



Miljø- og
Ligestillingsministeriet
Miljøstyrelsen

Terrænnær Geofysik i Grundvandskortlægningen: Metodekatalog

Pilotprojekt Fyn
Sårbare grundvandsdannende områder

Grundvand og drikke-
vand nr. 31

Marts 2025

Deklaration af konsulentrapporter udarbejdet for offentlige myndigheder

Titel på rapport:

Terrænnær Geofysik i Grundvandskortlægningen: Metodekatalog

Formål med rapport:

Beskrivelse af geofysiske metoder brug i forbindelse med den nationale grundvandskortlægning. Skal kunne anvendes af miljøstyrelsens medarbejdere som opslagsværk for at opnå øget forståelse for de geofysiske metoder.

Udarbejdet af:

NIRAS, COWI, Rambøll

Udarbejdet for:

Grundvandskortlægningen, Miljøstyrelsen

Finansieret af:

Miljøstyrelsen

Leveringsdato for rapport:

24-02-2025

Udgiver: Miljøstyrelsen

Redaktion:

Peter Thomsen (NIRAS)

Kristine Albers Grunnet (NIRAS)

Ole Frits Nielsen (COWI)

Joakim Hollenbo Westergaard (Rambøll)

Frederik Ersted Christensen (Rambøll)

ISBN: 978-87-7038-720-0

Miljøstyrelsen offentliggør rapporter og indlæg vedrørende forsknings- og udviklingsprojekter inden for miljøsektoren, som er finansieret af Miljøstyrelsen. Det skal bemærkes, at en sådan offentliggørelse ikke nødvendigvis betyder, at det pågældende indlæg giver udtryk for Miljøstyrelsens synspunkter. Offentliggørelsen betyder imidlertid, at Miljøstyrelsen finder, at indholdet udgør et væsentligt indlæg i debatten omkring den danske miljøpolitik.

Må citeres med kildeangivelse.

Indhold

1.	TEM	6
1.1	Teoretisk Baggrund	6
1.2	Fordele og Ulemper	6
1.3	Fremgangsmåde	7
1.4	Ressourcer	7
1.5	Omkostninger	8
1.6	Data	8
2.	tTEM (towedTransientElectroMagnetic)	9
2.1	Teoretisk Baggrund	9
2.2	Fordele og Ulemper	10
2.3	Fremgangsmåde	10
2.4	Ressourcer	10
2.5	Omkostninger	10
2.6	Data	10
3.	SkyTEM	11
3.1	Teoretisk baggrund	11
3.2	Fordele og Ulemper	12
3.2.1	Geologi og geografi	13
3.3	Fremgangsmåde	13
3.3.1	Mobilisering, kortlægning og processeringstid	14
3.4	Ressourcer	14
3.5	Omkostninger	15
3.6	Data	15
4.	SkyTEM Dronesystem	17
4.1	Teoretisk Baggrund	17
4.2	Fordele og ulemper	18
4.3	Fremgangsmåde	19
4.4	Ressourcer	19
4.5	Omkostninger	19
4.6	Data	19
5.	FloaTEM	21
5.1	Teoretisk Baggrund	21
5.2	Fordele og ulemper	21
5.3	Fremgangsmåde	23
5.3.1	Mobilisering, Kortlægning og processeringstid	23
5.4	Ressourcer	23
5.4.1	Udførelse og kortlægning	23
5.5	Omkostninger	24
5.6	Data	24
5.6.1	Dataformater	24
6.	GCM – Ground Conductivity Meter	26

6.1	Teoretisk baggrund	26
6.2	Fordele og Ulemper	26
6.3	Fremgangsmåde	27
6.4	Ressourcer	27
6.5	Omkostninger	27
6.6	Data	27
7.	VLF	28
7.1	Teoretisk Baggrund	28
7.2	Fordele og Ulemper	29
7.3	Fremgangsmåde	29
7.4	Ressourcer	29
7.5	Omkostninger	30
7.6	Data	30
8.	Georadar	31
8.1	Teoretisk baggrund	31
8.2	Fordele og Ulemper	32
8.3	Fremgangsmåde	33
8.4	Ressourcer	33
8.5	Omkostninger	33
8.6	Data	33
9.	MRS	34
9.1	Teoretisk Baggrund	34
9.2	Fordele og Ulemper	35
9.2.1	Geologi og geografi	36
9.3	Fremgangsmåde	37
9.3.1	Mobilisering, Kortlægning og processeringstid	37
9.4	Ressourcer	38
9.5	Omkostninger	38
9.6	Data	38
10.	DC-Sonderinger	40
10.1	Teoretisk Baggrund	40
10.2	Fordele og Ulemper	40
10.3	Fremgangsmåde	40
10.4	Ressourcer	41
10.5	Omkostninger	41
10.6	Data	41
11.	MEP (Multi Elektrode Profilerings)	42
11.1	Teoretisk Baggrund	42
11.2	Fordele og Ulemper	42
11.3	Fremgangsmåde	43
11.4	Ressourcer	43
11.5	Omkostninger	43
11.6	Data	43
11.7	Azimutal resistivitetsmåling	44
12.	PACES/PACEP	46
12.1	Teoretisk Baggrund	46
12.2	Fordele og Ulemper	47
12.3	Fremgangsmåde	47

12.4	Ressourcer	47
12.5	Omkostninger	47
12.6	Data	47
13.	Ohm-mapper	48
13.1	Teoretisk Baggrund	48
13.2	Fordele og Ulemper	48
13.3	Fremgangsmåde	49
13.4	Ressourcer	49
13.5	Omkostninger	49
13.6	Data	49
14.	Refraktionsserismik	50
14.1	Teoretisk Baggrund	50
14.2	Fordele og Ulemper	51
14.3	Fremgangsmåde	51
14.4	Ressourcer	52
14.5	Omkostninger	52
14.6	Data	52
15.	Geofysisk inversion	53
15.1	Den geofysiske model	54
15.1.1	2D-modeller	55
15.1.2	1D-modeller	55
15.2	Sammenbundne inversioner – constrained iversions	57
15.2.1	LCI – Laterally Constrained Inversion	58
15.2.2	SCI – Spatial Constrained Inversion	58
15.2.3	SMCI – Spatial Mutually Constrained Inversion	59
15.2.4	Smooth, Sharp og Blocky inversioner	60
15.3	Inversionsprocedurer	60
15.3.1	Smooth, Sharp og Blocky inversioner	61

1. TEM

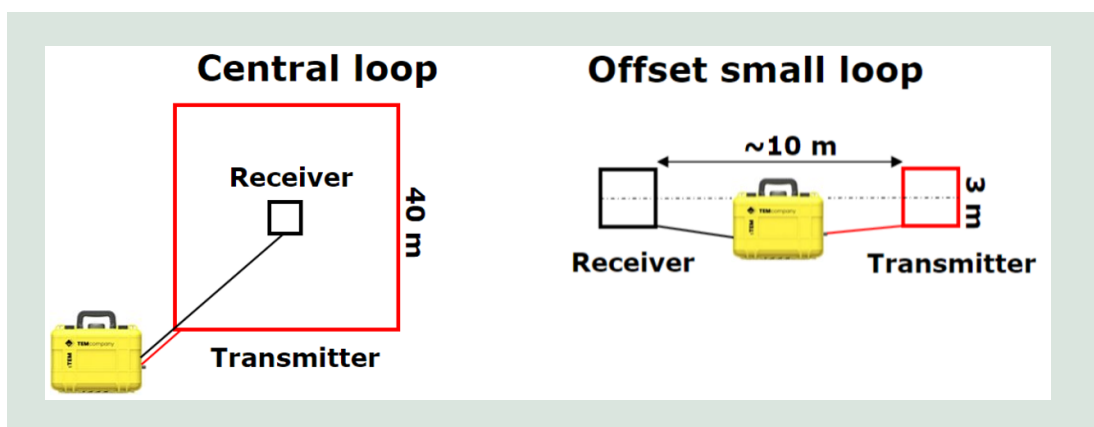
Ved Single Site TEM metoden indsamles punktmålinger af jordlagenes elektriske modstand ned til 150 til 200 m under terræn. Metoden er velegnet ved kortlægning af mindre arealer, eksempelvis som supplerende data, eller ved kildepladsundersøgelser.

1.1 Teoretisk Baggrund

TEM (Transient ElectroMagnetic) metoden fungerer i tidsdomænet og anvender elektromagnetisk induktion, til at måle undergrundens elektriske ledningsevne, som funktion af dybde.

Gennem en senderspole der udlægges på jorden udsendes en jævnstrøm i størrelsesorden 1 til 30 Amp. Ved afbrydelse af strømmen ændres magnetfeltet (primærfeltet) genereret af senderen, hvilket inducerer strøm i jorden, der igen har et tilhørende sekundært magnetfelt. Det henfaldne sekundærfelt inducerer en strøm i en modstanderspole, hvilket måles som en spænding. Henfaldet af sekundærfeltet afhænger af jordlagenes elektriske ledningsevne, hvor elektriske dårlige ledere vil resultere i et hurtigere henfald end jordlag med høj elektrisk ledningsevne.

Jordbaseret single-site TEM sonderinger kan udføres i fx central loop konfigurationen, hvor modtagerspolen er placeret centralt indenfor senderen, eller i en offset konfiguration, hvor modtagerspolen er placeret udenfor senderen, FIGUR 1.



FIGUR 1. Single-site TEM konfigurationer, hhv. central loop og offset loop¹.

Central loop konfiguration kan udføres med et senderloop med en sidelængde mellem 20 til 100 m, mens der ved mindre senderloops anvendes offset konfiguration. Indtrængningsdybden er afhængig af sendermomentet (sender areal x strøm), samt af støjundertrykkelsen fra modtagerspolen, og vil under danske forhold ofte være op til 150 til 200 m u.t. Ved kortlægningerne i Danmark har central loop konfigurationen oftest været anvendt.

1.2 Fordele og Ulemper

Fordelen ved TEM metoden er at det er en single-site metode, og derfor let af applicere og velegnet til mindre kortlægninger.

