstendig datagrunnlag til å bygge resultater på. Det var i utgangspunktet tenkt å vurdere de opp mot hverandre på bakgrunn av at der har ulike fordeler og begrensninger, det foreligger dermed ikke sammenlikningsgrunnlag mellom målekonfigurasjonene. For å komme fram til resultatene blir data gjennomgått ulike behandlingsprosesser i RES2DINV som nevnt innledningsvis til dette kapittelet. Essensen er å beregne tilsynelatende verdier til beregnede resistivitetsverdier med ulike justeringer og forbedringer for å gjengi grunnforholdenes innhold. For å lage en god modell, er det avhengig å ha et godt datagrunnlag. Det er nødvendig å eliminere ukorrekte målepunkter, av utenforliggende verdier. Det er ikke mulig å lage en god syntetisk modell av dårlige data.

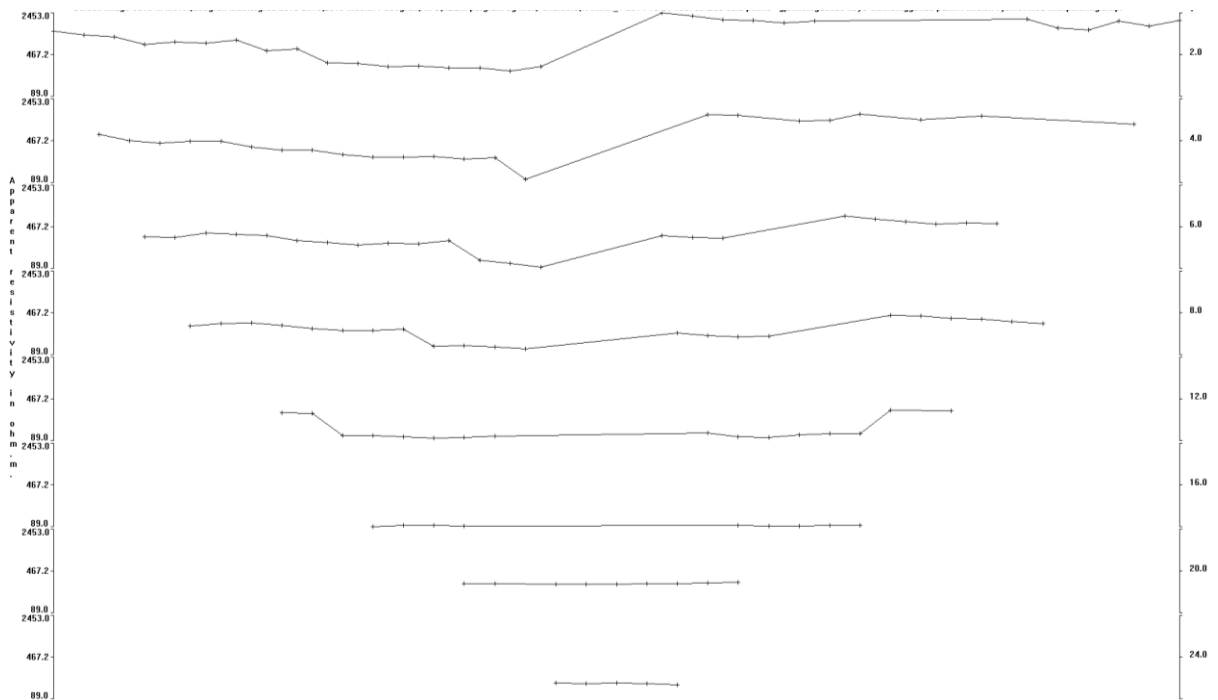
5.3.1 Ufullstendige og feilaktige datapunkter

Målingspunktene i rådataene ble først og fremst manuelt undersøkt for å finne målepunkter som lå utenfor gjennomsnittet, for å unngå feil i videre behandling. Ufullstendige målepunkter kan deles inn i to brede kategorier, følgende: systematisk og tilfeldig støy (Jayawickreme et al., 2008). Systematisk støy er vanligvis forårsaket av fysiske feil under innsamling av data

(Loke, 2001). Tilfeldig støy kan komme av jordforholdene *per se.*, ved svært tørr og grov overflate med røtter. Begge typer feilkilder kan gi målepunkter som har høyere eller lavere resistivetsverdi som ligger utenfor forventede verdier, eller nærliggende verdier (Loke, 2010). I Figur 30, er en systematisk feil vist i midten av profilet, og har mest trolig kommet av utstyret selv i overgangen mellom kabeltromlene.



Figur 30 Systematisk feil med utenforliggende datapunkt i rådata i midten av profilet, ved forsøksområde L.1.



Figur 31 Behandlede utenforliggende datapunkter av forsøksområde L.1.

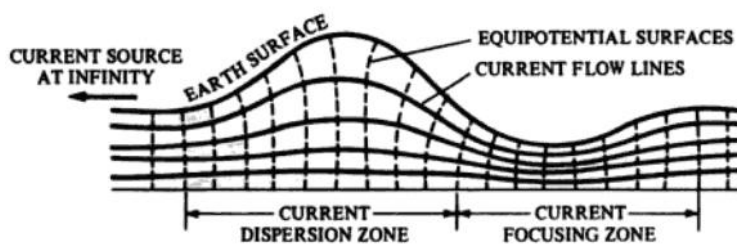
Å fjerne de utenforliggende verdiene viste seg å være et problem som ikke helt klarte å bli løst. Dette var et gjennomgående problem for alle forsøksområdene (L.1-L.4), og må tas i betraktning under tolkning. Når punktene ble fjernet, ble det interpolert mellom de nærliggende verdiene i den horisontale målerrekken, og ga et mer riktig bilde av resultatet enn ved å inkorporere feil i inversjonsprosessen.

5.3.2 Feilkilder i databehandling

Enkelte artefakter var til stede i midten på alle målinger, denne feilen ble oppdaget under analyse av målepunktene i programvaren RES2DINV, de er blitt tonet ned, men ikke eliminert. De ble gjeldende selv etter selektering av utenforliggende målingspunkt og andre behandlingsprosedyrer. Det kan skyldes stor differanse mellom faktiske måleverdier og inversjonsprosessen.

5.3.2.1 Topografisk data

Terrenget kan være en signifikant kilde av forvrenging av resistivitetsverdiene (Telford et al., 1990; Loke, 2001). Topografisk høyde forårsaker spredning av strømlinjene nær overflaten, hvor bunnpunkt i topografien skaper en konsentrasjon av strømlinjene, som vist i Figur 32. Det er derfor nødvendig å legge til topografisk informasjon for å ta i betraktning av slike feilkilder som er med på å skape artefakter i sluttproduktet. RES2DINV har mulighet til å behandle vertikale variasjoner i målingene i modelleringen.



Figur 32 Ved tydelig topografisk relieff langs målestrekket kan det være påvirkning på strømlinjebevegelsen, og må tas i betraktning ved beregning av resistivitet. (Fox et al. 1980).

Det ble lagt til geografiske koordinater i etterkant av resistivitetmålingene. De ble målt opp med håndholdt GPS under feltarbeid og tillagt måleresultatene i programvaren RES2DINV. GPS som ble brukt har riktignok ikke millimeter presisjon, men desimeter nøyaktighet. Posisjonene som ble samlet inn er ansett for å være godt nok for gjeldene formål. På grunn av ukjent feil når geografiske koordinater skulle implementeres i datasettet måtte enkelte

målepunkter reduseres, som ga en knekk på topografien enkelte steder. Dette har trolig liten betydning for helheten.

5.3.3 Inversjon – syntetisk modell

Inversjonsprosessen har som mål å skape en tilnærmet “realistisk” modell av grunnforholdene ut fra en rekke antagelser om grunnforholdene, som blir brukt i beregningene og baserer seg på pseudodataene. Programvaren RES2DINV, bruker komplekse algoritmer for å beregne strømmen ut fra enkeltblokker ved hjelp av ulike variabler om måleområdene. De syntetiske modellene av grunnen gjenspeiler tilnærmet geologiske/hydrologiske verdier. Verdiene er på ingen måte direkte overførbar til virkeligheten, men representerer en beregnet modell av virkeligheten.

De 2-dimensjonale framstillingene deles opp i rektangulære blokker for å beregne spesifikke verdier ut fra de gjennomsnittlige måleverdiene i rådataene. Pseudoseksjonen blir prosessert med «*least squares*» beregning av tilsynelatende resistivitesverdier for å optimalisere de syntetiske modellene. Dette gir en utglattet og mer jevn modell der blokkene får sin egen spesifikke verdi (Dahlin, 2001; Loke, 2010).

Det var forventet høye resistivitetskontraster for målingene siden feltområdene inneholdt blandet jord med variert innhold av røtter og steiner, og dermed ble programmet satt til å stoppe ved syv antall repetisjonsrunder av inversjonen. Optimal innstilling for inversjonsmodellering for hvert resistivitetstverrsnitt ble bestemt ut fra usikkerhet for hver runde med inversjon (Loke, 2010). Fire forskjellige inversjonsparametere ble brukt, og beskrives nedenfor:

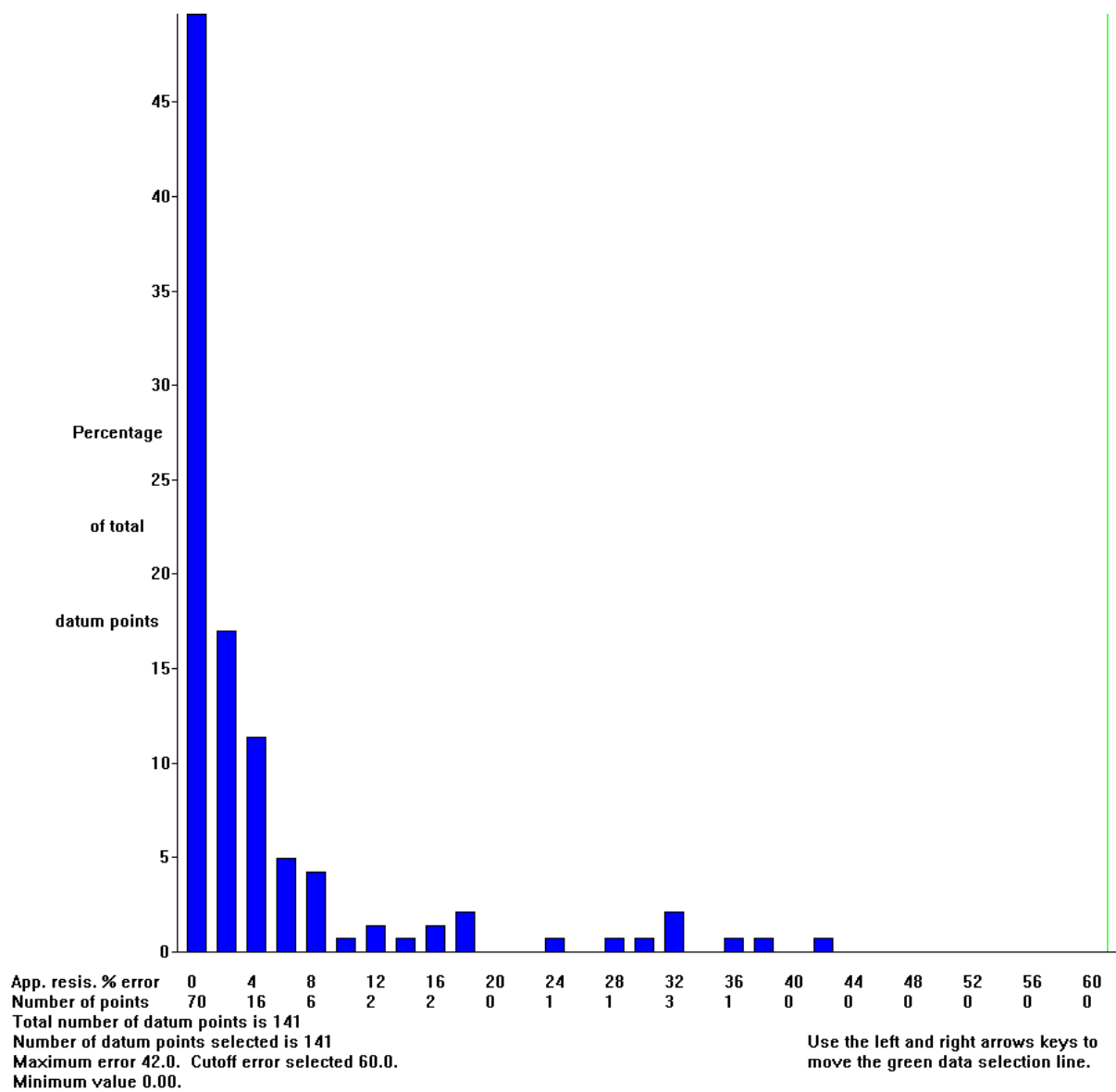
Den første prosedyren ble kjørt gjennom med standard innstillinger, der ingen endringer er gjort i programmet, med normal «*mesh*» størrelse, denne innstillingene definerer tettheten av cellene/blokkene i prosedyren. Det er mulig å velge mellom to og fire noder mellom elektrodene, og fire noder ble brukt som følge av at beregnet resistivitet blir mer nøyaktige i forhold til store resistivitetskontraster. Andre optimaliseringsrutine var «*Robust*» innstillingen, som begrenser omfanget av inversjonen og hindrer skarpe overganger. Resten av innstillingene ble satt til standard og lik den forrige. Tredje forbedringsprosedyre bestod av de første innstillingene i tillegg til fineste «*mesh*», og finere innstilling ga vanligvis finere fordeling av inntrykket av verdiene. Fjerde rutine består av de foregående innstillinger og er beholdt lik, med «*reduced effect of side blocks*». Denne prosessen ble satt til å bli redusert,

som betyr at forekomsten av svært høye eller svært lave resistivitetsverdier på sidene og og bunnen av modellen og gir bedre forhold mellom blokkene i midten i forhold til de ytre (Loke, 1999; Loke, 2010; Dahlin, 2001).

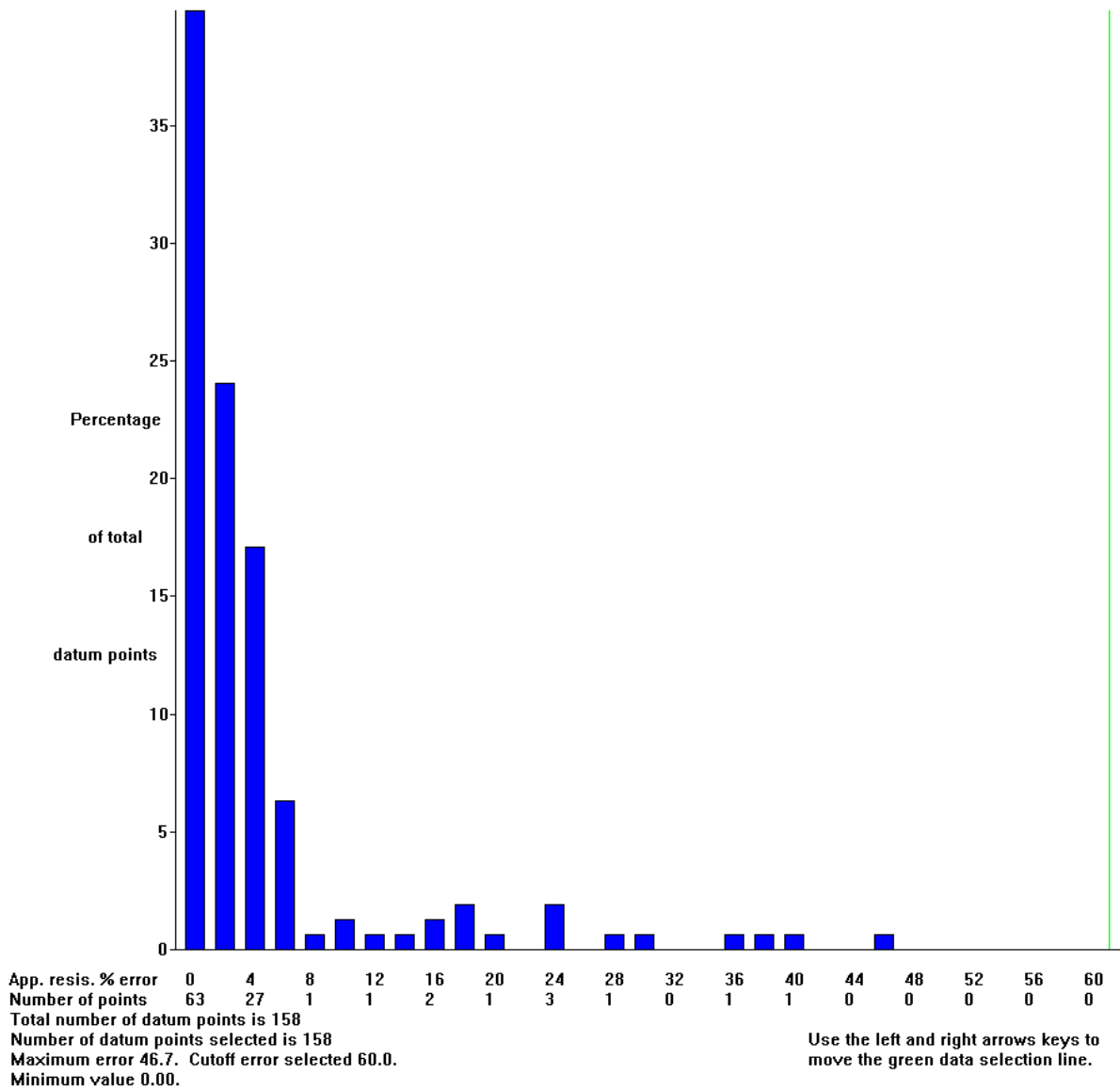
5.3.4 RMS error – kvadratisk middelverdi

RMS er et statistisk mål på variasjon av målepunktene i datamaterialet for hvert målestrekk. Gjennomsnittsverdien for inversjonsmodellene, viser forskjellen i prosentvis forhold mellom målt resistivitet og forventet/beregnet verdi av inversjonsprosessen (Loke, 2001). Lavere RMS prosentandelen gir høyere *ekvivalens* mellom samlet dataverdi (målt verdi) og beregnet verdi. Det kan føre til at RMS feilkilden kan bli høy hvis målte data inneholder mer støy enn antatt, noe den som behandler dataene må ta hensyn til. Målestrekk med mye støy viser høyere dataavvik forsøksområdene L.1 og L.2 og er vist i Figur 33 og 34. For forsøksområdene L.3 og L.4 som vist i Figur 35 og Figur 36 har mindre avvik i datapunktene. L.1 og L.2 har større avvik enn L.3 og L.4, og kan leses ut fra histogrammets verdier, der den første søylen representerer godt samsvar mellom datapunktene.

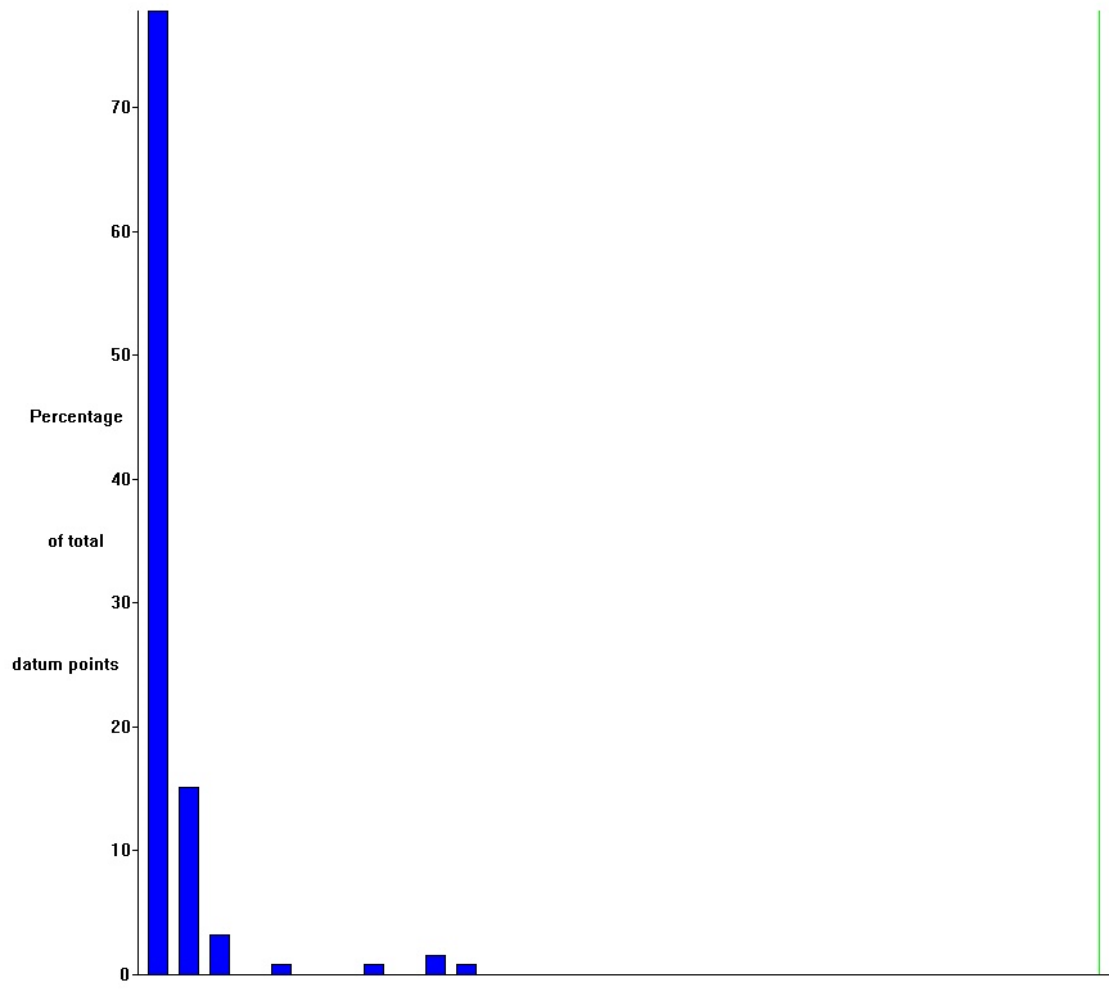
Målingene inneholder skarpe skiller/kontraster i resistivitetsendring, og kan medføre at inversjon skaper ikkeeksisterende objekter. Dette skjer som følge av at inversjonsalgoritmen prøver å finne og bevare de målte verdiene samtidig som den ønsker å sammenføre dette til en utglattet modell (Koch et al., 2009; Loke, 2001).



Figur 33 RMS for forsøksområde L.1.



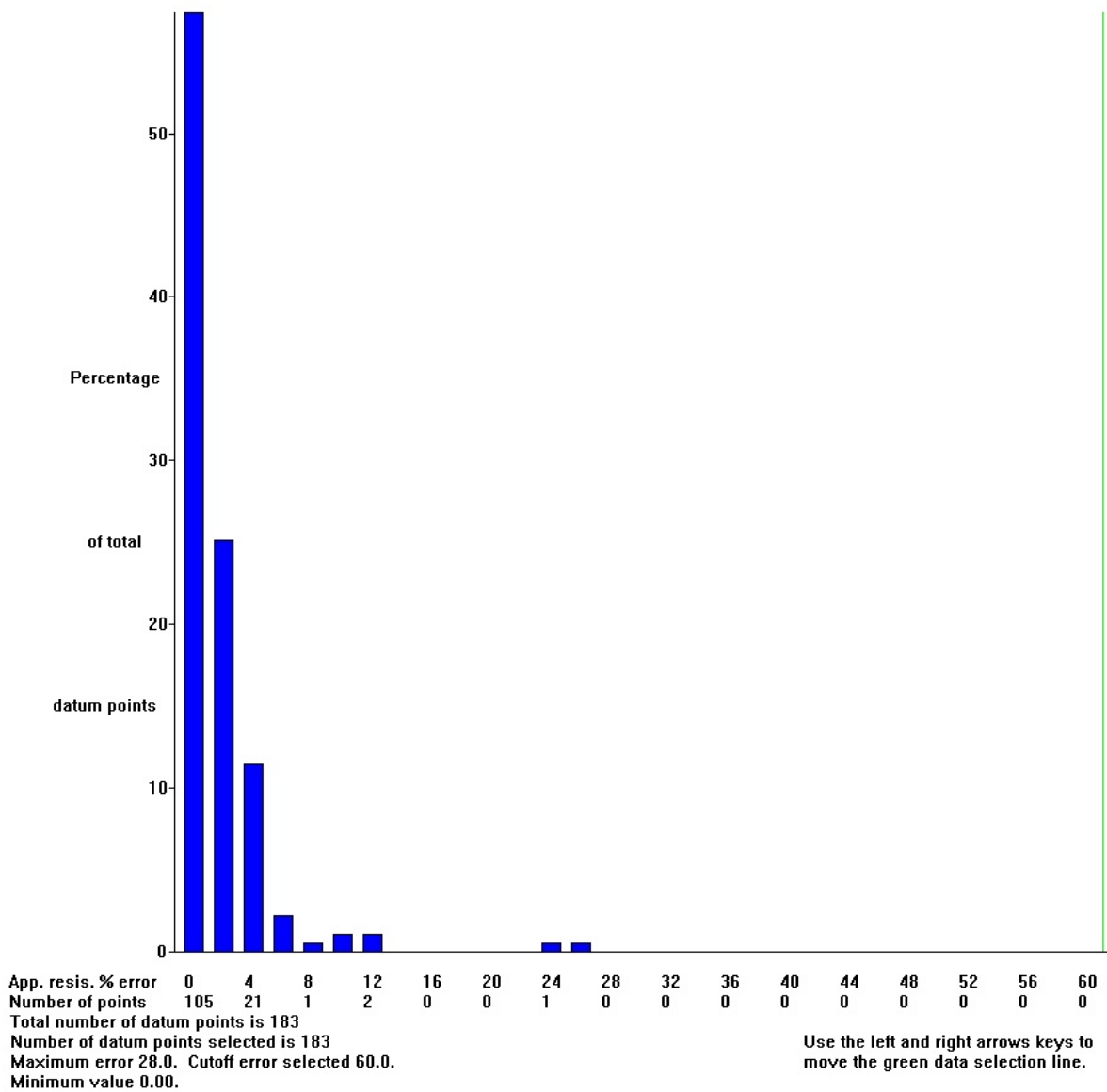
Figur 34 RMS error for forsøksområde L.2.



App. resis. % error 0 10 20 30 40 50 60 70 80 90 100 110 120 130 140 150
 Number of points 98 4 1 0 0 1 0 0 0 0 0 0 0 0 0
 Total number of datum points is 126
 Number of datum points selected is 126
 Maximum error 53.5. Cutoff error selected 150.0.
 Minimum value 0.00.

Use the left and right arrows keys to move the green data selection line.

Figur 35 RMS error for forsøksområde L.3.



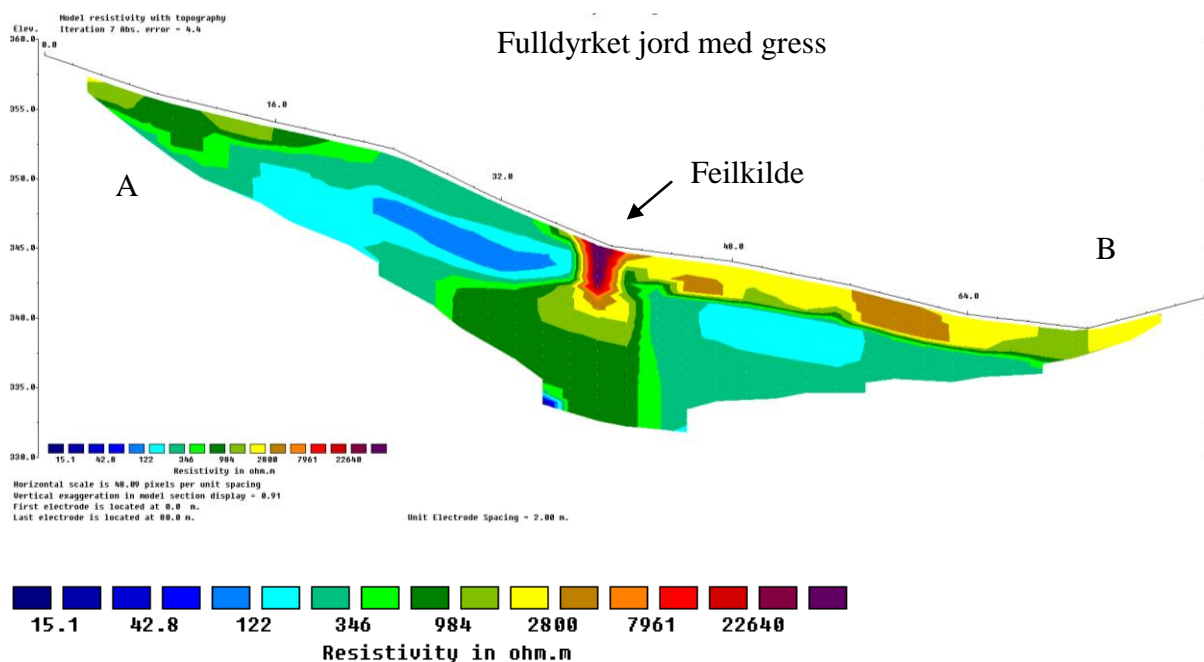
Figur 36 RMS error for forsøksområde L.4.

5.4 Beregnede resistivetsmodeller

I dette delkapittelet presenteres de syntetiske modellene fra de fire forsøksområdene (L.1-L.4) fra feltområdene i Soknedal.

Fargeskalaen som er brukt i presentasjon av resultatene er logaritmiske, som gir best skille mellom fargevariasjonene mellom lave resistivetsverdier fra lysere blå farge, og mindre variasjon mellom høy resistivetsverdier med varmere rød/lilla farge. Dette viser tydeligere visuell forskjell mellom overgangene med lavere resistivitet. Resistivetsverdiene representerer ohmmeter, som er *SI* enheten for elektrisk resistivitet (Abem, 2012), de er vist i en fargeskala fra lav verdi i blått til høy verdi med lilla, og er plassert i nedre venstre hjørne på resultatprofilene. Resistivetsverdiene i skalaen vil variere fra sted til sted, og er ikke universell. Alle resultatene er oppgitt i meter over havet (m.o.h) på y-akse og lengde på målestrekk i x-akse, verdiene er vist på overflaten. Alle profilene har en total lengde på 80 meter.