¹ TEMcompany, sTEM Product description (2024), <https://usercontent.one/wp/www.temcompany.com/wp-content/uploads/sTEM-product-description-2.pdf?media=1722853790>

Metoden har siden midten af 90'erne været anvendt som den primære metode ved afgrænsning af grundvandsmagasinerne. Efter den luftbårne SkyTEM metode blev introduceret omkring 2004, har single site TEM metoden mest været anvendt ved mindre geografisk afgrænsede kortlægninger og ved kildepladsundersøgelser.

TEM metoden er som de fleste andre anvendte metoder en indirekte metode, der er afhængig af en kontrast i elektrisk ledningsevne af de jordlag der ønskes afgrænset. Metodens følsomhed er størst overfor lag med høj ledningsevne. Omvendt er følsomheden lav overfor lag med lav ledningsevne og metoden har således svært ved at skelne høje modstandsværdier (>100 Ohmm) fra hinanden. Ved kortlægning i sedimentære miljøer har det ofte vist sig vanskeligt at skelne moræneler med høj modstand fra sandede lag, ligesom grænsen mellem kalk og sandede aflejringer ofte kan være vanskelig af bestemme.

Tolkningen af TEM data er underlagt højmodstandsækvivalens, hvilket vil sige at tynde lag med relativ høj modstand er ækvivalent med tykkere lag, såfremt produktet af tykkelsen og modstanden er den samme.

Metoden påvirkes af elektromagnetisk støj fra elektriske ledere. I områder med en dyb god leder (fx saltvand eller ler) er hovedreglen, at data påvirkes i samme afstand, som den gode leder er placeret under terræn, ellers er retningslinjen en sikkerhedsafstand på ca. 100 m. Metoden er derfor ikke velegnet til kortlægning i tættere bebygget området, samt nær indhegninger.

1.3 Fremgangsmåde

Der findes forskellige Single site TEM udstyr på markedet. Fra midten af 90'erne til omkring 2015 blev single site TEM kortlægninger udført med Protem47 udstyret fra det canadiske firma Geonics Limited. Omkring 2015 blev WalkTEM udstyret fra det svenske firma ABEM, senere Guideline Geo AB anvendt, dog primært ifm. mindre kortlægninger, da SkyTEM metoden havde vundet stort indpas ved større TEM-kortlægninger. Senest har det danske firma TEMcompany i 2023 introduceret udstyret sTEM, der dog endnu ikke har været anvendt i den danske grundvandskortlægning.

En single-site TEM undersøgelse indledes med en kalibrering af systemet på det danske test-site ved Lyngby, vest for Aarhus. Testsonderingen danner grundlaget for kalibrering af de efterfølgende indsamlede data, og sikrer derved at tolkningerne lever op til gældende standarder for dataindsamling.

Data indsamles til fods, oftest af to personer, og efterlader meget sjældent skader på aflagter. Såfremt der skal dækkes et større areal, udføres der typiske 16 sonderinger pr. km², svarende til et grid med 250 m mellem sonderingerne. Alternativt indsamles data langs profiler, hvor sonderingerne ligger på linje. Alt efter terræn og andre forhold kan der indsamles i størrelsesordenen 10-20 sonderinger per felt dag, med en 40x40 m senderspole.

Processeringen udføres typisk i softwaren SPIA fra firmaet Seequent. De indsamlede sonderinger processeres enkeltvist, og der udføres oftest både en 1D-fålags- og en 1D-mangelagstolkning. På baggrunden af tolkningerne laves en GERDA database, der efterfølgende kan indlæses i softwaren Aarhus Workbench, hvor præsentationer som profiler og mellemmodstandskort kan udarbejdes.

1.4 Ressourcer

Danske rådgivere har adgang til udstyret og kompetencer til indsamling og processering af data.

1.5 Omkostninger

Ved en single-site TEM kortlægning er mobilisering forbundet med meget færre udgifter end ved mobilisering af eksempelvis SkyTEM. En single-site TEM kortlægning vil derfor, ved kortlægning af mindre arealer, være et attraktivt alternativ til en SkyTEM-kortlægning.

1.6 Data

Data og tolkninger kan indberettes til GERDA, og kan herfra indlæses i Aarhus Workbench eller Geoscene3D fra en GERDA database.

2. tTEM (towed Transient ElectroMagnetic)

tTEM er en elektromagnetisk metode som kortlægger den elektriske ledningsevne. Sender- og modtagerspoler trækkes efter en ATV.

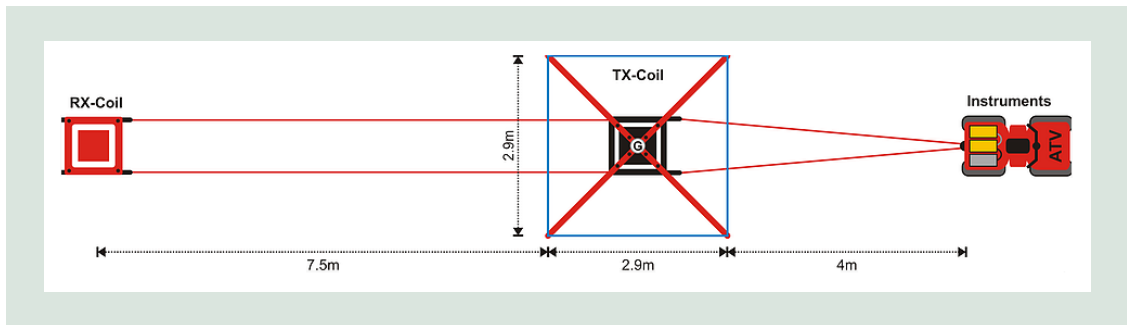
2.1 Teoretisk Baggrund

Målingerne foretages vha. udstyret som vist på FIGUR 2. **Fejl! Henvisningskilde ikke fundet.** tTEM udstyret anvender den transiente elektromagnetiske metode (TEM) (se også afsnittet "TEM"), og måler de elektriske modstandsvariationer ned til ca. 80 m dybde. Instrumentet måler kontinuert, mens det trækkes hen over jordoverfladen. Der findes flere versioner af udstyret, men den som er præsenteret her anvender en off-set loop opsætning, hvor modtagerspolen (Rx) er placeret ca. 7,5 meter bag senderspolen (Tx), som har en afstand på ca. 4 meter til ATV'en der trækker udstyret. Senderspolen er ophængt på en separat ramme monteret på en slæde, og har en dimension på 2,9 x 2,9 m. Positioneringen af de indsamlede data relateres til en GPS der sidder på instrumentet på ATV'en. Modtagerspolen er horisontal og måler z-komponenten af de magnetiske felter. Den er placeret på en lille slæde, og er monteret således at den bevægelsesinduceret støj minimeres. I en senere udvikling af udstyret er der 3 vindinger i modtagerspolen, hvilket giver en større indtrængningsdybde på op til ca. 120 m, afhængigt af geologien i det kortlagte område.



FIGUR 2. tTEM udstyr: en ATV trækker sender- og modtagerspoler².

² NIRAS, egenproduktion, feltarbejde på Ærø for Miljøstyrelsen.



FIGUR 3. tTEM konfigurationen³. Yderst til venstre befinder modtagerenspolen (Rx) sig. Mellem den og ATV'en findes senderspolen (Tx).

2.2 Fordele og Ulemper

tTEM metoden giver en høj opløsning af den elektriske modstand, særligt inden for de første 30 meter under terræn og har en indtrængningsdybde på op til ca. 80 meter, afhængigt af geologien og den anvendte version af udstyret. Den har størst følsomhed over for lag med lav resistivitet (< 100 Ohmm), jf. TEM-metoden (se også afsnittet "TEM"). Den er mest anvendelig på større åbne arealer, fx marker, hvor der typisk indsamles data langs de eksisterende kørespor. Metoden er ikke egnet i udfordrende terræn samt hvis der er tæt bevoksning, som vanskeliggøre manøvrering af udstyret. Da de indsamlede data forstyrres af elektriske ledere, og større installationer inden for en afstand af 50-100 m, kan metoden ikke anvendes i tættere bebyggede områder.

2.3 Fremgangsmåde

Detaljeringsgraden for kortlægningen afhænger af formålet med undersøgelsen. Ifm. grundvandskortlægningen har der oftest været anvendt en linjeafstand på typisk 20-50 m, svarende til afstanden mellem kørespor, som kan variere fra område til område. Data indsamles med en hastighed på op til ca. 20 km/t. På en feldag kan der dækkes et areal på mellem 60 og 150 ha, afhængigt af hvor let fremkommeligt kortlægningsområdet er. Da data tolkes med en fast opsætning af konfigurationen, medtages målinger fra vendinger ikke i den efterfølgende databehandling, men sorteres ud vha. en produktionsfil. Data processeres for at fjerne støj og koblinger fra støjklude som fx nedgravede kabler. De processerede data tolkes med sammenbundne 1D-modeller, enten som Laterally Constrained Inversion (LCI) eller som Spatially Constrained Inversion (SCI).

2.4 Ressourcer

Danske rådgivere har adgang af udstyret og kompetencer til indsamling og processering af data.

2.5 Omkostninger

Metoden er relativt billig taget den indsamlede datamængde og detaljeringsgrad i betragtning.

2.6 Data

Data og modeller kan efterfølgende indberettes til GERDA, og er derved sikret for fremtidig anvendelse eks. gennem GeoScene3D.