5.4.1 Forsøksområde L.1



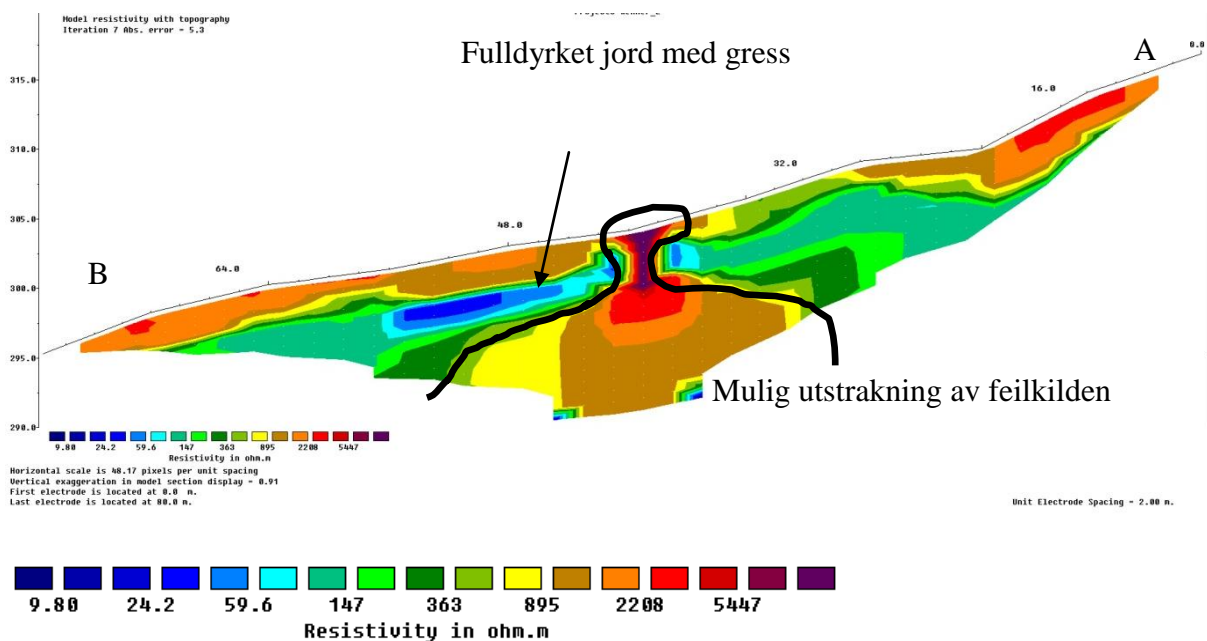
Figur 37 viser endelig resultat for jordbrukslandskap L.1/modell med topografi, 7 søkerunder med error på 4.4 %. Punkt A (0 meter) mot B (80 meter) retning for måleretning. Y-aksen viser elevasjon, fra 360m.o.h, ned til 330 m.o.h. Laveste resistivetsverdi starter med blått (15 ohmmeter) på venstre side av skala, økende mot høyre opp til 22.000 ohmmeter. Elektrodeavstand er 2 meter. Svart pil viser artefakt.

Forsøksområde (L.1) hadde under innmåling en vannmetningsgrad i bakken på 49 %, gitt fra Senorge (2014). Forsøksområdet er klassifisert som innmarksbeite som er et jordbruksareal med gress som blir benyttet til beite (Skog og landskap, 2014).

Figur 37 viser endelig resultatprofil for forsøksområdet L.1. Som forventet er det høyere resistivitet i hele overflaten, på venstre side er det en gradvis overgang fra høyere resistivitet på 340 – 1000 (grønt) ohmmeter ned til et område med lavere resistivitet (blått) på 40-120 ohmmeter og kommer tydelig fram på venstre halvdel.

I nært overflaten på høyre side er det er markant endring i resistivitet på omkring 2,5 - 3 meter dybde. Det er jevn høy resistivitet på 1500 – 3000 ohmmeter med gul/brun farge på skalaen i overflaten på den høyre halvdel, mot retning B. Det var observert stor grad av grovt materiale ved dette området i overflaten som kan underbygge de høye verdiene. Høyre halvdel var i større grad preget av nedtramping av beitedyr, i motsetning til venstre halvdel som var lite berørt. Pilen i midten av figuren viser trolig en systematisk artefakt, og ut fra manuell behandling av ”dårlige” datapunkter som vist i Figur 30 ser dette ut til å prege hele midtre del av målingen vertikalt ned til bunn av profilet.

5.4.2 Forsøksområde L.2

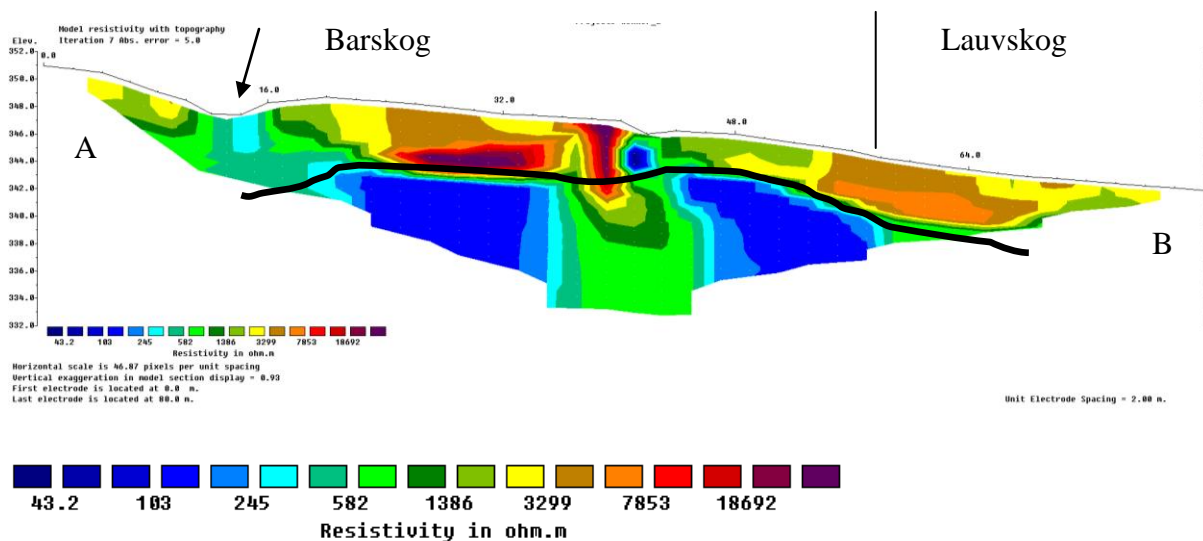


Figur 38 endelig resultat av jordbrukslandskap L.2. Syntetisk modell med topografi, 7 søkerunder med error på 5.3 %. Punkt A (0 meter) mot B (80 meter) retning for måleretning. Y-aksen viser elevasjon, fra 290 m.o.h., ned til 315 m.o.h. Laveste resistivetsverdi starter med blått (9 ohmmeter) på venstre side av skala, økende mot høyre opp til 5.450 ohmmeter. Elektrodeavstand er 2 meter. Svart strek rammer inn angivelig utbredelse av artefakt.

Forsøksområde 2 (L.2), hadde under innmåling gitt vannmetningsgrad i bakken på 45 % (Senorge, 2014). Forsøksområdet er registrert med fulldyrket jord (Skog og landskap, 2014), dette området er i motsetning til L.1, ikke preget av beiteaktivitet. I forsøksområde L.2 er det gress med større tuer/«sølvbunker». Tuene er mange og spredt ut over hele skråningen med en til to hauger per kvadratmeter.

Figur 38 viser endelig resultatprofil av resistivitetsmåling ved forsøksområde for L.2. Dette området har tydelig høyere resistivitet nært overflaten enn ved L.1. Det er en klar overgang til en sone med lavere resistivitet på et par meters dyp, som deretter øker igjen. Området i den midtre sonen (svart pil) har resistivitetsverdier under 100 ohmmeter, som blir avbrutt av svært høye verdier i senter av målingen (som er kjent feilkilde). Som nevnt i L.1 er disse verdiene gjentagende systematisk feil, som har vært til stede i alle målinger. Svart omriss viser mulig utstrekning av feilkilden.

5.4.3 Forsøksområde L.3



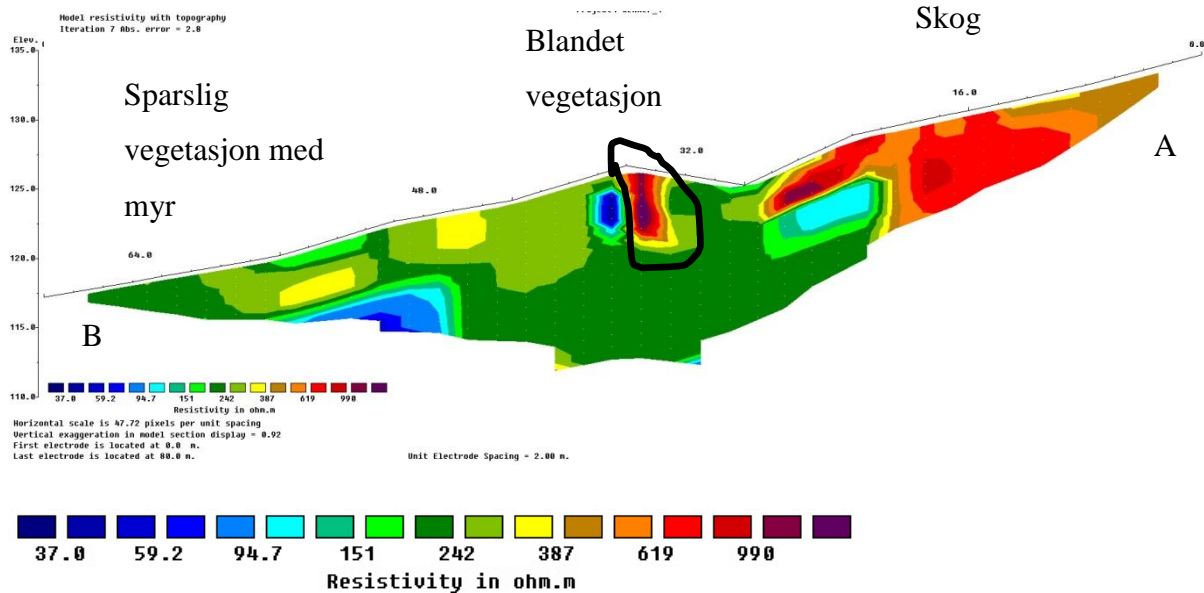
Figur 39 viser endelig resultat for skogsområde, bestående av barskog fra A til lauvskog mot B, adskilt med vertikal linje. Syntetisk modell med topografi, 7 søkerunder med error på 5.0 %. Punkt A (0 meter) mot B (80 meter) retning for måleretning. Y-aksen viser elevasjon, fra 332m.o.h, ned til 350 m.o.h. Laveste resistivitetsverdi starter med blått (43 ohmmeter) på venstre side av skala, økende mot høyre opp til 18.700 ohmmeter. Elektrodeavstand er 2 meter. Svart pil viser forsenkning hvor det går et bekkeløp. Svart linje viser angivelig grunnvannspeilet.

Forsøksområde 3 (L.3), under innmåling var gitt vannmetningsgrad i bakken på 46 % (Senorge, 2014). Dette forsøksområdet er registrert som skogdekket område med barskog (A) fra venstre side og strekker seg omtrent 50 meter mot høyre del av profilet med overgang til lauvskog (B) (Skog og landskap, 2014). Svart vertikal linje i resultatprofilen skiller skogtypene.

Figur 39 viser endelig resultatprofil for forsøksområde L.3. Det er et tydelig skille mellom overflaten ned til omkring fire meter dybde, fra høy resistivitet i barskogsområdet med verdier på 580 – 18600 ohmmeter over den svarte linjen. De lave verdiene befinner seg under den svarte linjen fra 4-6 meters dyp med resistivitetsverdier på 40 ohmmeter. Svart pil, 14 meter fra venstre ende (A), viser en forsenkning der det går en vannførende bekk. Svart linje på tvers av profilet viser angivelig grunnvannspeilet med resistivitetsverdi på like under 100

ohmmeter. I likhet med de to forgående profilene er også denne beheftet med artefakt i senter, som er formet som en tapp i verdier over 19000 ohmmeter og skiller de lave resistivitetsverdiene på 40 ohmmeter (blått) fra hverandre, med en verdi på 1400 ohmmeter (grønt).

5.4.4 Forsøksområde L.4



Figur 40 viser endelig resultat for L.4, som har tredelt arealdekke med ren skog, med overgang til blandet vegetasjon ned til sparslig vegetasjon med myr. Syntetisk modell med topografi, 7 søkerunder med error på 2.0 %. Punkt A (0 meter) mot B (80 meter) retning for måleretning. Y-aksen viser elevasjon, fra 110 m.o.h., ned til 135 m.o.h. Laveste resistivitetsverdi starter med blått (37 ohmmeter) på venstre side av skala, økende mot høyre opp til 990 ohmmeter. Elektrodeavstand er 2 meter. Svart innramming i midten av profilet er feilkilde.

Forsøksområde 4 (L.4), hadde under innmåling en gitt vannmetningsgrad i bakken på 40 % (Senorge, 2014). Ved dette forsøksområdet er resistivitetsmålingen utført i et tredelt vegetasjonsdekke, fra heldekt blandet skog (A) til blandet vegetasjon av busker og små plantevekster, over til myr ved (B) (Skog og landskap, 2014).

Figur 40 viser endelig resultatprofil for forsøksområde L.4. Målingen har markant overgang fra høy resistivitet fra godt utviklet skog øverste i høyre ende (A), med overgang til blandet skog og mindre vegetasjon (busker) i midten, til fuktig mosedekke med plantevekster og myr til venstre i profilet (B). I øvre deler på høyre side av målingen (A) finnes de høyeste resistivitetsverdiene i hele profilet med verdi på over 900 ohmmeter (rød/lilla). Under overflaten på 20 meter fra høyre side (A) på tre til fire meter dyp er det en lomme av relativt lav resistivitet på 100 ohmmeter under skogdekket. Det er synkende resistivitet i midtre deler av profilet, sett bort i fra feilkilden som er innrammet med svart linje. Det er en lomme av lav resistivitet på 37 ohmmeter under sparslig vegetasjon med myr i venstre del av profilet (B),

hvor det i fra overflaten ned til dette området på omkring to til tre meter har høyere resistivitet på 250 – 400 ohmmeter.

6. Diskusjon

Datainnsamling med geofysisk analyseinstrument kan medbringe mange usikkerhetskilder både ved praktisk oppsett, innsamling av data, og behandling og tolkning av resultater i etterkant. Feilkilder kan ha stor betydning for sluttresultatet, dette diskusjonskapitlet starter med en diskusjon av feilkilder i tidligere studier, selverfarte feilkilder, deretter diskuteres resultatprofilene for de fire forsøksområdene. Avslutningsvis diskuteres hvordan bruk av ERT kan bidra i kunnskapsbygging i sammenheng med vegetasjon og hydrologi, og vurdering av naturfarer.

6.1 Metodikkens usikkerhetsfaktorer og feilkilder

6.1.1 Oppsett av instrument og innhenting av data i felt

Det er flere innstillinger på måleinstrumentet som er nødvendig å ta hensyn til før det kan utføres analyser av grunnforhold. Valg av målekonfigurasjonsoppsett og elektrodeavstand er vesentlig i forhold til hva det skal gjøres undersøkelse av. Ulike målekonfigurasjoner har sine fordeler og ulemper, og det er anbefalt å gjøre undersøkelser av området, samt gjøre testmålinger i forkant, for å finne det mest egnede oppsettet som gjengir virkeligheten på best mulig måte (Abem, 2012; Loke, 1999). Penetrasjonsdybden kan teoretisk strekke seg fra desimeter til flere hundre meter, og dermed er det nødvendig å tilpasse omfanget etter hvilke resultater man ønsker. ERT utført i borehull kan gi ekstra informasjon på bestemte steder (Christensen & Sorensen, 1998). Formen på forskjellige konturer i resultatet av målingen kan vise svært forskjellige strukturer med forskjellige måleoppsett, som eksempelvis Wenner eller Schlumberger. Valg av adekvat målekonfigurasjon er avhengig at det er en viss kunnskap om grunnen som skal undersøkes, og hvilke egenskaper som kjennetegner de forskjellige målekonfigurasjonene. Det er nødvendig å ta hensyn til følgende omstendigheter før måling: området som skal dekkes, dybde, karakteristikken og sensitiviteten til målekonfigurasjonen.

For mine målinger er rekkevidden på studieområdene relativt begrenset i utstrekning (80 m) og er utført med to kabeltromlers lengde.

På det tidspunktet måledybden ble beregnet, var ikke den avskjærende sideeffekten av de ulike profilene godt nok kjent, og betydning dette medførte for yttersidene i profilet. Begrenset målestrekk førte til betydelig mindre data for sidene av målingene. Et lengre målestrekk hadde gitt større dybde for større deler av ønsket måleområde. Dette har gitt

konsekvenser for dybden av ytterkantene i resultatene, og det mangler en god del informasjon der i forhold til midten av profilene.

ERT målingene kan avleses på terrameteret i felt, og kan gi midlertidig indikasjon på resistiviteten, dette kan være med på effektivisere påfølgende måleserier ved å gjøre forbedringer underveis. Det ble gjort endringer i innsamlingen i felt underveis, som avviker fra de planlagte forsøksplaner. Det er mange innstillinger og oppsett på måleinstrumentet, selv små justeringer er med på å gi utslag på datamaterialets nøyaktighet.

Tekniske utfordringer under innsamling av data kan medføre feilaktig informasjon om faktiske forhold. Systematisk og tilfeldige feil (Loke, 1999; Loke, 2010) kan ofte være et problem under resistivitetsmålinger (behandling av disse ble gjennomgått i resultatdelen). Systematisk feil kommer fra fysiske feil under måling. Dette kan være brudd på kabelen, dårlig kontakt i jorda mot elektroden, manglende tilkobling med «jumperen» mellom elektroden og multikabelen, eller kobling av kabelen i feil retning til instrumentet. Det er ansett som svært nødvendig å gjøre elektrodetest før måling utføres for å hindre kumulative feil i dataene. Systematiske feil kan detekteres tidlig, enten ved at det oppstår feilmelding under testmåling eller at det er tydelige mangler eller svært unaturlige resultater. Feil i resultatene kan eventuelt identifiseres i databehandling av pseudoseksjonen/råtataene, eller i tabellformat på instrumentet både under og etter måling. Tilfeldig støy kan komme av eksempelvis «*telluric currents*» (Reynolds, 2011), med andre ord strømbevegelse i jorda som er knyttet til både naturlige og menneskeskapt kilder. Det var både høyspentlinje, strømgjerde og jernbanelinje i nærheten av målestedene som kan være med på å skape støy ved måling. Enkelte typer målekonfigurasjoner kan være mer sensitiv for slike påvirkninger, og de har vanligvis ikke stor innvirkning på Wenner konfigurasjonen (Loke, 2001; Reynolds, 2011; Robinson et al., 2012) som ble valgt i denne oppgaven. Det er mulig å gjøre innstillinger på terrameteret som kan bidra til å filtrere enkelte typer av «*telluric currents*».

En annen viktig årsak til instrumentelle feilkilder er etterheng av ladning rundt elektrodene, enten ved uriktige måleinnstillinger, eller kobling av elektroder til feil plassering på multikabeltrommelen. Når en elektrode er brukt som strømførende leder blir den ladd og bygger opp ladning rundt elektroden i jorda. Det tar en viss tid før denne ladningen avtar, og derfor viktig at den samme elektroden ikke blir benyttet som måleelektrode uten forsinkelse i mellom (Dahlin, 2000; Reynolds, 2011).

Problemer med elektrodekontakt ved bruk av ERT metodikken er påvist av Loke (2010), og ble også erfart i denne oppgaven. Dårlig elektrodekontakt er et problem som kan dukke opp ved ugjennomtrengelig, steinholdig og tørr overflate, da det blir problematisk å penetrere elektrodene godt nok ned i bakken. Dersom jorda i tillegg er for tørr og grov blir det ikke god nok kontakt for elektrisk strømbevegelse, som også hemmes av dårlig kontakt mellom elektroder. Et praktisk tips er å anvende kattsand rundt elektrodene som fuktes rikelig med vann i områder med tørr overflate, som gjør at det holder på vannet og vil gi bedre kontakt i slike utfordrende forhold.

Det motsatte problemet av dårlig elektrodekontakt er dersom overflatelaget har mye vann til stede, som kan resultere i kortslutning som følge av høyt vanninnhold. Den elektriske strømmen kan bli fanget i en *loop*, og hindres i å passere ned i underliggende dybde (horisonter).

Et annet problem med å utføre målinger relatert til eksempelvis nedbørshendelser, er en effekt som kan oppstå når mengder med tilført vann forskyver innholdet i porene i en slags stempelaktig bevegelse som øker resistiviteten i jorda (Winship et al., 2006). Dette kan resultere i en forbigående forhøyet resistivitet, som ikke gjengir stabile forhold.

6.1.2 Tolkning og behandling av data

Det er mange faktorer som spiller inn på resultatet av målingene, deriblant behandlingsprosedyrer av data. Resultatprofilene av ERT målinger representerer ikke et direkte bilde av faktiske forhold, men en syntetisk modell av den fysiske virkeligheten.

Det er sjeldent en unik løsning eller ett riktig svar på geofysiske målinger med ERT. For å unngå feiltolkning er det en fordel å kunne verifisere med direkte målinger av grunnforholdene, eksempelvis geotekniske undersøkelser med borehull (Schrott & Sass, 2008). Det er ingen slik informasjon tilgjengelig for forsøksområdene i denne oppgaven. Tolkningen av tomografiske resultater er svært utfordrende med tanke på alle variabler som inneholder ukjent referansepunkt. Når ERT data er eneste kilde til informasjon for grunnforholdene, og uten tilgjengelig tilleggsinformasjon om feltområdet, er det svært utfordrende å angi de hydrologiske resultatene med sikkerhet. ERT data kan anvendes til å *beregne* angivelig vanninnhold i jorda ut fra variasjon i resistivitet (Reynolds, 2011; Jayawickreme et al., 2008). Archie's ligning kan brukes til dette ved å regne differansen av mengde metning i grunnmassene og de målte resistivitetsverdier for vann. ERT kan kalibreres

med eksempelvis grunnvann som referansepunkt, dette vil variere mellom ulike steder. Dermed er det nødvendig å supplere med fysiske målinger for å bekrefte om ERT målingene er gyldige for det aktuelle prøvestedet.

Konvertering av ERT målinger som beskriver resistivitet til å beskrive vanninnhold er ikke uproblematisk, da resistivitetmålinger blir influert av mange variabler (Friedman, 2005). Det er utfordrende å tolke og overføre resultater fra geofysiske målinger til å beskrive hydrologisk informasjon (Koch et al., 2009), særlig i relasjon til vegetasjon (Robinson et al., 2008). Ut fra resultatene i denne oppgaven blir det nærmest umulig å si noe om forholdene ut fra enkeltmålinger fra en enkelt periode. Ideelt sett bør et område måles gjentatte ganger over tid for å oppnå reliable resultater. Det gjør at resultatene ikke utelukkende kan beskrive et direkte forhold til vann. For å oppnå bedre skille mellom lagring av vann og bevegelse av vann fra andre kilder som kan gi like resistivitetsverdier, kan man benytte «*time-lapse*» ERT med kontinuerlig registrering av resistivitet (Nijland et al., 2010). Denne er svært effektiv i å separere vann i jord fra andre variabler, ved å se på dynamiske endringer i resistiviteten (Nijland et al., 2010).

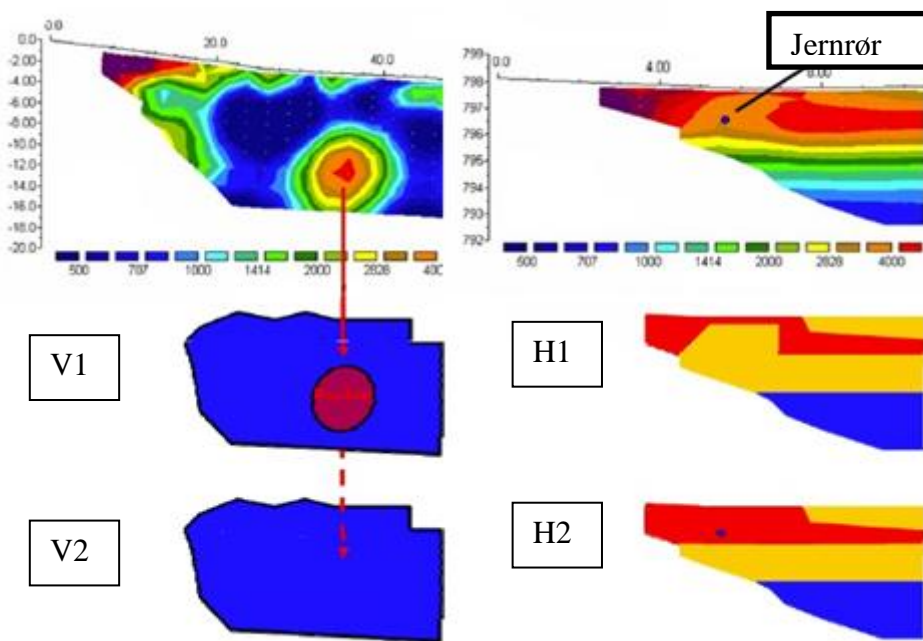
Komplementære målinger og annen kartlegging kan være med å gi bedre tolkning av ERT målingene, eksempelvis ERT måling i borehull som kan gi mer detaljert oppløsning ønskede områder i dypere lag (Christensen & Sorensen, 1998). Annen informasjon om feltområdet er ansett som nødvendig å kjenne til for å kunne forbedre dataene, eksempelvis oversikt over innlagte rør (særlig utformet i jern), eller arealinformasjon om tidligere bruk. Som nevnt vil systematisk og tilfeldig støy fra både instrument og omgivelsene kunne føre til store feilvurderinger i tolkning av data dersom dette ikke oppdages under måleprosessen (Jayawickreme et al., 2008; Loke, 2001; Dahlin, 2001).

6.1.2.1 Inversjon og behandlingsusikkerheter

Inversjonsprosessen av rådataene blir brukt til å lage todimensjonale tomografisk resultatet (profiler), og er beheftet av mange justeringer og tilpassninger for å komme fram til det ønskede visuelle produktet (inversjonsprosess gjennomgått i resultatdelen). Den beste inversjonsalgoritmen er nødvendigvis ikke den mest optimale løsningen for de respektive datasett (Koch et al., 2009; Loke, 2001). Eksempelvis var det systematiske feil i midten av alle målestedene (L1.-L.4) i denne oppgaven. Feilene er størst i overflaten, og følger trolig målingene vertikalt med avtagende verdi mot bunnen, denne feilen er representert med høye

resistivitetsverdier. Inversjonsalgoritmen ser ikke ut til å ta hensyn til dette, og dermed skapes et feilaktig resultat.

Resistivitetsverdier representerer ikke nødvendigvis sanne verdier av grunnforhold, og selv om feilkilder begrenses til et minimum kan artefakter være vanskelig å eliminere. Alle resultatprofilene i denne oppgaven viser artefakter i midtre parti. Dette ble forsøkt tonet ned ved databehandling, men er fremdeles fremtredende i fremstillingene. Feilen var tilstede på alle forsøksområdene (L.1 – L.4), som gjorde det enklere å oppdage ved resultatbehandling.



Figur 41 Mulig utfall fra en inversjonsprosess. Venstre side (V1) viser noe som kan være en stein, V2 tolket som ikke stein. H1 Viser et jernrør har blitt en del av omgivelsene og utvidet nærliggende resultat i lagdelingen. H2 Viser at jernrør er kjent og adskilt. (Pierce et al., 2012) (redigert).

Figur 41 viser eksempel på misvisende data og mulige feiltolkninger i inversjonsprosessen fra ERT data, fra en studie utført av Pierce et al. (2012). ERT profilet på venstre side viser av figur viser en sone med høy resistivitet i målingen i nedre del, og kan tolkes som en større stein, det er imidlertid vanskelig å vite hvor stor utstrækning denne har ut fra tverrsnittet (Pierce et al., 2012). Etter behandling av tilsynelatende verdier kan data resultere i mindre omfang enn faktisk størrelse, eller forsvinne helt. Behandlingsprosedyrer for beregning av resistivitet kan ha lett for å forvrengte objekter (Pierce et al., 2012). Det som skjer i V1 til V2 er at det som er en stein forsvinner som følge av inversjonsprosessen. Høyre side viser eksempelvis at et jernrør kan ta opp større del av resistivitetsverdiene og bli en del av omkringliggende verdier. H1 viser et mulig resultat av en syntetisk modell etter behandling der det opprinnelige jernrøret er blitt en del av nærliggende verdier. H2 viser hvordan

tilleggsinformasjon kan bidra til å få skilt ut objekter som er kjent (Pierce et al., 2012). Det er svært vesentlig å unngå inkorporering av feilkilder eller verdier som kan forveksles. Eksempelvis har et jernrør lik verdi som væske eller finsedimenter.

6.1.3 Ytre miljøpåvirkning på datamaterialet og artefakter

Dersom ”dårlig” data benyttes blir sluttresultatet deretter. Artefakter eller feilaktig informasjon kan komme allerede fra innsamling av data. Resistivitetmålinger i løsmasser blir influert av mange variabler, deriblant materialinnhold, struktur, temperatur, og saltinnhold. Som eksempel er både skog og områder uten skog er mer elektrisk konduktive i jorda tidlig på morgenen i motsetning til sent på kveld (Robinson et al., 2012). Dermed blir tiden på døgnet det utføres målinger en viktig variabel som påvirker temperatur og naturlig vannfluktasjon.

En mulig artefakt er påvist av Ursino et al. (2014). Det ble funnet lave resistivetsverdier i øverste jordlag som skyldes høyt innhold av fuktighet, dette ga forhøyede resistivetsverdier i nedre jordlag på samme tid. Denne artefakten kommer som følge av kortslutning i forbindelse med høyt vanninnhold i øvre deler av grunnen. Det var forventet i denne oppgaven at slike artefakter kunne oppstå i datasett, da den øvre grunnen ved forsøksområde L.4 bestod av myr. Av resultatene kan det se ut til at dette ikke var en faktor som ga forhøyede verdier i tilhørende datasett. Dette kan forklares i at resistivetsverdiene også vil variere etter innhold av sedimenter, og ikke bare vanninnhold.

Anisotropisk strømbevegelse avhenger av type material og lagdeling i grunnen, dette er gjeldende i *glasiøle* avsetninger. Anisotropisk strømbevegelse skjer som følge av de fysiske egenskapene til de ulike materialene, og materialsammensetting i eventuell lagdeling. Dersom leire dekker større sedimenter (sandkorn), vil det kunne medføre bedre ledningsevne og skape større utstrekning/retning av lavere resistivitet, dette kan være er vanskelig å oppdage. Dersom anisotropisk bevegelse skjer ved måling og ignoreres, vil resistivetsverdiene bli lite nøyaktige (McNeill, 1980).