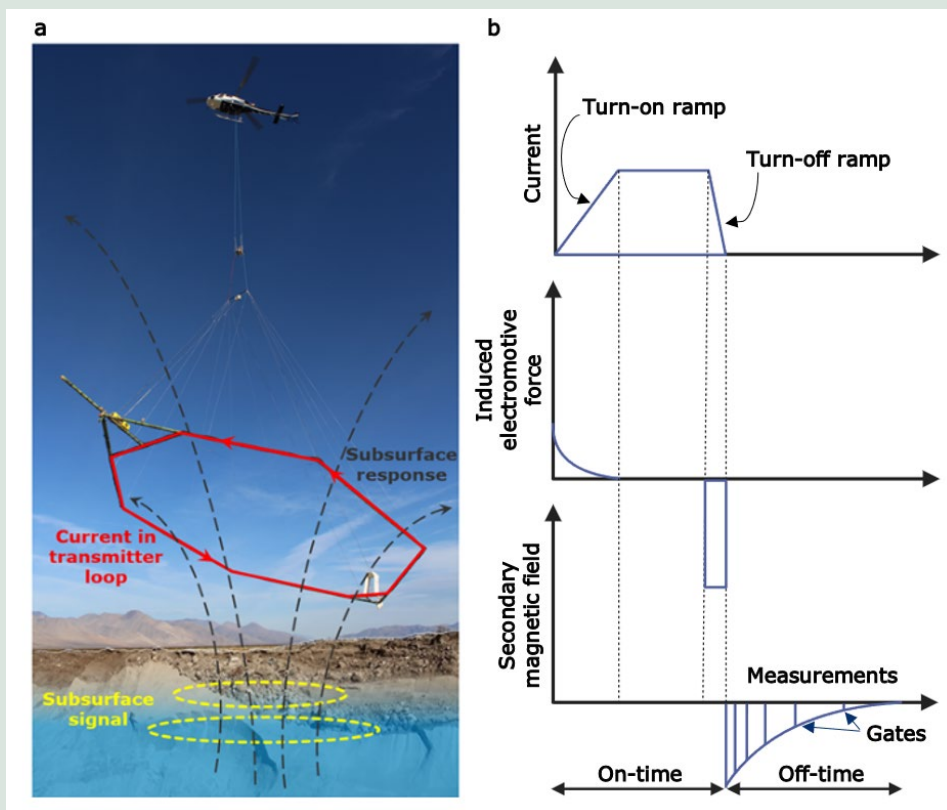
³ TEMcompany, tTEM 3x3, <https://imlive.s3.amazonaws.com/Federal%20Government/ID7708128073303137121275496296822846443/tTEM%203x3%20System%20Brand%20Name%20OR%20Equal.pdf>

3. SkyTEM

SkyTEM er en transient elektromagnetisk (TEM) metode der anvendes til større kortlægninger med brug for stor indtrængningsdybde. SkyTEM bliver ofte anvendt i grundvandskortlægninger samt i mineindustrien.

3.1 Teoretisk baggrund

SkyTEM er et induktions-elektromagnetisk system, der i tidsdomæne giver information om elektriske modstande i undergrunden. En måling fungerer ved at der sendes strøm ud i en senderspole, som danner et magnetisk felt (primærfeltet). Denne strøm bliver cyklisk slukket og tændt, så primærfeltet varierer i styrke. Et varierende magnetfelt producerer en elektromotorisk kraft (emf) (Faraday's lov om induktion) i elektrisk ledende materialer i form af hvirvelstrømme (foucaultstrømme) i undergrunden. Hvirvelstrømmene opholder sig længere tid i elektrisk ledende områder af undergrunden, som f.eks. ler, end i områder med høj elektrisk modstand, som f.eks. sand og grus. De elektriske hvirvelstrømme i undergrunden danner deres eget sekundære magnetfelt, hvis styrke og henfald bliver målt i en modtagerspole.



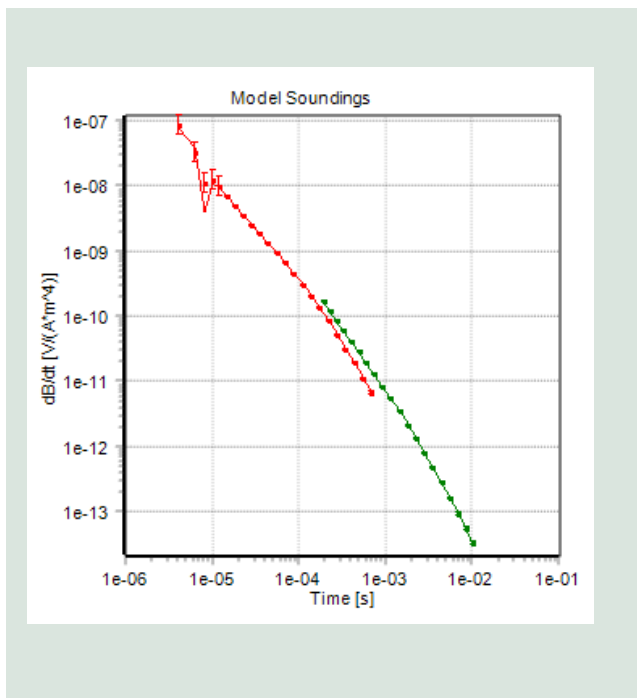
FIGUR 4. Konceptet bag en TEM måling⁴. (a) Strømmen og de elektromagnetiske felter under dataindsamling. Note: illustrationen viser kun det sekundære felt; (b) De korresponderende kurver under hhv. on-time og off-time for udsendt strøm, emf og det målte sekundærfelt.

3.2 Fordele og Ulemper

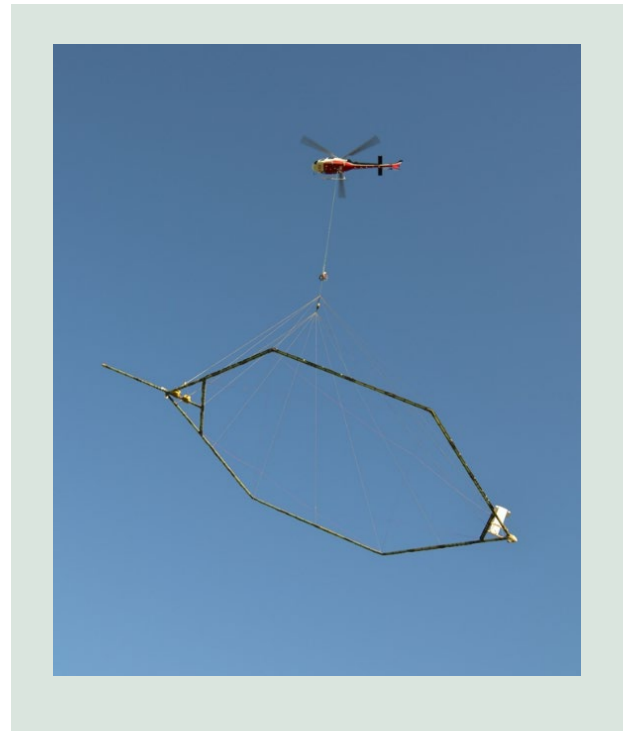
TABEL 1. Tekniske fordele og begrænsninger for SkyTEM

Fordele	Begrænsninger
Hurtig målemetode, SkyTEM flyver mellem 80-120 km/t under dataindsamling.	Det høje moment i senderloopet betyder, at der skal holdes stor afstand til infrastruktur og andre kilder til koblinger.
Luftbåren metode, derfor ikke afhængig af fremkommeligt terræn.	Systemet har et stort "footprint" så mindre geologiske strukturer bliver overset.
Kan indsamle lange konsistente linjer af data.	Ikke så god opløsning i de øverste meter.
Stor fladedækning, hvilket giver en bedre rummelig forståelse af geologien.	Følsom overfor dårligt vejr.
Behøver ikke altid forud personlig advisering og lodsejerkontakt	Kun rentabelt at bruge til kortlægning ved store projekter.
Har stor indtrængningsdybde	
Kan konfigureres alt efter behov ift. terrænnær opløsning eller stor indtrængningsdybde	

⁴ Rambøll, egenproduktion.



FIGUR 5. Eksempel på dB/dt kurve (sounding data) for det sekundære magnetfelt målt med SkyTEM⁵.



FIGUR 6. Billede af SkyTEM 304 Målesystem⁶.

3.2.1 Geologi og geografi

Regionale strukturer, SkyTEM som metode fungerer bedst til kortlægning af større regionale strukturer som f.eks. begravede dale, eller store grundvandsmagasiner.

Sedimentær geologi, Da SkyTEM er en induktionsmetode er den mest sensitiv ift. lavmodstandslag, SkyTEM er derfor bedst egnet til at kortlægge sedimentær geologi med lav elektrisk modstand (ler- og siltlag).

Område med høj modstand, Grundfjeld, I egne med meget grundfjeld som f.eks. Bornholm kan SkyTEM have svært ved at opløse andet end grænsen til grundfjeld, og den kan kun opløses såfremt der er en forskel i elektriskledningsevne mellem grundfjeld og det overliggende materiale. Typiske sprækkezonestrukturer er for små til at blive opløst af SkyTEM.

Områder med høj konduktivitet, Saltvand, Lavmodstandslag som f.eks. tykke aflejringer af fedt ler eller aflejringer med saltvand kan have stor indflydelse på indtrængningsdybden, da de inducerede hvirvelstrømme "hænger" i lavmodstandslagene i længere tid, og indtrængningsdybden dermed mindskes.

3.3 Fremgangsmåde

⁵ Rambøll, egenproduktion.

⁶ Rambøll, egenproduktion.

TABEL 2. Faser i et SkyTEM Projekt

Faser i et SkyTEM projekt	Aktionspunkter
Fase 1 Forslag og ønsker til projekt	Der laves et første udkast til placering af flyvelinjer i forhold til det ønskede mål med kortlægningen, og der vælges det bedst egnede SkyTEM målesystem til opgaven.
Fase 2 Planlægning	I samarbejde med SkyTEM gennemgås flyvelinjerne for hvilke der er mulige og hvilke der skal korrigeres i forhold til flyverestriktioner, til sidst udføres en færdig flyveplan.
Fase 3 udførelse af feltarbejde i overensstemmelse med den aftalte flyveplan	Feltarbejdet udføres, og der udføres daglige kvalitetstjek af data samt fremdrift. Eventuelle afvigelser fra flyveplanen aftales undervejs mellem SkyTEM, rådgiver og kunde.
Fase 4 håndtering og levering af rådata	SkyTEM preprocesserer data efter aftale, samler linjefilerne og afleverer rådata. Data levering gennemgås for eventuelle fejl og mangler.
Fase 5 processing og inversion af data	Rådata processeres og inversioner laves i en iterativ proces til modellernes tilpasning til data vurderes tilfredsstillende.
Fase 6 Aflevering af færdige modeller samt rapport	Færdige inversionsmodeller afleveres i de ønskede formater f.eks. GERDA-databaser til Geoscene 3D, geosoftdatabaser, ASCII-filer. Der skrives en rapport.