Jordtemperatur er en svært viktig variabel i elektriske resistivitetmålinger, og har stor innflytelse på den elektriske konduktiviteten i jorda (Jayawickreme et al., 2008).

Temperaturvariasjoner forekommer i to temporale skala; dager og sesonger. I studier der temperatur ikke har blitt korrigert for variasjoner, kan det antas at målingene i hovedsak gjelder kortere perioder med stabile temperaturer (Samouëlian et al., 2005). Det behøver

imidlertid ikke å være en selvfølge, da flere studier ikke har oppgitt temperatur eller vurdert den som en egen variabel i resultater. Det er ikke tatt hensyn til temperatur i målingene i denne oppgaven, da alle er utført i omtrent samme periode på formiddagen uten store temperaturvariasjoner. På en årlig skala er det utfordrende å unngå effekten av temperatur på elektrisk resistivitetsmålingene. De største temperaturendringene i grunnen er ved overgangen fra smelteperiode på våren til fryseperiode om vinteren. Det er derfor essensielt for målinger av elektrisk resistivitet å unngå direkte sammenligning av resistivetsverdier fra det samme stedet ved forskjellige årstidsvariasjoner. ERT undersøkelser utført ved frysetemperatur vil trolig medføre utfordringer med høy resistivitet i frosset grunn og høy resistivitet rundt elektrodene, som ikke er ideelle forhold for måling av vann. På en annen side kan det være nødvendig å måle ned til der det er is tilstede for å si noe om *dybden* ned til det frosne laget., eksempelvis ved overgang til smeltesesong.

6.1.4 Metodikkens skala

Skala er fundamental del av geografifaget, og i hydrologiske feltstudier. ERT målinger kan gi tilstrekkelige data fra øvre deler av jordlaget for å kunne forstå hydrologiske prosesser både i romlig og temporal skala (Ursino et al., 2014; Robinson et al., 2008). Hydrologiske feltstudier er gjerne preget av punktmålinger med eksempelvis poretrykkmåling for mindre prosessbasert skala, eller fjernanalyse for større regionalt fokus. Med en større skala som fjernanalyse, er det mulig å studere store områder men som kun begrenses til vurdering av overflaten av grunnen. Med mindre skala er det vanskelig å studere større romlig fenomen (Inkpen, 2005), punktmålinger kan ha svært god temporal oppløsning (Inkpen, 2005), men når romlig skala øker kan det bli vanskeligere å oppnå like god temporal oppløsning. ERT metodologien er en mellomting av liten og stor skala, både i tid og rom (Christensen & Sorensen, 1998). Resistivitetsmålinger kan gi et sammenhengende bilde av en romlig utstrekning, uten at det er nødvendig med oppskalering eller nedskalering for å studere felthydrologiske forhold i øvre deler av jorda (Robinson et al., 2008). Gjentatte målinger på samme forsøksområde i rom og tid, kan belyse vanninnhold og bevegelsesmønster av vann i forbindelse med effekten av vegetasjon (Ursino et al., 2014).

6.1.4.1 Temporal skala

Data ble samlet i kun en periode i denne oppgaven, dermed foreligger det ikke sammenligningsgrunnlag for forsøksområdene da datasettene består av enkeltmålinger i en begrenset periode, og ikke over lengre tid. Derfor blir målingene i denne oppgaven kun en

liten del av en større helhet. Dette medfører at det kan ha vært varierende mengde mulig vanninnhold i grunnen, uten at dette er kjent.

God temporal oppløsning av gjentatte målinger over lengre tid, eksempelvis før og etter nedbørshendelser eller over en vekstperiode for vegetasjon, kan gi mer detaljert informasjon om vannbevegelse. Et intervall av målinger over tid med tettere intervall vil gi høyere temporal oppløsning. Dette er nødvendig ved å studere endring av vanninnhold i bakken, hvordan vannet fordeler seg, og effekten vegetasjon har på vanninnhold gjennom sesongvariasjoner. Det er viktig å påpeke at enkeltmålinger med ERT vil føre til større feilkilder, i forhold til det å gjøre «time-lapse» målinger. «Time-lapse» målinger gjør det mulig å observere endring over tid og kan derfor sammenlikne verdier knyttet til bevegelse av vann, og dermed skille variablene som påvirker resistiviteten i jorda (Robinson et al., 2008). Eksempelvis vil en studie av vannforbruk som følge av vegetasjon, ha behov for å gjøre målinger over lengre periode for fange opp strukturer og sammenhenger med hydrologien. Målinger før, gjennom og etter en vekstsesong ville vært optimalt for å studere lokale forhold. Høyere temporal oppløsning kan være nyttig i forbindelse med nedbørshendelser, for å undersøke vegetasjonens effekt på å redusere eller redistribuere vann i grunnen.

Grunnet endring av hydrologisk variasjon gjennom årstidene er det dermed nødvendig å utføre flere målinger for å utlede kunnskap om hydrologisk endring.

6.1.4.2 Romlig skala

Den romlige rekkevidden av ERT er ansett som svært anvendbar til å undersøke hydrologi i øvre deler av rotsonen i forbindelse med vegetasjon/skog (Koch et al., 2009).

De målingene som er utført i denne oppgaven er enkeltmålinger, og representerer stillbilder av et tverrsnittet for hvert forsøksområde. Ved å gjøre måleserier i parallelle rekker både horisontalt og vertikalt gir grunnlag for å skape større romlig utstrekning, og dermed skape tilnærmet tredimensjonale modeller. Det vil gi bedre grunnlag for å kunne følge romlige endringer i større utstrekning. Kontinuiteten i resultat er interessant for å undersøke hvorvidt det er lokalt eller større romlig variasjon i en større sammenheng.

ERT målinger kan dekke både små og store områder, både i horisontal og vertikal distanse i dybden. Oppløsningen blir som nevnt tidligere primært påvirket av elektrodeavstand, der tettere avstand mellom elektrodene gir høyere oppløsning i nært overflaten, mens større avstand gir dypere målinger med redusert oppløsning. Kvalitet på data er best i overflaten for

alle måleoppsett, med avtagende kvalitet i dybden med større elektrodeavstand. Dersom det er ønskelig med høyere oppløsning på enkelte steder i et profil, er det mulig å undersøke nærmere med borehull med ERT målinger i dypet (Christensen & Sorensen, 1998).

6.2 Oppsummering av usikkerhetsfaktorer og feilkilder

Målefeilen i midten av profilene fra alle forsøksområdene (L.1-L.4) hadde resistivitetsverdier som ikke stemmer med omkringliggende verdier. De ekstremt høye verdiene er mest sannsynlig utenforliggende verdier som kan stamme fra systematisk feil. Dette bekreftes også i at feilen er gjentakende i alle målingene. Målefeilen kommer mest sannsynlig av overgang til ny kabeltrommelrekke, mest trolig som følge av en feil i kobling mellom overganger. Dette ble først oppdaget da all innhenting av måledata var fullført og datamateriale var importert til databehandling. Fysiske instrumentfeil kan unngås med innledende målinger og enkel databehandling av rådata, i forkant av feltmålinger.

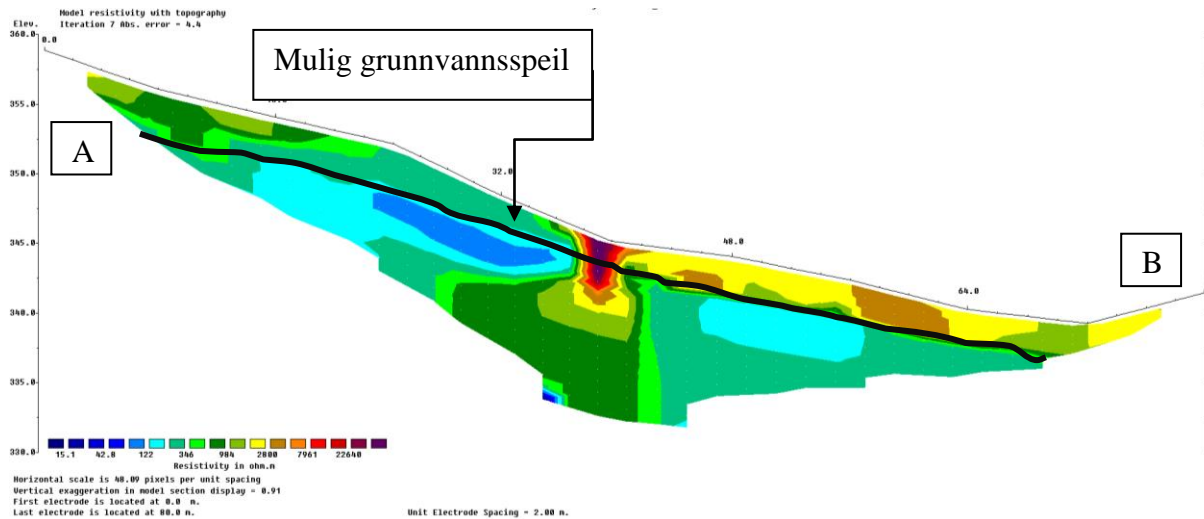
Fordeler med metoden er at den kan være kostnadsbesparende i forhold til å utføre dyre fysiske inngrep med geoteknisk utstyr uten en konkret kartlegging av grunnen i forkant. Det er relativt hurtig å samle data dersom alt går som planlagt, og er godt egnet til å gjøre forundersøkelser av vann- og grunnforhold. Metoden har god mulighet til å dekke både romlig og temporal skala i hydrologiske feltstudier, som er fordelaktig i forbindelse med å undersøke vegetasjonseffekter på hydrologien i grunnen. Metoden og elektrodene skader ikke naturomgivelsene.

Ulemper med metoden er at det er ulike målekonfigurasjoner å innhente data med, i tillegg må målte verdier tolkes til å passe med geologisk og hydrologisk innhold. Det kreves god geofysisk forståelse for å kunne utlede beregninger og tolke resistivitetsverdier i tillegg til tomografien. Bruk av ERT krever erfaring både med bruk det tekniske utstyret og kvalifisert tolkning av data i forhold til de mange variablene som kan påvirke målingene, dette medfører at det er en metode som ikke er umiddelbart tilgjengelig.

ERT metoden krever relativt mye og delvis tungt utstyr. Dette medfører praktiske begrensninger i forbindelse med å ferdes i bratt terreng, og det kreves opptil flere personer for å transportere utstyret til fots. Det tekniske utstyret setter begrensninger for mobilitet og praktisk rekkevidde, dersom man skal utføre målinger i terreng som ikke kan nås med motorisert kjøretøy.

6.3 Diskusjon av resultatprofiler

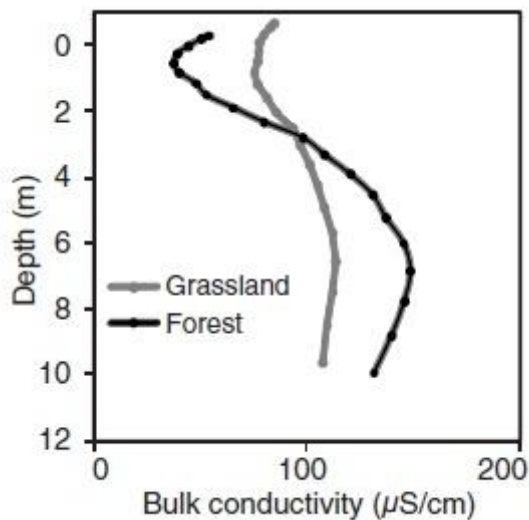
6.3.1 Forsøksområde L.1



Figur 42 Forsøksområde L.1. A, B viser måleretning. Jordbruksareal med gressdekke. Svart linje viser en tydelig overgang fra høy til lav resistivitet. Feilkilde er påvist i midten av målingen. Mulig grunnvannspeil er antatt å befinne sted på venstre side av profilet (A). Mulig grunnvannspeil er vist med pil.

Figur 42 viser resultatprofil for forsøksområde L.1. Profilet viser en brå overgang fra overflaten og ned på tre meters dybde, fra høy til lav resistivitet. Over den svarte linjen på høyre halvdel er det en brå overgang fra resistivitetsverdier mellom 2000 – 4000 ohmmeter, dette indikerer at grunnen består av varierte sediment, hovedsakelig grovt material (sand og stein) på toppen med overgang til finmateriale (leire og silt) i overgangen ned til 120 – 350 ohmmeter. På grunn av mulig mekanisk omvelting av overflaten er det vanskelig å tolke et bestemt geologisk material ut fra dataene. I sammenheng med Figur 18 kan data fra L.1 tyde på at det er glasiiale sedimenter (sand og stein) og sedimentære steiner (konglomerat) tilstede. Ut fra geologiske kart og Figur 18 kan området under den svarte linjen markert i profilet indikere at grunnen består av morenejord med innspill av glasiiale sedimenter (leire og silt). I venstre del av profilet er det en generelt lavere resistivitet vertikalt gjennom hele profilet, som kan være forventet i forbindelse med observert vannførende kanal på omtrent samme dybde. Det er trolig funn av grunnvannspeil under svart linje i L.1. På venstre side av profilet var rifter i vegetasjonsdekket på overflaten, dette kan gi økt infiltrasjon av vann i tillegg til en høyere infiltrasjonskapasitet i overflaten (Brooks et al., 2013). Dette kan forklare en større sone med lavere resistivitet i det området. Uten å kunne undersøke dette nærmere med fysiske målinger er det vanskelig å vite med sikkerhet.

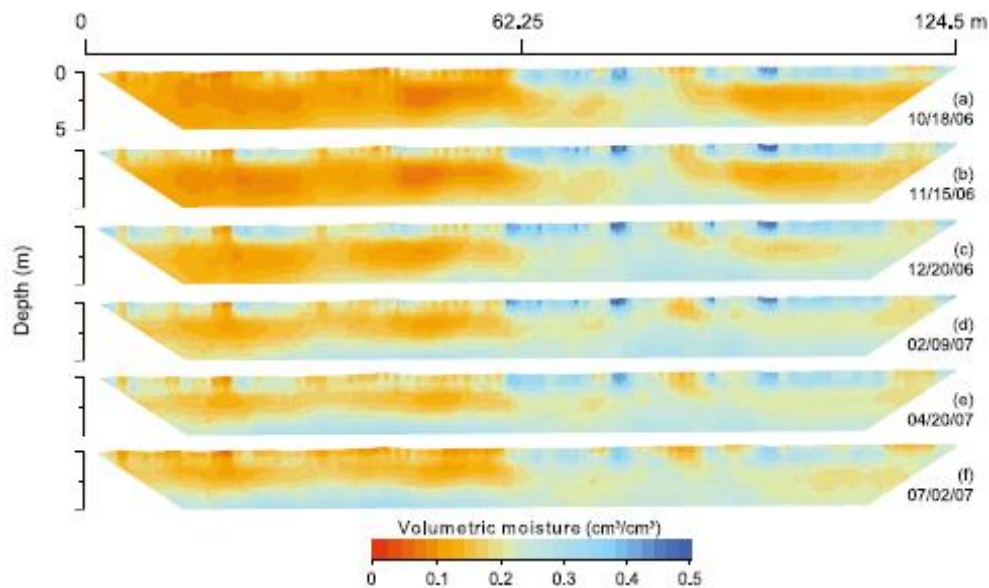
På grunn av feilkilden i senter av profilet er det ikke usannsynlig at det er en sammenhengende sone med lavere resistivitet på 40-120 ohmmeter, under den svarte linjen. Vegetasjonsdekke for L.1 og L.2 består av gress, slike områder vil naturlig ha mindre rotsystem enn skog og vil trolig ikke utnytte vann direkte fra mulig grunnvann funnet i L.1.