3.3.1 Mobilisering, kortlægning og processeringstid

- SkyTEM er den metode der kræver mest forberedelsestid i forbindelse med mobilisering i felten.
 - Der bruges 1-2 dage til samling af målesystemet.
 - Derefter en halv til en hel dag til opsætning af helikopter samt kalibreringstest og verificering.
 - Ofte samles systemet et sted og bliver derefter fløjet til undersøgelsesområdet.
- Der vil typisk være to kortlægningsrunder på en dag, én om formiddagen og én om eftermiddagen. Den tid helikopteren kan være i luften, før den skal tankes, bestemmer længden på de to kortlægningsrunder.
- En typisk kortlægning i størrelsesordenen 500 km kan klares på 2 til 3 dage (ikke iberegnet eventuelle vejrforhold). SkyTEM samler typisk omkring 150-300 km linje data om dagen.
- Processeringsmetoden er meget lig den for andre EM-metoder. Datamængderne er dog meget større og tungere at håndtere, hvorfor der er flere timers processeringsarbejde ift. SkyTEM-data sammenlignet med andre EM-metoder.

3.4 Ressourcer

- SkyTEM måleinstrumenterne er ejet af virksomheden SkyTEM med hovedkontor i Aarhus N.
- SkyTEM står selv for at bemane og flyve kortlægninger.
 - SkyTEM står for groundcrew og samling/kontrol samt kalibrering af måleudstyr.
 - SkyTEM har selv kontakten til de selskaber der har de helikoptere og piloter som de gør brug af.
- Der findes for pr. november 2023 4 kommercielle SkyTEM systemer

- **SkyTEM304** Dataindsamlingshastighed op til 120 km/t. Har en undersøgelsesdybde til omkring 200 m. Bruges til grundvandskortlægninger, kortlægninger i mineindustrien og geotekniske undersøgelser
- **SkyTEM312^{Fast}** Dataindsamlingshastighed op til 150 km/t. Har en undersøgelsesdybde til omkring 500 m. Bruges til regionale grundvandskortlægninger samt kortlægninger i mineindustrien.
- **SkyTEM306HP** Dataindsamlingshastighed op til 150 km/t. Har en undersøgelsesdybde til omkring 500 m. Bruges til regionale grundvandskortlægninger samt kortlægninger i mineindustrien og har bedre opløsning af overfladenære lag end 312^{FAST}.
- **SkyTEM312HP** Dataindsamlingshastighed op til 80 km/t. Har en undersøgelsesdybde til omkring til omkring 700 m bruges mest til dyb mineralefterforskning.

TABEL 3. Tekniske specifikationer for de forskellige SkyTEM systemer

	SkyTEM304		SkyTEM312 ^{FAST}	
	LM	HM	LM	HM
No. Transmitter turns	1	4	2	12
Transmitter area pr. turn	342 m ²	342 m ²	341 m ²	341 m ²
Transmitter current	9 AMP	100-120 AMP	5 AMP	120 AMP
Peak moment	3.000 NIA	150.000 NIA	3.000 NIA	500.000 NIA
On time	800 µs	5 ms	275 Hz	25 Hz
Off time	1018 µs	15 ms	800 µs	5 ms
Repetition frequency	275 Hz	25 Hz	1018 Hz	15 Hz
	SkyTEM306HP		SkyTEM312HP	
	LM	HM	LM	HM
No. Transmitter turns	1	6	2	12
Transmitter area pr. turn	342 m ²	342 m ²	342 m ²	342 m ²
Transmitter current	9 AMP	220-250 AMP	6 AMP	220-250 AMP
Peak moment	3.000 NIA	500.000 NIA	4.000 NIA	1.000.000 NIA
On time	800 µs	5 ms	1000 µs	8 ms
Off time	1018 µs	15 ms	500 µs	32 ms, 29 ms
Repetition frequency	25 Hz	25 Hz	12,5 Hz	12,5 Hz

3.5 Omkostninger

Grundet store mobiliseringsomkostninger samt anvendelse af specialister i forbindelse med kortlægning, som f.eks. pilot og helikopter, er SkyTEM en dyr metode at sætte i værk.

Samtidigt er det dog muligt at kortlægge meget store arealer på relativt kort tid, hvorfor prisen pr. kilometer kan komme langt ned og være konkurrencedygtig med andre EM-metoder, hvis kortlægningsområdet er stort nok. Derudover vil man med anvendelse af SkyTEM-metoden eliminere nogle af de logistiske udfordringer, der kan være ved indsamling af jordbase-rede data over større arealer.

3.6 Data

Data bliver enten leveret i SKB binære filer med tilhørende navigationsfiler eller i et digitalt xyz-format, som kan håndteres af flere forskellige geofysiske processeringsprogrammer.

I Danmark håndteres og processeres data for det meste i Aarhus Workbench, som er et kommercielt geofysisk processerings- og inversionsprogram ejet af Seequent.

Geofysikere med kompetencer vedr. EM-data er nødvendige for at kunne processere data.

Data fra SkyTEM indgår allerede i GERDA databasen i form af modeller af modstande i undergrunden. De færdige modeller kan importeres til programmer der anvendes til geologisk tolkning som f.eks. GeoScene3D eller Leapfrog.

Datatypes er i sig selv fleksibel, og det er mere det valgte geofysiske processeringsprogram der sætter begrænsningerne for hvilke formater de færdige data kan eksporteres i.

TABEL 4. Tabel med filtype oversigt

Dataformater	Datatype
.SKB	Binær fil til indlæsning i Workbench
.SPS	Auxiliary data, såsom strøm, tilt, GPS, Højde m.m.
.LIN	Linenummer og tider for start og stop af målinger
.GEX	Position a sensorer, geometri af transmitter loop, bølgeformen og kalibrering parametre
.XYZ	Tekstformat der kan indeholde rå eller processerede data i et let læseligt og universelt format
.gdb	Geosoftdatabase der kan indeholde rå eller processerede data, samt færdige inversionsmodeller, indgår i GERDA databasen

4. SkyTEM Dronesystem

SkyTEM Dronesystemet udgør en EM-metode der anvendes til mindre kortlægninger med behov for høj overfladenær- og lateral opløsning. De primære anvendelsesområder for et SkyTEM Dronesystem er inden for geotekniske og miljømæssige undersøgelser såsom sårbarhedskortlægning samt overfladenær ressourcekortlægning.

4.1 Teoretisk Baggrund

DroneTEM er et induktions-elektromagnetisk system, der giver information om elektriske modstande i undergrunden. En måling fungerer ved at der sendes strøm ud i et senderloop som resulterer i et magnetisk felt (primær feltet). Denne strøm bliver cyklisk slukket og tændt, så primærfeltet varierer i styrke. Et varierende magnetfelt producerer en elektromotorisk kraft (emf) (Faraday's lov om induktion) i elektrisk ledende materialer. Denne emf inducerer hvirvelstrømme (foucaultstrømme) i undergrunden. Hvirvelstrømmene er kraftigere i elektrisk ledende områder af undergrunden som ler, og mindre kraftige i områder med høj elektrisk modstand som sand og grus. De elektriske hvirvelstrømme i undergrunden danner deres eget sekundære magnetfelt, hvis styrke og henfald bliver målt i en modtagerspole.

TABEL 5. Tekniske specifikationer for SkyTEM Dronesystemet "Diamond"

Antal sender-loop vindinger	1
Sender-areal pr. vinding	18 m ²
Maksimal udsendt strøm	250 A
Maksimalt moment	4.500 Am ²
ON-tid	500 µs
OFF-tid	1333,4 µs
Signal basisfrekvens	375 Hz



FIGUR 7. Billede af DroneTEM i aktion⁷.

4.2 Fordele og ulemper

TABEL 6. Tekniske fordele og begrænsninger for DroneTEM

Fordele	Begrænsninger
Hurtig målemetode, drone-rammen flyver 30-40 km/t* under dataindsamling.	Som alle EM-metoder er DroneTEM påvirket af koblinger til infrastruktur såsom nedgravede kabler.
Luftbåren metode, derfor ikke afhængig af fremkommeligt terræn.	På nuværende tidspunkt følsom overfor dårligt vejr.*
På sigt forventer man at kunne overflyve f.eks. søer og skov.*	
Kan indsamle lange kontinuerte linjer af data.	Der skal holdes sikkerhedsafstand til infrastruktur i måleområdet, der ikke må overflyves.*

⁷ SkyTEM, egenproduktion.

Fordele	Begrænsninger
Stor fladedækning, hvilket giver en bedre rummelig forståelse af geologien.	Kræver specialuddannede droneoperatører og visuelt overblik af område*
Optimalt valg af linje orientering ud fra geologi, da metoden ikke er afhængig af sprøjtespor, infrastruktur eller lignende.	
Linjeafstand ned til 10 m*	
Ikke begrænset af sæson eller risiko for afgrødeskader	På nuværende tidspunkt ikke anvendelig til dyb kortlægning dvs. over 150 m

Meget god overfladenær opløsning grundet systemets høje båndbredde og stabile geometri.

* På nuværende tidspunkt er det en prototype og der er mange aspekter af systemet og operationen, som endnu er under udvikling.

Regionale strukturer, DroneTEM som metode fungerer på nuværende stadie bedst til kortlægninger af lokale geologiske strukturer på markniveau meget lig tTEM, dette kan dog ændre sig med tiden.

Sedimentær geologi, Da DroneTEM er en induktiv metode er den mest sensitiv ift. lavmodstandslag, DroneTEM fungerer derfor bedst i sedimentær geologi med elektriske modstandskontraster i lagfølgen.

Område med høj modstand, grundfjeld, I egne med meget grundfjeld som f.eks. Bornholm kan DroneTEM have svært ved at opløse andet end grænsen til grundfjeld, typiske sprækkazonestrukturer er ofte for små til at fremgå i data.

Områder med høj konduktivitet, saltvand, Lavmodstandslag som f.eks. tykke aflejringer af fedt ler eller aflejringer med saltvand kan have stor indflydelse på indtrængningsdybden, da de inducerede hvirvelstrømme "hænger" længere tid i lavmodstandslagene, og indtrængningsdybden dermed mindskes.

4.3 Fremgangsmåde

Fremgangsmåden for mobilisering og dataindsamling med DroneTEM er stadig under udvikling. Kan opdateres når teknologien bliver tilgængelig.

4.4 Ressourcer

- SkyTEM dronesystemerne er ejet af virksomheden SkyTEM med hovedkontor i Aarhus N.
- SkyTEM står selv for at bemane og flyve kortlægninger.
- SkyTEM står for groundcrew og samling/kontrol samt kalibrering af måleudstyr.
- SkyTEM leverer selv løftedronen og specialuddannede dronepiloter.

4.5 Omkostninger

Billigere end SkyTEM og forventes at være konkurrencedygtig med jordbaserede systemer.

4.6 Data

Data bliver leveret i et digital xyz-format, som kan håndteres af flere forskellige geofysiske processeringsprogrammer. I Danmark håndteres og processeres data for det meste i Aarhus Workbench, som er et kommercielt geofysisk processerings- og inversionsprogram ejet af Seequent.

Geofysikere med kompetencer vedr. EM-data er nødvendige for at kunne processere data.

Data vil på nuværende tidspunkt skulle indberettes som SkyTEM. De geofysiske modeller kan importeres til programmer der anvendes til geologisk tolkning som f.eks. GeoScene3D eller Leapfrog.

TABEL 7. Tabel med filtype oversigt

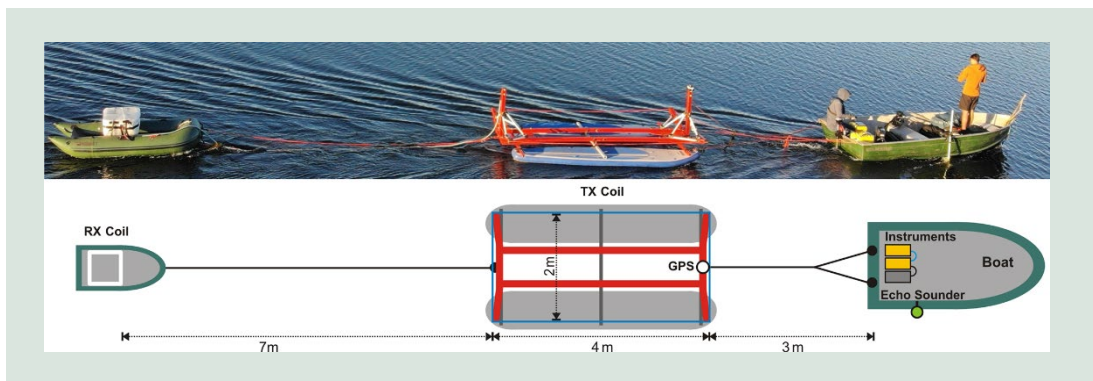
Dataformater	Datatype
.XYZ	Tekstformat der kan indeholde rå eller processe-rede data i et let læseligt og universelt format.
-GEX	Position a sensorer, geometri af transmitter loop, bølgeformen og kalibreringsparametre.
.gdb	Geosoftdatabase der kan indeholde rå eller processe-rede data, samt færdige inversionsmodeller.

5. FloaTEM

FloaTEM er en transient elektromagnetisk (TEM) metode der anvendes til mindre kortlægninger på søer, åer eller i kystnære områder. FloaTEM bliver anvendt i forbindelse med grundvandskortlægning og i geoteknik- og forureningsager.

5.1 Teoretisk Baggrund

FloaTEM er et induktions-elektromagnetisk system, der i tidsdomæne giver information om elektriske modstande i undergrunden. En måling fungerer ved, at der sendes en strøm ud i en senderspole, som danner et magnetisk felt (primærfeltet). Denne strøm bliver cyklisk slukket og tændt, så primærfeltet varierer i styrke. Et varierende magnetfelt inducerer en elektromotorisk kraft (emf) (Faraday's lov om induktion) i elektrisk ledende materialer i form af hvirvelstrømme (foucaultstrømme) i undergrunden. Hvirvelstrømmene opholder sig længere tid i elektrisk ledende områder af undergrunden, som f.eks. ler, end i områder med høj elektrisk modstand, som f.eks. sand og grus. De elektriske hvirvelstrømme i undergrunden danner deres eget sekundære magnetfelt, hvis styrke og henfald bliver målt i en modtagerspole.



FIGUR 8. Billede og skematisk tegning af FloaTEM konfigurationen med båd, senderspole (TX-coil), og modtagerspole (RX-coil). For Saltvandskonfigurationen bruges der en 4x4 meter senderspole.⁸

5.2 Fordele og ulemper

For FloaTEM skelnes imellem to opsætninger. Det ene er et ferskvands system, der har samme opsætning og magnetisk moment som et landbaseret tTEM system. Det andet er et særlig højt moment system, udviklet hovedsageligt til geotekniske kortlægninger i kystnære omgivelser.

⁸ Maurya et al., "Technical note: Efficient imaging of hydrological units below lakes and fjords with a floating, transient electromagnetic (FloaTEM) system", HESS, Volume 26 (2022), <https://hess.copernicus.org/articles/26/2813/2022/>, Creative Commons Attribution 4.0 License

TABEL 8. Tekniske fordele og begrænsninger ved FloaTEM

Fordele	Begrænsninger
Meget lidt intrusiv metode. Ved anvendelse af elmotor, kan metoden benyttes på natura 2000 områder som mange danske søer og åer er.	Mere årstidsafhængig end de landbaserede metoder.
Kan både kortlægge på lavt vand og på relativt dybt vand, så længe det er ferskvand.	Begrænset undersøgelsesdybde i forhold til f.eks. SkyTEM, ca. 60-80 meter.
[Tekst]Kan indsamle lange konsistente linjer af data.	Ikke så god opløsning i de øverste meter.
Samme datatype og detaljegrad som tTEM systemet.	Kræver viden om vanddybden for at opnå optimale resultater, typisk anvendes et ekkolod samtidig med man indsamler data.
Kan give information om de hydrogeologiske forhold under søer og større åer, hvor jordbaserede geofysiske metoder ikke kan anvendes	Systemet påvirkes let af bølger, strøm og vind.
Slæbet efter båden er omkring 14 m hvilket giver meget manøvredegtighed sammenlignet med andre marine metoder.	Metoden er stadig i udviklingsfasen, og der er for nuværende ikke den store empiriske viden at bygge en kortlægning op omkring.
Data fra FloaTEM giver på samme vis som tTEM information om variationer internt i geologiske lag, såfremt variationerne medfører ledningsevne kontraster.	

Lokale strukturer, FloaTEM fungerer bedst til kortlægning af lokale strukturer, som ikke er for dybtliggende, f.eks. interaktion imellem grundvandsmagasiner og sø.

Sedimentær geologi, Da FloaTEM er en induktionsmetode er den mest sensitiv ift. lavmodstandslag og FloaTEM er derfor bedst egnet til at kortlægge sedimentær geologi med lav elektrisk modstand (ler- og siltlag).

Område med høj modstand, Grundfjeld I egne med meget grundfjeld som f.eks. Bornholm kan FloaTEM have svært ved at opløse andet end grænsen til grundfjeld, og den kan kun opløses, hvis der er en forskel i den elektriske ledningsevne mellem grundfjeld og det overliggende materiale. Det kan være muligt at opløse sprækkezonestrukturer, hvis de ikke er for små.

Områder med høj konduktivitet, Saltvand, Dybden af saltvandet, saltindholdet af vandet samt tykke aflejringer af fedt ler eller en kombination af de tre har en stor indflydelse på indtrængningsdybden, da de inducerede hvirvelstrømme "hænger" i lavmodstandsslagene i længere tid, og derved ikke når så dybt inden de udslukkes. På havet skal man ikke forvente at se dybere end 20-30 meter under havbund ved 2-5 meters dybde⁹, ved 8-10 meters vanddybde begynder det at være vanskeligt bare at trænge igennem vandsøjlen.

⁹ TEMCompany, <https://www.temcompany.com/project/product-floatem/>.

5.3 Fremgangsmåde

TABEL 9. Faser i et FloaTEM projekt

Faser i et FloaTEM projekt	Aktionspunkter
Fase 1 Planlægning	Planlægning af projekt, hvilket udstyr skal bruges, hvor mange og hvor tætte linjer skal der sejles.
Fase 2 Forberedelse til feltarbejde	Eventuelle tilladelser til sejlads hentes ind, der laves et vindue for udførelse af feltarbejdet mht. vejr. Sikkerhedsudstyr gennemgås og der sørges for feltpersonalet har den nødvendige og opdaterede træning.
Fase 3 Udførelse af feltarbejde i overensstemmelse med den aftale plan	Data samles under forudsætningerne, der blev bestemt i den indledende planlægning. De indsamlede data bliver dagligt kvalitetssikret, og der bliver holdt øje med vejrlig.
Fase 4 Processering og inversion af data	Data processeres på samme måde som tTEM data, der hentes om muligt et batymetri kort eller målte vanddybder med ekkolod som bruges som a-priori i inversionen. Der kan også anvendes en målt elektriske ledningsevne af vandet som a-priori.
Fase 5 Aflevering af færdige modeller samt rapport	FloaTEM præsenteres på samme måde i rapporter som tTEM data, dvs. der kan forventes middelmodstandskort, profilsnit og sammenstilling med øvrige datatyper såsom boringer hvis muligt.