Figur 43 Gjennomsnittlig forhold mellom jord og konduktivitet i dybden. Figuren viser observert grunnvann ved tre meters dyp. (Jayawickreme et al., 2010).

En studie av ERT målinger av fuktighet/vann (Figur 43) av Jayawickreme et al. (2010), viser en større mengde mulig vann til stede i øvre deler av gresslandskap i motsetning til skogsområder. Målingene i studiet er utført på flat mark i motsetning til målingene i denne oppgaven som ble utført i skråninger. Høyre halvdel av profilet i L.1 var sterkt preget av beite og nedtramping, dette kan ha ført til konsolidering av jorda som kan være årsak til økt resistivitet.

Et studie utført av Ursino et al. (2014), viser et høyere vanninnhold i øverste jordlaget av skogdekte områder, samtidig som at trær har høyere vannopptak gjennom røtter på dybder ned til ni meter. I likhet med resultatene i denne oppgaven strekker den høye resistiviteten seg lengre vertikalt ned i grunnen for skogdekte områder enn gressdekte områder.



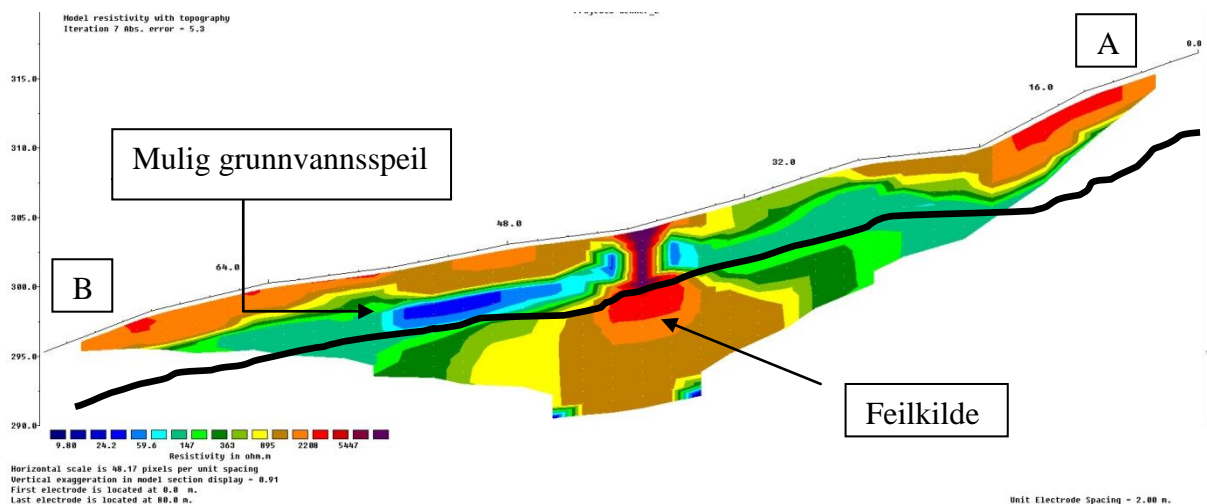
Figur 44 ERT måling av skog (venstre side) og gresslandskap (høyre side). Romlig og temporal fordeling av fuktighet i jord over de to vegetasjonsområdene. Skog har høyere resistivitet enn gresslandskap. (Jayawickreme et al., 2010).

Forskjellen på mengde endring av vanninnhold for de to vegetasjonstypene i Jayawickreme et al. (2010) sin studie, viser lavere resistivitetsverdier i gresslandskap i motsetning til skog. Figur 44 viser tydelig variasjon mellom de to vegetasjonstypene, og betydning av effektiv rotsone er avgjørende for vannopptak og befinner seg dypere for skogdekke. Skog har større forbruk av vann, som trolig er årsaken til høyere resistivitet skogdekket område. Dette samsvarer med resultatene i denne oppgaven. Skogsområder ser ut til å hente vann direkte fra grunnvann og redistribuerer det opp i nedre del av umettet sone gjennom biologiske prosesser i rotsystemet. Dette kan resultere i soner med lavere resistivitet i markvannssonen i skogkledde arealer.

Yoon et al. (2011) har utført et eksperimentelt studie av fordeling av vann i forhold til endring av resistivitet som følge av plantevekst i finsedimenter, eksempelvis gress. Områder som har vegetasjonsbeplantning med gress viste to til ti ganger høyere tilsynelatende resistivitetsverdier enn områder uten, og resistiviteten økte med vekstperioden.

Vanskeligheter oppstår med måling i finsedimenter, som kan skape forvekslende verdier i forbindelse med vann i jord og plantevekst (Jayawickreme et al., 2008). Det var tydelig indikasjon på selve veksten ga økt resistivitet. Plantevekst og rotutvikling har en betydelig rolle i å påvirke resistivitetsverdiene (Yoon et al., 2011), som følge av at de fysiske røttene blokkerer strømmen i tillegg til at rotsystemet transpirerer vann.

6.3.2 Forsøksområde L.2



Figur 45 Forsøksområde L.2. Svart linje viser en tydelig overgang fra høy til lav resistivitet. Feilkilde er påvist i midten av målingen. Mulig grunnvannsspeil er antatt å være på venstre side av profilet.

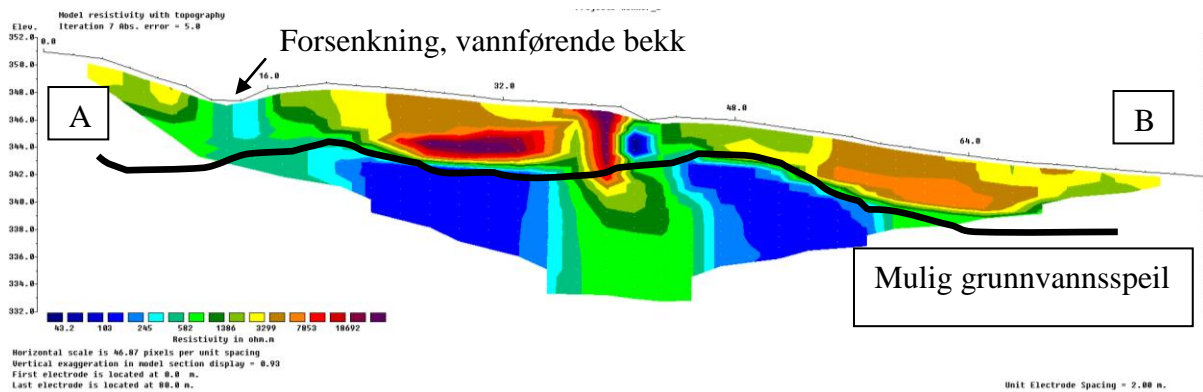
Figur 45 viser resultatprofil for forsøksområde L.2. Profilet viser at det er høyere resistivitet i overflaten ved L.2 enn ved L.1, men ut fra den geografiske nærhet til mellom profilene er det antatt at begge disse stedene har relativt like grunnforhold. Svart linje viser en tydelig overgang til lavere resistivitet vertikalt ned i dybden. Dette profilet har høyere gjennomsnittlig resistivitet, sonen med lavere resistivitet (tolket som vanninnhold) er på omtrent samme dybde som L.1, på to til tre meters dyp fra overflaten. Det er naturlig å tolke det slik at grunnvannspeilet i L.1 og L.2 er på samme dybde fordi den geologiske situasjonen på stedet samsvarer. Det er også ved L.2 en vannførende bekk like ved der målingen er utført, og er på omtrent samme dybde som mulig grunnvannsspeil på venstre side av profilet mot B. Ut fra observasjon er det naturlig at det befinner seg vann på denne dybden ut fra topografien.

I samsvar med resistivitetsverdier i Figur 18 kan de varierende resistivitetsverdiene for L.2 indikere at grunnen består av morenemateriale med finsedimenter. Horisonten med lavere resistivitet i midtre del av profilet kan indikere at det er grunnvann tilstede. Dette underbygges med økende resistivitetsverdier vertikalt i dypet, som kan representere mulig berggrunn. Som nevnt tidligere er målingene beheftet med gjennomgående feilkilde som gjør at det skapes svært høyere resistivitetsverdier i senter av profilet. Dette kan ha betydning for de verdiene som ligger rundt denne delen, og kan i stor grad påvirke vurderingen av lagdeling og grunnvann.

Tuene i forsøksområde L.2 var gjennomgående kompakte og det var mye grov steiner i feltet. Denne kombinasjonen i tillegg til mekanisk omveltning er trolig årsaken til den

gjennomgående høyere resistivitet i overflaten. Det er i følge Grab (2003) vanskelig å klassifisere slike områder på grunn av bred diversitet av morfologisk og sedimentær opprinnelse. Det er vanlig at slike *sølvbunker* finner sted ved tilgang på god fuktighet (Skog og landskap, 2010).

6.3.3 Forsøksområde L.3



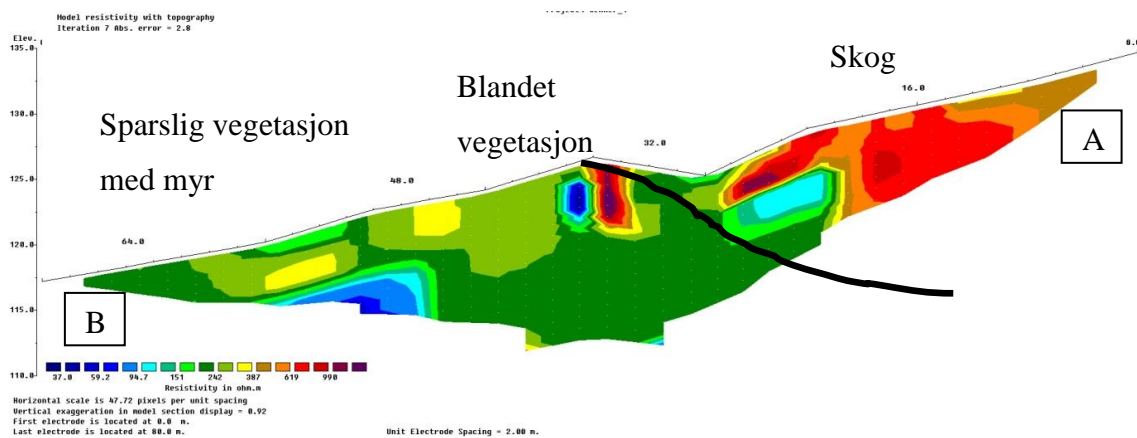
Figur 46 Profil av forsøksområde L.3. Vegetasjonsdekket består av fra (A) Barskog med overgang til Lauvskog (B). Svart linje deler høy resistivitet i overflaten til svært lav resistivitet under. Svart pil på venstre side (A) viser en forsenkning der det går en bekk.

Figur 46 viser resultatprofil for forsøksområde L.3. Store deler av målestrekningen er registrert som barskog (A), med overgang til lauvskog på høyre side (B), basert på Skog og landskap sitt arealregister (2014). Profilet viser stor variasjon i resistivitet som kan indikere blandet materiale og store rotsystem som skaper høy resistivitet. De store sonene med lav resistivitet viser et angivelig mettet vanninnhold (grunnvann) fra 18-50 meters avstand fra A. Sonene er separert i profilet, men det skyldes mest sannsynlig den gjennomgående feilkilden i midten av alle profilene (L.1 – L.4). Dersom det ikke er tilfellet kan separering av sonene skyldes undertopografiens grunnfjell eller steinblokker med høy resistivitet, som bidrar til å hemme strømbevegelsen gjennom jorda og dermed gitt adskilte soner. Behandling av datasett gir indikasjoner på at dårlige datapunkt fungerer som vertikale følgefeil (Figur 30). Det er en mulighet at større vegetasjon i dette området henter vann direkte fra denne antatte grunnvannsdypden, og dermed er direkte medvirkende i å senke grunnvannstanden.

Fellestrekk av resistivitet i forbindelse med skog mellom en studie gjort av Jayawickreme et al. (2010) og målinger for forsøksområde L.3 kan ses i Figur 44. Av profilet fremgår en trend av høyere resistivitetsverdier for store deler av profilet med skogdekke i motsetning til gressdekke, gjennom sesongvariasjonene. Det er påvist med ERT målinger at godt utviklede trær har mulighet til å kunne hente vann direkte fra grunnvann.

Det var vanskelig å penetrere grunnen ved forsøksområde L.3 med elektrodene, og det ble observert at overflaten bestod av grove sedimenter. Dette samsvarer med høye resistivitetsverdier i resultatprofilen. Trærne i dette feltet er godt utviklet med et rotsystem med dype røtter. Områder med brå variasjon i lav og høy resistivitet i resultatprofilen kan indikere forskjeller mellom sedimentinnhold og røtter i hele måleområdet. Dette kan forklares med at store forskjeller i indre struktur og tekstur i grunnen består av blandet stein omringet av finere sedimenter, større steinblokker, og mulig grunnvann.

6.3.4 Forsøksområde L.4

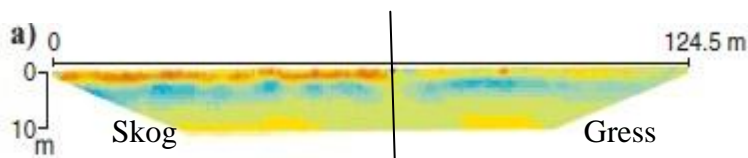


Figur 47 Skogområdet i høyre side, med overgang til blandet mindre vegetasjon ned til starten på myrområde i venstre del av bildet. Svart linje skiller ren skog fra de andre.

Figur 47 viser resultatprofil for forsøksområde L.4. I følge Skog og landskap (2014) sitt arealregister og visuell observasjon ved måling, er området klassifisert som myr (B). Dette fremgår også av resultatprofilen og kan antydes i resistivitetsverdiene i nedre del av profilet på venstre side, med lav resistivitet på 30-40 ohmmeter. En ikke forventet del av måleresultatene er at verdiene ikke er enda lavere for nedre del på venstre side av profilet, da det var fuktig i overflaten i motsetning til overflaten på de andre målingene (L1 – L.3). Dette er en mulig indikasjon på større vannoppsamling under myrområder i en sone med lav resistivitet.

Et lengre målestrekk enn det som ble benyttet, kunne gitt mer informasjon om dybden i ytterkanten. Dette ville gitt et bedre vurderingsgrunnlag for skogområdet (A) og myrområdet (B), der den målte dybden i ytterkantene av profilet er for grunn til å kunne se noen trender i fordeling av vann. Rotsonen til et skogsdekke kan strekke seg vertikalt langt og hente vann fra dypt i grunnen. Dette senker vanninnholdet i øvre deler, og kan gi høyere resistivitet ved skogsdekke.

Den nedre delen av resultatprofilen er trolig preget av heterogen fordeling av sedimenter, ved at det er flere lommer av høy og lav resistivitet. Endringer i elektrisk resistivitet i soner eller lag kan skyldes endringer i sedimentinnholdet eller kjemiske endringer (Koch et al., 2009), og dermed gi variasjoner som kan samsvare med variasjon av væskeoppsamling. Høy resistivitet målt under tørre forhold i skogdekket areal med varierende og hovedsakelig grovt materiale, er gjerne preget av luftfylte porerom i kombinasjon med et tykt rotsystem. Dette ga sannsynligvis økt motstand for strømmen å bevege seg gjennom bakken ved forsøksområde L.3 og L.4. Luftfylte porerom kan bidra til økt hydraulisk konduktivitet. Dette medfører at slike områder blir effektive på transportering av vann i form av perkolasjon, og dermed gi høyere resistivitetsverdier. I jord med større røtter i blanding av grovkornet sediment, kan det oppstå veier for vann å bevege seg gjennom på grunn av levende og døde rotsystem (Koch et al., 2009; Brooks et al., 2013). Dette kan gi høyere hydraulisk konduktivitet i rotsonen, som medfører høy resistivitet.