5.3.1 Mobilisering, Kortlægning og processeringstid

- FloaTEM har en mobiliseringstid på omkring en halv dag, til sammenligning kan tTEM mobiliseres på en times tid.
 - Der skal lokaliseres et passende sted til at sætte FloaTEM i vandet
 - Systemet skal samles og flydelegemer skal pustes op, alle kabler og stik skal sikres mod vand.
 - Trækbåden skal klargøres med TX, batteri og TiB og eventuelt søsættes.
 - FloaTEM skal monteres til trækbåden og trækkes ud på vandet
- Når først FloaTEM er i vandet kortlægges der efter samme metode som tTEM, dvs. for så vidt muligt kortlægges der i lige linjer med f.eks. 20-25 meters mellemrum.
- FloaTEM kortlægger med en lavere gennemsnitsfart end tTEM, men indhenter ty-pisk noget ved ikke at skulle tage hensyn til markskel eller andre hindringer.
- Der kan normalt kortlægges omkring 50-80 linjekilometer pr. dag
- Processeringsmetoden er meget lig den for andre TEM-metoder. Datamængderne er ca. den samme som tTEM og der ligger derfor omtrent samme antal timers processeringsarbejde. Der er ofte den fordel ved FloaTEM data, at der er mindre infra-struktur på vandet og derfor færre koblinger som skal fjernes. Omvendt kan der være lidt arbejde i inversionen, hvor f.eks. batymetrien bør indarbejdes ligesom det kan være nødvendigt at justere på startmodellerne af flere omgange (specielt ved kortlægning på saltvand).

5.4 Ressourcer

5.4.1 Udførelse og kortlægning

- FloaTEM er udviklet af Aarhus Universitet HydroGeofysikGruppe (HGG), og det er muligt at leje udstyret af universitetet.
- TEMcompany beliggende i Åbyhøj i Aarhus, sælger/lejer udstyr samt foretager FloaTEM-kortlægninger. Rådgivere med erfaring inden for TEM-induktionsmetoder som tTEM kan håndtere FloaTEM data, ligesom der eventuelt kan være rådgivere, der har udstyret.

- Universitet og TEMcompany har hver sin opsætning af FloaTEM, universitet bruger en 4x4 m senderspøle baseret på den gamle tTEM ramme, hvor TEMcompany baserer deres på den nye 3x3 m senderspøle.
- Nedenfor ses de tekniske specifikationer for universitetsrammen, udover mindre forskelle i senderspøleareal opererer de to systemer indenfor nogenlunde de samme parametre.

TABEL 10. Tekniske specifikationer for hhv. ferskvands og saltvands FloaTEM¹⁰, bemærk FloaTEM saltvand har kun højt moment.

	FloaTEM Ferskvand		FloaTEM Saltvand
	Lavt moment	Højt moment	Højt moment
Senderspøleareal	8 m ²	8 m ²	16 m ²
Antal vindinger	1	1	4
Senders største strøm	~ 3 A	~ 30 A	~ 25 A
Senders største moment	24 A m ²	240 A m ²	1600 A m ²
Repetitionsfrekvens ved 50 Hz ledningsnet frekvens	2110 Hz	630 Hz	220 Hz
Aktiv cyklus	42 %	30 %	22 %
Senderens tid tændt	200 µs	450 µs	1000 µs
Slukketid	2,6 µs	4,5 µs	14,10 µs
Gate tidsinterval (fra begyndelse af slukketid)	4-33 µs	10-900 µs	20-2800 µs
Modtagerspøleareal	20 m ²	20 m ²	40 m ²
Modtagerspøles båndbredde	420 kHz	420 kHz	140 kHz
Antal gates	15	23	26

5.5 Omkostninger

Det er generelt dyrere at få indsamlet FloaTEM-data end tTEM-data, hvilket skyldes at der er et større mobiliseringsarbejde, samt leje af udstyr som f.eks. båd, bådtrailer og bådmotor. Derudover er arbejde på vand generelt farligere end arbejde på land og derfor kræves ekstra sikkerhedskurser og foranstaltninger. Der er derfor brug for specialister under dataindsamlingen, der har den krævede erfaring.

FloaTEM-data kan ikke indsamles med samme hastighed som tTEM, og man må derfor forvente færre linjekilometer pr. dag. Til gengæld er det ofte det meste af data der kan bruges, da der som beskrevet tidligere ikke er så mange forstyrrelser til vands, som der er til lands.

5.6 Data

5.6.1 Dataformater

Data bliver leveret i SKB binære filer med tilhørende navigationsfiler.

I Danmark håndteres og processeres data for det meste i Aarhus Workbench, som er et kommercielt geofysisk processering og inversionsprogram ejet af Seequent.

¹⁰ Maurya et al., "Technical note: Efficient imaging of hydrological units below lakes and fjords with a floating, transient electromagnetic (FloaTEM) system", HESS, Volume 26 (2022), <https://hess.copernicus.org/articles/26/2813/2022/>, Creative Commons Attribution 4.0 License

Geofysikere med kompetencer vedr. TEM-data er nødvendige for at kunne processere data.

Data fra FloaTEM kan indgå i GERDA databasen i form af færdigtilpassede modeller af modstanden i undergrunden. De færdige modeller kan importeres til programmer der anvendes til geologisk tolkning som f.eks. GeoScene3D eller Leapfrog.

Datatypes er i sig selv fleksibel, og det er mere det valgte geofysiske processeringsprogram der sætter begrænsningerne for hvilke formater de færdige data kan eksporteres til.

TABEL 11. Filtype oversigt

Dataformater	Datatype
.SKB	Binær fil til indlæsning i Aarhus Workbench
.SPS	auxiliary data, såsom strøm, GPS, temperatur m.m.
.LIN	linenummer og tider for start og stop af målinger
.GEX	Position a sensorer, geometri af transmitter loop, bølgeformen og kalibreringsparametre
.XYZ	Tekstformat der kan indeholde rå eller processerede data i et let læseligt format
.gdb	Geosoftdatabase der kan indeholde rå eller processerede data, samt færdige inversionsmodeller

6. GCM – Ground Conductivity Meter

GCM er en elektromagnetisk metode (EM) som kan anvendes til at kortlægge den helt terrænnære (<8m) geologi.

6.1 Teoretisk baggrund

GCM er en elektromagnetisk frekvensdomæne metode som ved hjælp af en sender- (Tx) og en modtagerspole (Rx) inducerer strøm i jorden og måler jordens respons, hvorved jordens ledningsevne kan kortlægges.

Der anvendes en vekselstrøm og instrumentet måler således kontinuert, mens det bevæges hen over jordoverfladen, det kan være til fods eller monteret efter en ATV. Vekselstrømmen har en tilpas lav frekvens, så instrumentet opererer under lavfrekvenstilnærmelsen - eller på engelsk Low Induction Number (LIN). Det medfører at instrumentets følsomhed er uafhængig af frekvensen og jordens ledningsevne, og at det målte respons (det sekundære magnetfelt) er direkte proportionalt med jordens ledningsevne (gælder dog ikke for meget høje ledningsevner).

Det der afgør indtrængningsdybden, er højden over jorden, afstanden mellem Tx og Rx samt spolernes orientering (og jordens ledningsevne hvis den er meget høj).

DualEM-421s er et GCM-instrument, som ofte anvendes i Danmark. Dette instrument måler i 6 forskellige dybder ned til 6-8 m u.t. (meter under terræn). De seks forskellige indtrængningsdybder måles af 6 modtagerspoler i instrumentet, som sidder i forskellig afstand og med forskellig orientering i forhold til instrumentets senderspole. Den har modtagerspoler i hhv. 1, 2 og 4 meters afstand fra senderspolen med to geometrier (Horisontal Co-Planar (HCP) og Perpendicular (PRP)) i hver af de tre positioner.

6.2 Fordele og Ulemper

Metoden anvendes typisk til geologisk kortlægning f.eks. i forbindelse med kortlægning af nedrivningspotentiale for lokal afledning af regnvand, følsomhedskortlægning, arkæologisk kortlægning eller til planlægning af boringsplacering i forbindelse med terrænnære geotekniske undersøgelser. Metoden er også velegnet til kortlægning af tidligere losse-/fyldpladser, idet den er følsom over for metal og visse forureningstyper.

Fordele ved metoden er blandt andet at den er non-destruktiv og hurtig. Ved dataindsamling med en ATV kan der, alt efter terrænforholdene, på en enkelt feltdag kortlægges ca. 0,5-1,0 km² (50-100 Ha) med en linjeafstand på 10 m, svarende til 50-100 km linjemeter. Det betyder at der kan opnås stor datatæthed og god lateral opløsning. Databehandling og tolkning er også relativ hurtig, idet inversionsresultaterne kan visualiseres som middelmodstandskort (for DualEM-421s i forskellige dybde- eller koteintervaller). Ulemperne er, at den ikke måler så dybt, og at den kun har få indtrængningsdybder (DualEM-421s har dog 6). Den bliver forstyrret af ledninger m.m., dog mindre end TEM og kan komme forholdsvis tæt på ledninger (ca. 10 m) uden at data blive påvirket.

Instrumentet skal kalibreres et sted, hvor jorden har så høj resistiv som muligt (ledningsevne tæt ved nul), f.eks. direkte på fast (ikke-opstrækket) fjeld.

6.3 Fremgangsmåde

Dataindsamlingen kan foretages til fods enten ved at bære instrumentet eller trække det på en slæde. Anvendes en ATV trækkes instrumentet på en slæde efter ATV'en, se FIGUR 9. Positionering foretages med GPS, som monteres på udstyret. Kørehastigheden begrænses primært af terrænet, men er typisk ca. 20 km/t.



FIGUR 9. Kortlægning med DualEM-421s¹¹. Instrumentet trækkes ca. 4 m efter ATV'en, som også bærer batteri og laptop. GPS-antennen er monteret på instrumentet.

6.4 Ressourcer

Flere danske rådgivere har DualEM udstyr og kompetencer til indsamling, processering og tolkning af data.

6.5 Omkostninger

Mobilisering og dataindsamling er relativ billig. Ved anvendelse af ATV kan der indsamles 50-100 km linjemeter pr. feltdag afhængig af terræn- og vejrforhold.