Figur 48 Gjennomsnittlig mengde konduktivitet for gressland og skog over en lengre periode med prosentvis endring fra høy resistivitet med varme farger til lav resistivitet med kald farge. Høyre halvdel av resistivitetsmålingene viser gresslandskap og venstre side viser skogslandskap. Grunnvannspeilet ligger på 3 meters dyp. (Jayawickreme et al., 2008).

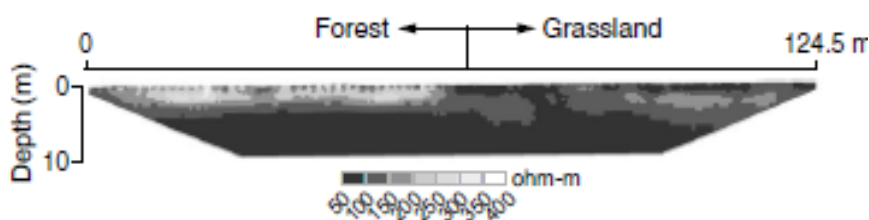
Figur 48 viser en tydelig forskjell i ledningsevne mellom gresslandskap og skog, som viser en relativt ulik fordeling av vanninnhold. Ulike vegetasjonstyper varierer i rotmasse, rot dybde, og fordeling og tetthet av røtter, dette påvirker fluksen av vann i jorda (Schenk & Jackson, 2002). Skogkledd markslag av trær har gjerne dypere røtter enn gress, og kan dermed hente vann fra dypere lag samt har et større forbruk av vann (Schenk & Jackson, 2002). Dette kan antas å stemme med de feltmålingene i denne oppgaven, der skogdekte områder viser generelt høyere resistivitet. Begge områder fra L.3 og L.4 viser denne trenden, og stemmer overens med Jayawickreme (2008), Robinson et al. (2012), og Koch et al. (2009) sine funn.

6.4 Virkning av ulik vegetasjonsdekke – oppsummering av resultatprofilene

Alle målesteder viser store variasjoner i resistivitet som tyder på at det er blandet og variert innhold av geologisk material i grunnen på alle målestedene. Det er klar indikasjon på at både

områder som er skogdekt og har blandet vegetasjon har større utbredelse av høyere resistivitet i overflaten enn gressdekte områder.

Målingene i denne oppgaven er enkeltmålinger fra høstsesongen. Gressdekt areal viser tydelig økning av oppsamling av infiltrert vann, i motsetning til skogsområdet, det kan tyde på at gresslandskapet har lettere for å oppnå *feltkapasitet*. Skogdekket areal viser generelt høyere resistivitet og kan skyldes mer aktiv transpirasjon i dypere horisonter. Gresslandskapet har synkende resistivitetsverdier nedover i profilet som følge av at vannet drenerer utenfor *effektiv rotsone*, og får et naturlig mindre vannopptak. I dypet under skogen viser resistivitetsverdier at det foregår redistribuering av vann nedover i jorda. Hvorvidt vandistribuering skyldes faktiske endringer i vanninnhold i selve jorda, eller om de kommer som følge av røttene kan være vanskelig å skille. ERT-resultatet kan tolkes til å vise begge deler, og dermed vanskelig å separere med enkeltmålinger.



Figur 49 Totelt måling gjort av skog og gresslandskap med Wenner konfigurasjon. Resistivitetverdier er vist i senter av figuren i ohmmeter i en mørk til lys fargeskala. Mørk farge viser lave verdier (50 ohmmeter) og lyse verdier viser høye verdier (400 ohmmeter). Skogsområdet har generelt høyere resistivitet enn gresslandskapet. (Jayawickreme et al., 2010).

Som forventet var det mer variasjoner i resistivitet nært overflaten enn i dybden av grunnen, som følge av grove sedimenter og røtter.

Lengre målestrekk kunne gitt dypere data som ville dekket ytterkantene av profilet for forsøksområdene og kunne gitt annen indikasjon på sammenheng og hydrologiske funn.

Målingene i denne oppgaven har i likhet med tidligere forskning gitt indikasjon for at det er tydelig forskjell i resistivitet mellom ulike vegetasjonsdekkene.

Resultatprofilene (L.1 – L.4) viser trender som peker mot at skoglagte områder har høyere resistivitet i forhold til områder uten skog. Økt resistivitet kan også skyldes indre egenskaper i bakken som geologisk material eller antropogene objekter, resistiviteten kan dermed ikke utelukkende relateres til kun vann.

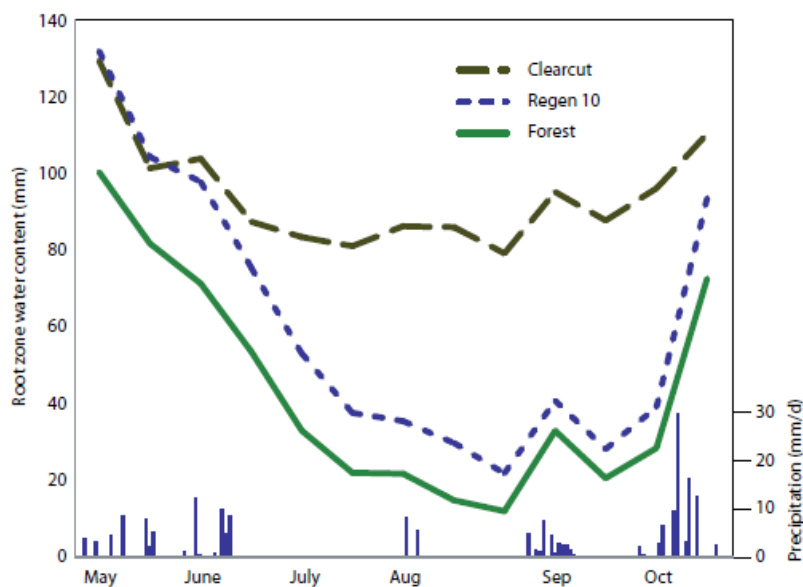
Dersom man går ut i fra at de elektriske resistivitetsverdiene kan brukes som mål på vanninnhold i jord, kan det tyde på at områder med skog angivelig har mer stabil hydrologisk profil sammenlignet med områder uten skogdekke (Robinson et al., 2012). Dette kan indikere at størrelse på rotsystemet spiller en rolle i regulering og redistribuering av vann.

Sammenlikning av resistivitetsverdier og sammenhenger med hydrologi må vurderes under forskjellige forhold, det kan ikke trekkes direkte konklusjoner ut fra et begrenset sett med målinger. Fordeling av vann lest ut fra ERT-data kan gi indikasjon på at det er et høyere forbruk av vann i skog enn gress, og at det angivelig er samsvar mellom resistivitetsverdier og vann (Caldwell et al., 1998).

6.5 ERT i forbindelse med vann og naturfare

Elektrisk resistivitet med tomografi kan ha stor betydning i forbindelse med utredning av områder med mulig høy vannfluktuasjon som medfører et faremoment for utløsning av skred. Kartlegging av grunnen med resistivitetsmålinger kan gi verdifull informasjon angående adekvate tiltak for utsatte områder.

Ved eventuell avskoging vil vanninnholdet i jorda øke og dermed heve den gjennomsnittlige grunnvannstanden (Sahin & Hall, 1996). Dette får konsekvenser for både direkte på stedet men kan også gi store ringvirkninger nedstrøms.



Figur 50 Målt vanninnhold (mm) i rotsone og daglig nedbør for en furuskog. Avskoging i svart, beplantet skog (10år gammel) i blå, og utgangspunktet med skog i grønt. (Winkler et al., 2010).

Endringer i vegetasjon har stor innflytelse på vanninnholdet i bakken. Som vist i Figur 50 er det stor forskjell mellom der det er skog og avskoging, selv under tørrere perioder. Uforstyrret skog har gjerne god infiltrasjonskapasitet, som gjør at det meste av vannbevegelsen foregår i og gjennom jorda og ikke på overflaten (Winkler, et al., 2010). Skoghogst kan dermed endre den hydrologiske responsen i nedbørsfeltet, og kan bli sårbar for fluktuasjoner relatert til større nedbørshendelser.

Klima og hydrologi henger tett sammen med naturfare (Lu & Godt, 2013). Skredet som gikk i Soknedal i 2012 ved måling i forsøksområde L.2 viser eksempel på mulig vannrelatert skred.

Undersøkelse av potensiell skredfare med ERT metodikk er hovedsakelig brukt til å finne geometri i skråninger for å lokalisere mulige glideplan og andre sårbare områder. Vegetasjon har trolig liten innflytelse på skråningsstabilitet dersom glideplanet er veldig dypt og utenfor rekkevidden til røttene (Norris et al., 2008). De fleste skred i Norge er relativt grunne (NVE, 2013).

Ved forsøksområde L.1 i denne oppgaven var det flere store rifter i vegetasjonsdekket (Figur 51) som trolig er følge av beiteaktivitet. Jordsmonn med gressdekke vil ligge nær feltkapasitet, som gjør det mer utsatt for naturfarehendelser (Sidle & Ochiai, 2006). Det er vist at nedbørshendelser av en viss størrelse vil føre til at vannet i gressområder vil perkolere dypere og således skape et høyere poretrykk og føre til redusert stabilitet (Rickli & Bucher, 2007).



Figur 51 Vegetasjonsrift ved forsøksområde L.1.

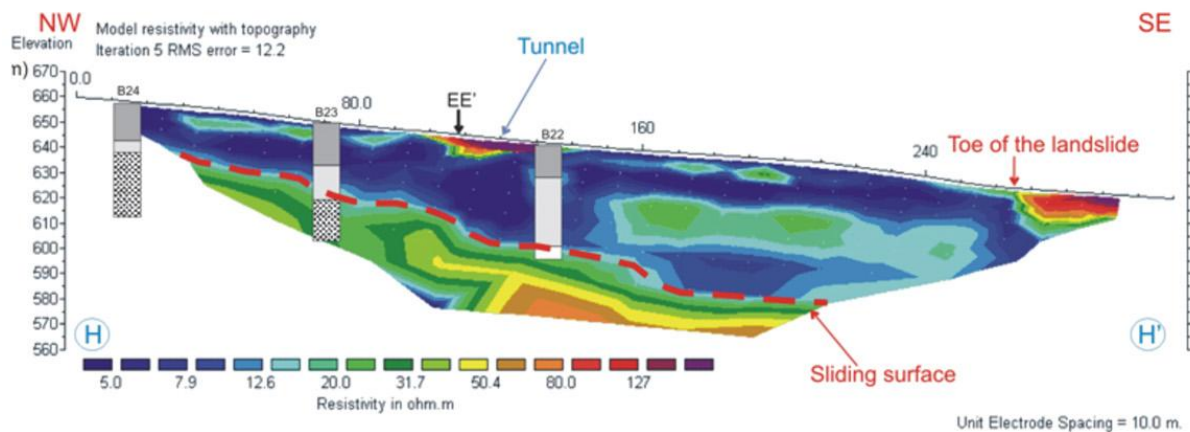
I likhet med funnene til Rickli & Bucher (2007) er det gått skred i en skråning som har rifter som følge av beitedrift (Figur 52), som følge av vannretensjonsevnen i riftene.



Figur 52 Skred som følge av rifter i vegetasjon, som følge av beitedrift. (Rickli & Bucher, 2007).

ERT blir brukt til å estimere utstrekningen av ulik lagdeling og tverrsnittsareal, og særlig undersøke fordeling av områder med høyt vanninnhold, der det er resistivitetskontraster mellom glideplanets material og grunnfjell. Eksempelvis vil glideplanet og grensen mellom utsatte områder være lokalisert ved overgangen mellom konduktive og resistivt material og motsatt.

Et problem med å karakterisere skredutsatte områder er at geologiske og hydrologiske forhold i mange tilfeller handler om informasjon av dybden og lateral utbredelse av glideplanet ikke kan godt nok dekkes med borehullsmålinger alene. I Figur 53 er det vist hvor mulig glideplan befinner seg, og hvor det er utført geotekniske målinger til å bekrefte lagdeling og materialinnhold for å verifisere geometrien til glideplanet med større nøyaktighet.



Figur 53 Identifisering av glideplan for skred, markert med rød stiptet linje. (Perrone & Piscitelli, 2014).

Skred er en naturfare som kan utløses ved trigger-hendelser eller som årsakshendelse, eksempelvis økning av vanninnhold i grunnen (Selby, 1993). Dette kan være knyttet til forskjellig temporal skala, enten ved korte kraftige hendelser eller hendelser over lengre tid med mindre intensitet. Tilførsel av vann i form av nedbør og snøsmelting fører til økning i vekt og porevannstrykk. Stabiliteten kan endre seg over et langt tidsspenn som følge av hydrologisk effekt, dette kan komme av synkende sug og kohesjonskrefter mellom sedimenter (Lu & Godt, 2013).

Vanninnholdet i jorda kan holdes under metningsnivå dersom infiltrasjonsraten er under den hydrologiske konduktiviteten (Brooks et al., 2013), vegetasjon kan være med å påvirke det (Winkler et al., 2010). Når perkolering av vann treffer en viss kritisk dybde, kan det brått skape ustabilitet (Lu & Godt, 2013). Denne dybden er avhengig av kohesjonskreftene og skråningens gradient, og befinner seg vanligvis på 1 m og 2 m (Sidle & Ochiai, 2006).

Effekten av vegetasjon har blitt påvist med ERT målinger å bidra til å senke grunnvannstanden og generelt senke vanninnholdet i området der det er beplantet. Spesielt blir dype skred sterkt påvirket av heving av grunnvannsstanden og er dermed å skape et positivt porevannstrykk i et eventuelt glideplan.

7. Konklusjon

Hovedkonklusjonen i denne studien er at metoden har vist seg å være nyttig innen analyse av vegetasjon og hydrologi, der samspillet mellom sedimenter i jord og hydrologi kan gi ny kunnskap om påvirkning av den hydrologiske vannbalansen i relasjon til forskjellige vegetasjonstyper. Elektrisk resistivitetsmålinger med tomografi kan brukes til å kartlegge og overvåke endringer i grunnen, og relateres til hydrologi av ulik skala i både tid og rom.

ERT resultatene i denne oppgaven har vist at ulike vegetasjonstyper viser klar forskjell i resistivitet. Skogdekt overflate har gjennomgående høyere resistivitet enn gresslagte områder, dette kan indikere et lavere innhold av vann i skogsområder. Studier med ERT har vist at skog kan ta opp vann direkte under våte sesonger eller fra intense nedbørshendelser, som kan redusere sannsynlighet for hydrologisk relatert naturfare som skyldes akkumulering av vann.

Det kan ta tid før hydrologiske endringer oppstår etter inngrep som eksempelvis avskoging, fram til en eventuell endring inntreffer, det som skjer oppstrøms har betydning for områder nedstrøms. Det er usikkert om dagens dreneringsveier i Soknedal er dimensjonert for et framtidig klima, bevaring av vegetasjon kan bidra til å senke vanninnholdet og dermed bidra til å redusere naturfare i utsatte skråninger. ERT resultater kan bidra til å lokalisere områder med vanninnhold, som kan anvendes i forbindelse med planlegging av eksempelvis drenering for å utbedre utsatte område.