6.6 Data

Der er ikke tidligere indberettet GCM-data til GERDA og datatypen vil skulle oprettes i GERDA inden det kan lade sig gøre.

¹¹ COWI, egenproduktion.

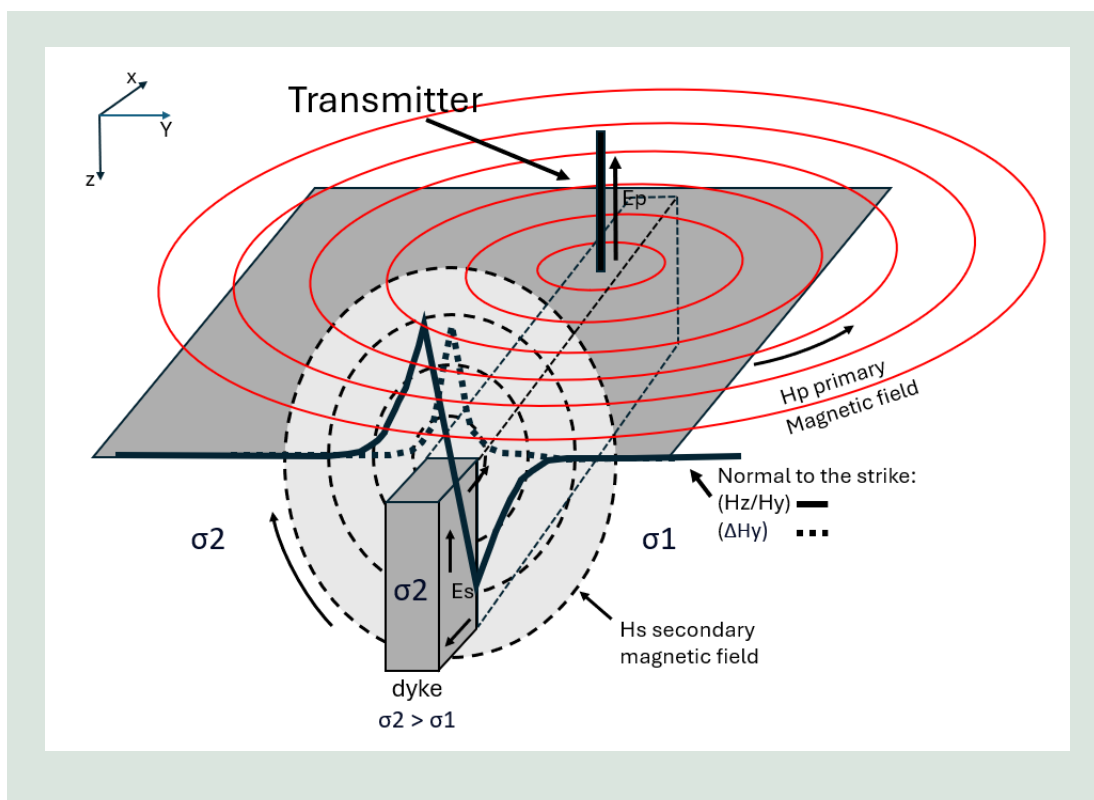
7. VLF

VLF (Very Low Frequency) metoden anvender de eksisterende VLF-radiosendere som kilde, ved måling af komponenter af de elektromagnetiske felter langs jordoverfladen. Metoden er mest velegnet til kortlægning af sprækkezoner, der kan udgøre grundvandsmagasiner i områder med faste bjergarter.

7.1 Teoretisk Baggrund

Den geofysiske metode VLF (Very Low Frequency) bruger elektromagnetiske signaler i frekvensområdet 15 til 30 kHz fra eksisterende VLF-radiosendere som kilde, og der måles på komponenter af de elektromagnetiske felter. Når signalerne møder elektriske ledere, fx vandfyldte sprækker, påvirkes de elektriske og magnetiske komponenter, hvilket måles i modtageren. Målingerne kan anvendes til at bestemme retningen og vinklen af en elektrisk leder i forhold til VLF-signalet. Ved at måle langs profiler eller i et grid kan man lave et kort over de geologiske strukturer, der påvirker signalet. Indtrængningsdybden er typisk 15-50 m i Danmark, men kan overstige 50 m i områder med tykke sand/gruslag.

På FIGUR 10 ses hvorledes elektriske- og magnetiske felter varierer over en vertikal ledende struktur.



FIGUR 10. EM-feltfordeling for VLF-metoden over teoretiske signaler fra en vertikalt ledende struktur¹².

¹² NIRAS, egenproduktion.

VLF metoden har i en luftbåren version været anvendt til storskala kortlægning i Sverige. I perioden fra 1970'erne til 1980'erne er store dele af Sverige blevet kortlagt.

7.2 Fordele og Ulemper

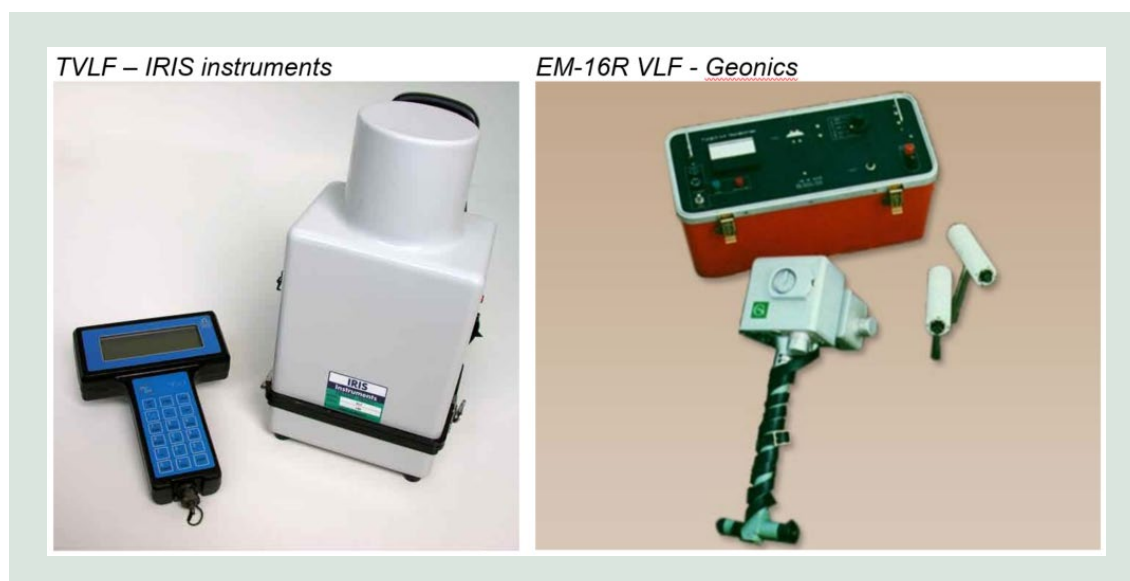
Metoden er velegnet til kortlægning af vertikale forkastninger og spækkezoner, som kan udgøre grundvandsmagasinerne i områder med faste bjergarter. I forbindelse med den danske grundvandskortlægning vil metoden derfor udelukkende være et alternativ til andre metoder på Bornholm.

Metoden er ikke velegnet til kortlægning af mindre kontraster i modstand, og er derfor ikke velegnet til kortlægning af grundvandet i det sedimentære miljø. Det elektromagnetiske signal påvirkes af elektriske ledninger i nærheden og metoden kan derfor ikke anvendes tættere end ca. 100 m på ledninger, el-hegn m.m.

7.3 Fremgangsmåde

Forud for kortlægning identificeres en passende VLF-sender der er orienteret i retning af den struktur der ønskes kortlagt. Med et VLF-EM gradiometer indsamles horisontale og vertikale komponenter af det magnetiske felt. Dette kræver, at instrumentet udstyres med en modtagerkrystal, som passer til den valgte VLF-senders specifikke frekvens. De indsamlede data korrigeres for fejl og støj, og der udføres en tilt-vinkel filtrering. Det processerede datasæt kan herefter tolkes til egenskaber og geometri af den elektriske leder.

På FIGUR 11 ses to af de anvendte VLF udstyr, fra hhv. IRIS Instruments og Geonics Limited.



FIGUR 11. Eksempler på VLF udstyr¹³.

7.4 Ressourcer

VLF-metoden har ikke været anvendt i grundvandskortlægningen i Danmark, og der findes derfor ingen referencer på kortlægninger. Metoden har især været anvendt i forbindelse med vandressourcekortlægninger i den nordlige del af Sverige og i Finland. I perioden fra 1970'erne til 1980'erne er store dele af Sverige blevet kortlagt, herunder også med en luftbåren version. I dag er metoden ikke særligt udbredt og mange af VLF-senderne er nedlagt eller

¹³ IRIS Instruments, <https://www.iris-instruments.com/t-vlf.html>

Geonics, <https://www.geonics.com/html/vlfsystems.html>

sender kun sjældent. Desuden findes der så vidt vides ikke længere noget fungerende VLF-udstyr i Danmark.

7.5 Omkostninger

Det vurderes at metoden er relativ billig, da mobilisering er minimal og databehandlingen ikke er tidskrævende, dog vil det være vanskeligt at skaffe et fungerende udstyr.

7.6 Data

Data kan processeres og tolkes eksempelvis i softwaren VLF2Dmf fra firmaet EMTOMO. Data og tolkninger kan ikke indberettes til GERDA, men kan importeres til Aarhus Workbench og Geoscene3D gennem et xyz-format.

8. Georadar

Georadar – eller GPR (Ground Penetrating Radar) er en elektromagnetisk metode, som udsender og modtager radarbølger. Metoden har høj strukturel opløsningsevne, men ofte relativ lille indtrængningsdybde.