8. Videre arbeid

Målekonfigurasjoner har vist seg gjennom oppgaven å ha stor innvirking på datamaterialets reliabilitet som gir grunnlaget for de syntetiske modeller. Vurdering av flere målekonfigurasjoner blir ansett for å være nødvendig for å vite mer om hvordan de ulike datasettene er med på å gi grunnlag for best mulig modell for tolkning.

Det er generelt behov for mer forskning på samspillet mellom ERT og samspillet mellom hydrologi og vegetasjon. Et grundigere datagrunnlag som gir bedre sammenligningsgrunnlag er essensielt for å kunne utlede kunnskap om dynamiske endringer vegetasjonen har på vanninnhold.

Tillegging av informasjon av fordamping fra vegetasjon og jord kan bidra til å gi bedre informasjon om faktisk bevegelse og hydrologisk effekt av vegetasjon. Dette kan kombineres med hvor mye vann som tilføres bakken ved større nedbørshendelser i forhold til hvor mye som forsvinner gjennom transpirasjon og bevegelse i markvannssonen.

«Time-lapse» målinger blir ansett som svært positivt for å kunne benytte resistivitetsmålingene til å kartlegge vanninnhold i grunnen. Ved at det utføres målinger over tid blir et godt sammenligningsgrunnlag mulighet til å bedre skille ut hva som er vann, og hvordan vannet forflytter seg, fra andre påvirkninger. «Time-lapse» med fysiske grunnvannsmålinger og poretrykk for et ønsket område er ansett som svært kunnskapsbyggende informasjon. Dette kan bidra til å øke forståelse for et bestemt område eller en type vegetasjonsdekke.

9. Referanser

- ABEM Instrument AB. 2012. *ABEM Terrameter LS, Instruction manual*. ABEM Instrument AB, Sverige.
- Batey, T. 2009. Soil compaction and soil management – a review. *Soil Use and Management* 25, 335–345.
- Brooks, J., Barnard, H.R., Coulombe, R. & McDonnell, J.J. 2010. Ecohydrologic separation of water between trees and streams in a Mediterranean climate. *Nature Geoscience* 3, 100–104.
- Brooks, K.N., Ffolliott, P.F. & Magner, J.A. 2013. *Hydrology and the Management of Watersheds* (4. utg). Wiley-Blackwell, Ames, Iowa.
- Christensen, B.N. & Sorensen, K. 1998. Surface and borehole electric and electromagnetic methods for hydrological investigation. *European Journal of Environmental Geophysics* 3, 75–90.
- Colleuille, H., Beldring, S., Mengistu, Z., Wong W.K. & Haugen L.E. 2006. Groundwater and Soil Water for Norway based on daily simulations and real-time observations. *International Symposium (Dijon France, 30 mai–01 juni 2006)*.
- Dahlin, T. 2000. Short note on electrode charge-up effects in DC resistivity data acquisition using multi electrode arrays. *Geophysical Prospecting* 48, 181–187.
- Dahlin, T. 2001. The development of DC resistivity imaging techniques. *Computer and Geosciences* 27:9, 1019–1029.
- Friedman, S.P. 2005. Soil properties influencing apparent electrical conductivity: a review. *Computers and Electronics in Agriculture* 46, 45–70.
- Fox, R.C, Hohmann, G.W, Killpack, T.J & Rijo, L. 1980. Topographic effects in resistivity and induced polarization surveys. *Geophysics* 45, 75–93.
- Google Earth. 2014. Google Earth programvare.
- Grab, S. 2003. Aspects of the geomorphology, genesis and environmental significance of earth hummocks (thufur, pounus): miniature cryogenic mounds. *Progress in Physical Geography* 29: 2, 139–155.
- Grunnvann. 2015. *Grunnvann i Norge*. (http://www.grunnvann.no/grunnvann_hva_er.php) (lastet ned 10.01.2015).
- Grønlien, K.H., Ryvarden, L. & Tandberg, C. 2008. *Bi 2, Biologi*. Gyldendal undervisning, Oslo.
- Gupta, H.K. 2011. *Encyclopedia of Solid Earth Geophysics*. Springer, Dordrecht.
- Hanssen-Bauer, I.R., Førland, E.J., Roald, L., Hisdal, H., Lawrence, D., Drange, H., Nesje, A., Vasskog, K., Sandven, S., Ådlandsvik, B. & Sundby, S. 2009. Klima i Norge

2100. *Bakgrunnsmateriale til NOU Klimatilpasning*. Norsk klimasenter, Miljøverndepartementet, Oslo.
- Hemeda, S. 2013. Electrical Resistance Tomography (ERT) Subsurface Imaging for Non-destructive Testing and Survey in Historical Buildings Preservation. *Australian Journal of Basic and Applied Sciences* 7:1, 344-357.
- Hohmann, M. 1997. Soil freezing - the concept of soil water potential. State of the art. *Cold Regions Science and Technology* 25, 101-110.
- Horiba. 2014. *Soil, sand & sediment applications*. (<http://www.horiba.com/?id=2780>) (lastet ned 29.11.2014).
- Inkpen, R. 2005. *Science, Philosophy and Physical Geography*. Routledge, London.
- IPCC. 2014. *Intergovernmental on climate change*. (<https://www.ipcc.ch/report/ar5/wg1/>) (lastet ned 07.09.2014).
- Jaedicke, C., Solheim, A., Blikra, L.H., Stalsberg, K., Sorteberg, A., Aaheim, A., Kronholm, K., Vikhamar-Schuler, D., Isaksen, K., Sletten, K., Kristensen, K., Barstad, I., Melchiorre, C., Høydal, Ø.A. & Mestl, H. 2008, Spatial and temporal variations of Norwegian geohazards in a changing climate, the GeoExtreme Project. *Natural Hazards Earth System Sciences* 8, 893-904.
- Jayawickreme, D.H., Van Dam, R.L., & Hyndman, D.W. 2010. Hydrological consequences of land-cover change: Quantifying the influence of plants on soil moisture with time-lapse electrical resistivity. *Geophysics* 75:4, 43-50.
- Jayawickreme, D.H., Van Dam, R.L. & Hyndman, D.W. 2008. Subsurface imaging of vegetation, climate, and root-zone moisture interactions. *Geophysical Research Letters* 35, L18404 (1-5).
- Kartverket. 2014. *Kartverkets karttjeneste*. (<http://norgeskart.no/#5/378604/7226208>) (lastet ned 03.09.2014)
- Kartverket. 2015. *Arealstatistikk for Norge*. (<http://kartverket.no/Kunnskap/Fakta-om-Norge/Arealstatistikk/Oversikt/>) (lastet ned 01.03.2015).
- Koch, K., Wenninger, J., Uhlenbrook, S. & Bonell, M. 2009. Joint interpretation of hydrological and geophysical data: Electrical resistivity tomography results from a processhydrological research site in the Black Forest Mountains, Germany. *Hydrological Processes* 23, 1501-1513.
- Lawrence, D., & Hisdal, H. 2011. *Hydrological projections for floods in Norway under a future climate*. Norges vassdrag og energidirektorat. Rapport nr.5, 2011.
- Loke, M.H. 1999. *Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies*. Geotomo Software, Malaysia.
- Loke, M.H. 2001. *2-D and 3-D electrical imaging surveys*. (www.geoelectrical.com) (lastet ned 17.01.2015).

- Loke, M.H. 2010. *RES2DINV, Rapid 2-D Resistivity & IP inversion using the least-squares method*. Geotomo Software, Malaysia.
- Lu, N. & Godt, W.J. 2013. *Hillslope Hydrology and Stability*. Cambridge University Press, Cambridge.
- McNeill, J.D. 1980. Electrical Conductivity of Soils and Rocks. (*Geonics Ltd. Technical Note 5, 1980*).
- Meteorologisk institutt. 2014. Klimastatistikk for Soknedal. (http://www.yr.no/sted/Norge/S%C3%B8r-Tr%C3%B8ndelag/Midtre_Gauldal/Soknedal/klima.html) (lastet ned 24.11.2014).
- Moen, A. 1998. *Nasjonalatlas for Norge: Vegetasjon*. Statens kartverk, Hønefoss.
- NGU. 2014. *NGU Løsmassekart, karttjeneste*. (<http://geo.ngu.no/kart/losmasse/>) (lastet ned 19.09.2014).
- NIFS. 2014. *NIFS, Naturfare – Infrastruktur – Flom – Skred*. (<http://www.naturfare.no/>) (lastet ned 09.10.2014).
- Nijland, W., Meijde, M., Addink, E.A. & Jong, S.M. 2010. Detection of soil moisture and vegetation water abstraction in a Mediterranean natural area using electrical resistivity tomography. *Catena*, 209-216.
- Norris, J.E., Stokes, A., Mickovski, S.B., Cammeraat, E., Beek, R.V., Nicoll, B.C. & Achim, A. 2008. *Slope Stability and Erosion Control: Ecotechnological Solutions*. Springer, Dordrecht.
- NVE. 2013. Jordskred og flomskred. (*Faktaark 2013-05*). Norges vassdrags- og energidirektorat, Oslo.
- NVE. 2014. *Kartdata fra NVE*. (<http://gis3.nve.no/kartkatalog/>) (lastet ned 28.11.2014).
- NVE. 2015. *Norges vassdrags- og energidirektorat*. (<http://www.nve.no/no/Vann-og-vassdrag/Hydrologi/Grunn--og-markvann/Grunnvannsdannelse/>) (lastet ned 12.02.2015).
- Perrone, V.A. & Piscitelli, S.L. 2014. Electrical resistivity tomography technique for landslide investigation: A review. *Earth-Science Reviews* 135, 65–82.
- Pierce, K.S., Liechty, D.J., Rittgers, J.B. & Markiewicz, R.D. 2012. *Geophysical Investigations. Electrical Resistivity Surveys. Managing water in the west*. U.S Department of the interior Bureau of Reclamation technical services center, Seismotectonics and Geophysics group. Technical memorandum No. TM-86-68330-2012-23.
- Ramberg, I.B., Bryhni, I. & Nøttvedt, A. 2006. *Landet blir til – Norges geologi*. (2. utg). Norsk Geologisk Forening, Trondheim.
- Reynolds, J.M. 2011. *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. (2. utg) John Wiley & Sons, United Kingdom.

- Rickli, C. & Bucher, H. 2007. Oberflächennahe Rutschungen, ausgelöst durch die Unwetter vom 15.-16.7.2002 im Napfgebiet und vom 31.8.-1.9.2002 im Gebiet Appenzell - Projektbericht zuhanden des Bundesamtes für Wasser und Geologie BWG. Swiss Federal Institute for Forest, Snow and Landscape Research WSL.
- Robinson, J. L., Slater, L.D. & Schäfer, K.V.R. 2012. Evidence for spatial variability in hydraulic redistribution within an oak–pine forest from resistivity imaging. *Journal of Hydrology* 430-431, 69-79.
- Robinson, D.A., Binley, A., Crook, N., Day-Lewis, F.D., Ferré, T.P.A., Grauch, V.J.S., Knight, R., Knoll, M., Lakshmi, V., Miller, R., Nyquist, J., Pellerin, L., Singha, K. & Slater, L. 2008. Advancing process-based watershed hydrological research using near-surface geophysics: a vision for, and review of, electrical and magnetic geophysical methods. *Hydrological Processes* 22, 3604–3635.
- Sahin, V. & M. J. Hall. 1996. The effects of afforestation and deforestation on water yields. *Journal of Hydrology* 178, 293–309.
- Samouëlian, A., Cousin, I., Tabbagh, A., Bruand, A., Richard, G. 2005. Electrical resistivity survey in soil science: a review. *Soil & Tillage Research* 83, 173–193.
- Schenk, J.H. & Jackson, R. B. 2002. The global biogeography of roots. *Ecological Monographs* 72:3, 311-328.
- Schrott, L. & Sass, O. 2008. Application of field geophysics in geomorphology: advances and limitations exemplified by case studies. *Geomorphology* 93, 55-73.
- Scientific illustrations. 2014. *Water flow trough soil particles*. (<http://www.alison-burke.com/works-lifescience.html>) (lastet ned 11.12.2014).
- Selby, M.J. 1993. *Hillslope Materials and Processes*. (3. utg). Oxford University press, New York.
- Senorge. 2014. *Kart over snø-, vær- og vannforhold og klima for Norge*. (www.senorge.no) (lastet ned 20.10.2014).
- Shields, R.R. & Sopper, W.E. 1969. An application of surface geophysical techniques to the study of watershed hydrology. *Journal of the American Water Resources Association* 5:3, 37–49.
- Sidle, C.R., & Ochiai, H. 2006. *Landslides: Processes, Prediction, and Land Use*. American Geophysical Union, Washington DC.
- Sjøvold, F., Viklund, M., Elgvasslien, Å. & Jjunju, E. 2013. Skredfarekartleggig Dovrebanen, Garli – Støren. (*Rapport for Jernbaneverket, 2013*).
- Skog og landskap. 2010. *Klassifisering av innmarksbeite*. (http://www.skogoglandskap.no/filearchive/klassifisering_av_innmarksbeite_i_ar5.pdf) (lastet ned 15.03.2015).

- Skog og landskap. 2014. *Kilden til Arealinformasjon på nett*.
(<http://kilden.skogoglandskap.no/map/kilden/index.jsp?>) (lastet ned 16.10.2014).
- Standford. 2014. *DC Resistivity*.
(<https://pangea.stanford.edu/research/groups/sfmf/docs/DCResistivity.pdf>) (lastet ned 18.11.2014).
- Telford, W.M., Geldart, L.P. & Sheriff, R.E. 1990. *Applied geophysics*. (2. utg).
Cambridge University Press, Cambridge.
- Topp, G.C., Davis, J.L. & Annan, A.P. 1980. Electromagnetic Determination of Soil-Water Content - Measurements in Coaxial Transmission-Lines. *Water Resources Research* 16, 574-582.
- Ursino, N., Cassiani, G., Deiana, R., Vignoli, G. & Boaga, J. 2014. Measuring and modeling water-related soil-vegetation feedbacks in a fallow plot. *Hydrology and the EarthSystem Science* 18, 1105–1118.
- Vulclim. 2014. *VulClim – Sårbarhetsanalyse*. (<http://vulclim.org>) (lastet ned 05.05.2014).
- Winkler, R.D., Moore, D., Redding T.E., Spittlehouse, D.L., Smerdon, B.D., & Carlyle-Moses, D.E. 2010. *The Effects of Forest Disturbance on Hydrologic Processes and Watershed Response*.
(http://www.for.gov.bc.ca/hfd/pubs/docs/lmh/Lmh66/LMH66_ch07.pdf) (lastet ned 20.04.2015).
- Wiki2. 2014. *Tomography Principle Illustration*.
(https://en.wiki2.org/wiki/File:TomographyPrinciple_Illustration.png#file) (lastet ned 14.11.2014).
- Winship, P., Binley, A. & Gomez, D. 2006. Flow and transport in the unsaturated Sherwood Sandstone: characterization using crossborehole geophysical methods. Barker, R. D. & Tellam, J. H. (red.) *Fluid Flow and Solute Movement in Sandstones: The Onshore UK Permo-Triassic Red Bed. Sequence*, 219–231. Geological Society, London.
- Zumr, D., Snêhota, M. & Císlerová M. 2011. *Observation of water movement in soil with electric resistivity tomography*. Department of Irrigation, Drainage and Landscape Engineering, Faculty of Civil Engineering, Czech Technical University, Praha, Tsjeckia.