8.1 Teoretisk baggrund

Georadar – eller GPR – virker ved at udsende radarbølger (elektromagnetiske bølger) typisk i frekvensområdet 10 MHz til 3 GHz. Radarbølgerne anvendes på forskellig måde, men den mest almindelige form er refleksion. Her udsendes der en puls fra en senderantenne (Tx), som efterfølgende reflekteres fra en laggrænse og registreres af en modtagerantenne (Rx). Ud fra to-vejs rejsetiden for radarbølgen og kendskab til radarbølgehastigheden i jorden kan man omregne rejsetiden til en dybde. Ved løbende at udsende radar-pulser langs en linje kan man derved få et radarprofil – eller et såkaldt radargram, se FIGUR 12 nedenfor. På radargrammet ses refleksioner fra undergrunden. Refleksionerne opstår der, hvor der er forskelle i den elektromagnetiske impedans, hvilket kan være ved geologiske laggrænser, vandspejl, større sten, rør/ledninger, hulrum m.m.

Radarbølgehastigheden i luft er den samme som lysets hastighed (ca. 0,3 m/ns), men reduceres i jorden til

$$V = \frac{V_{lys}}{\sqrt{\epsilon_r}} = \frac{0,3}{\sqrt{\epsilon_r}} [m/ns]$$

Hvor ϵ_r er jordens dielektricitetskonstant (den relative permittivitet, dimensionsløs). Dielektricitetskonstanten afhænger af jordart, porøsitet og ikke mindst vandindholdet i jorden. Typiske værdier ses i TABEL 12. Bemærk, at vand har en meget høj værdi på $\epsilon_r = 81$, hvilket betyder at radarbølgehastigheden i vand er 1/9 af hastigheden i luft jf. ligningen ovenfor.

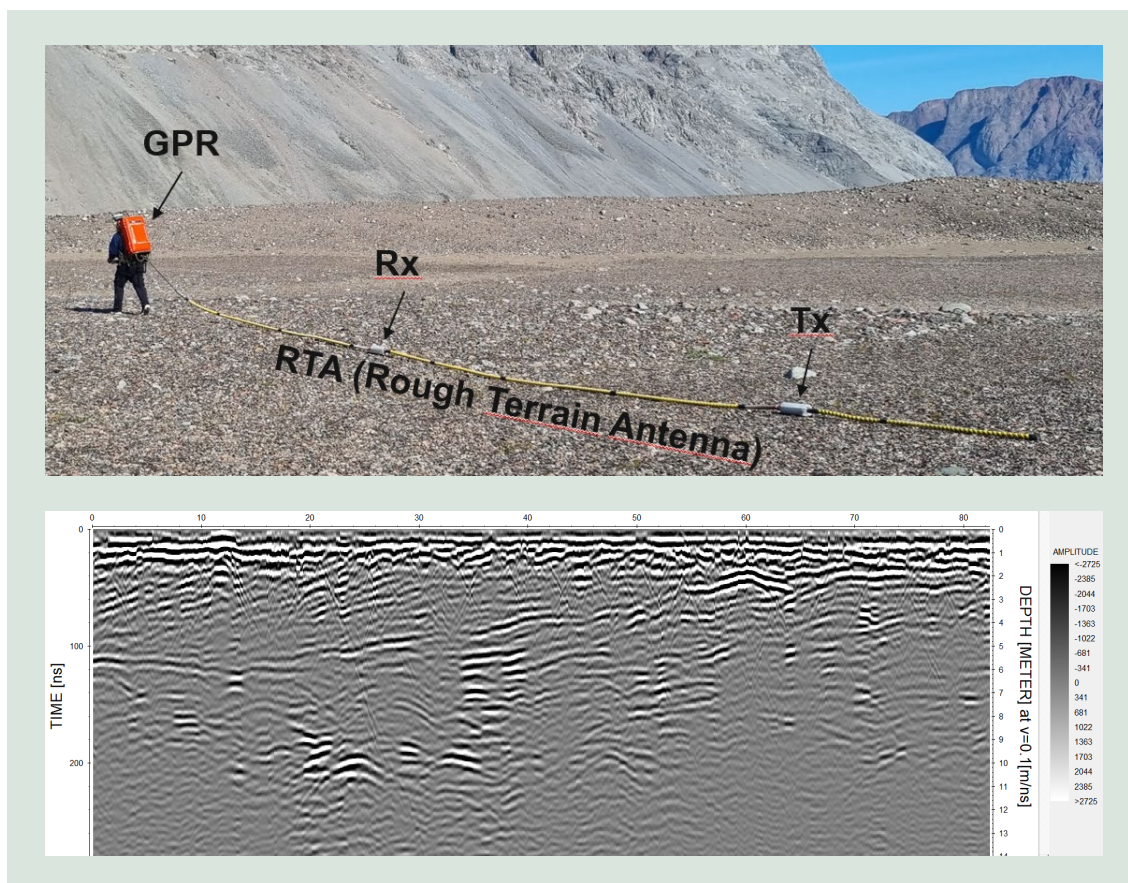
TABEL 12. Typiske værdier for dielektricitetskonstanten i forskellige materialer.

Materiale	Dielektricitetskonstanten, ϵ_r
Sne	1,1-3,0
Is	4
Vand	81
Ler	4-27
Silt	5-30
Tørt sand	4-6
Vådt sand	15-30
Kalksten	4-8
Granit	4-6

Radarbølgehastigheden i jorden kan bestemmes på forskellig vis f.eks. fra hyperbler i data, kalibrering med kendt laggrænse eller fra CMP målinger (Common Mid-Point). Den kan også estimeres ud fra direkte målinger er jordens permittivitet, hvilket f.eks. kan gøres på en jordprøve med en TDR-sonde (Time Domain Reflectometer). Her er der dog risiko for, at prøven er forstyrret og ikke er repræsentativ for in-situ forholdene.

Jo højere frekvens antennen har, des højere opløsning opnås der. Omvendt er det med indtrængningsdybden: Jo lavere frekvens antennen har, des større indtrængning opnås der. Bølgelængden, λ , er afgørende for opløsningsevnen – jo kortere bølgelængde des højere opløsningsevne – og den er omvendt proportional med frekvensen, f

$$\lambda = \frac{v}{f} [m]$$



FIGUR 12. Georadar dataindsamling i Grønland (øverst) med en 30 MHz RTA (uskærmet)¹⁴. De indsamlede data visualiseres i et radargram (nederst), hvor refleksioner fra f.eks. en laggrænse registreres som en funktion af to-vejstiden (skala til venstre i ns). Denne omregnes til dybde (skala til højre i m) ud fra kendskab til radarbølgeløshastigheden i jorden. Kraftige amplituder er her vist med sorte/hvide farver jf. gråskala yderst til højre.

8.2 Fordele og Ulemper

Metoden fungerer bedst i områder med sandede jordarter (høj resistivitet), hvor indtrængningsdybden ved f.eks. 50 MHz kan være op til 20-40 m, men er også god til kortlægning af tørv, is/sne og på søer (ferskvand). I lerede jorde reduceres indtrængningsdybden signifikant og kan i f.eks. moræneler være ned til 1-2 meter. Tilsvarende vil højt ion-indhold i porevandet – fra f.eks. salt – reducere indtrængningsdybden.

En fordel ved georadar er, at den har en høj strukturel opløsning, samt at den ikke påvirkes af elektriske installationer i nærheden. Den kan således bruges i urbane områder til f.eks. ledningskortlægning eller lignende. Den er relativt hurtig i felten, og dataprocesseringen er også forholdsvis simpel. Tolkingsarbejdet kan være tidskrævende, da data typisk tolkes på profilniveau.

¹⁴ COWI, egenproduktion.

8.3 Fremgangsmåde

Georadar-antennen kan trækkes hen over jordoverfladen, mens der måles, men den kan også monteres på f.eks. ATV, bil, tog, båd, drone eller helikopter alt afhængig af formålet.

Der findes en del forskellige antennetyper, men den mest almindelige til geologisk kortlægning er en single channel jordkoblet dipolantenne. Antenner med lav (center)frekvens (<100 MHz) er af praktiske årsager uskærmede, mens de mindre og mere højfrekvente antenner er skærmede.

Det er vigtigt at vælge den antenne, der er bedst egnet til opgaven. Hvilken antenne det er, afhænger af flere faktorer, men de afgørende er ofte krav til opløsning og indtrængningsdybde. Til geologisk kortlægning anvendes oftest de lavere frekvenser (10-250 MHz), da de har relativt høj indtrængningsdybde, jf. afsnit 8.1. De lave frekvenser har dog som sagt ringere opløsningsevne, så man bør overveje kravene til opløsningsevnen. I frekvensintervallet 10-250 MHz vil den vertikale opløsningsevne ligge mellem ca. 0,2-5 m (ved $\epsilon_r = 9$ og en opløsningsevne svarende til en halv bølgelængde).

Ved optagelse er det vigtigt at sætte et passende tidsvindue. Tidsvinduet, dvs. hvor længe modtageren registrerer signal efter hver radar-puls, afpasses efter radarbølgéhastigheden i jorden, se afsnit 8.1, samt den maksimale dybde, der forventes signal fra.

8.4 Ressourcer

Flere danske rådgivere har udstyret og kompetencer til indsamling, processering og tolkning af data. De antenner der findes og anvendes i Danmark til geologisk kortlægning, ligger i frekvensintervallet 50-500 MHz.

8.5 Omkostninger

Mobilisering af udstyret er relativt billig, og der kan indsamles mange kilometer data pr. felt-dag, specielt hvis der anvendes f.eks. en ATV under dataindsamlingen. Tolkingsarbejdet er relativt tidskrævende, men vil dog afhænge af områdets geologiske kompleksitet og hvad der skal tolkes.

8.6 Data

Der er ikke tidligere indberettet georadar-data til GERDA. Georadar-data kan dog eksporteres på SEGY-format (tilsvarende seismik), og det bør derfor være muligt at få data ind i GERDA.

9. MRS

Magnetic Resonance Sounding (MRS¹⁵) er en non-invasiv elektromagnetisk-metode, der anvendes til at af- eller bekræfte tilstedeværelsen af grundvandsmagasiner ved at kvantificere vandindholdet i forskellige dybder, samt estimere hydraulisk ledningsevne og transmissiviteten i forskellige geologiske formationer.

9.1 Teoretisk Baggrund

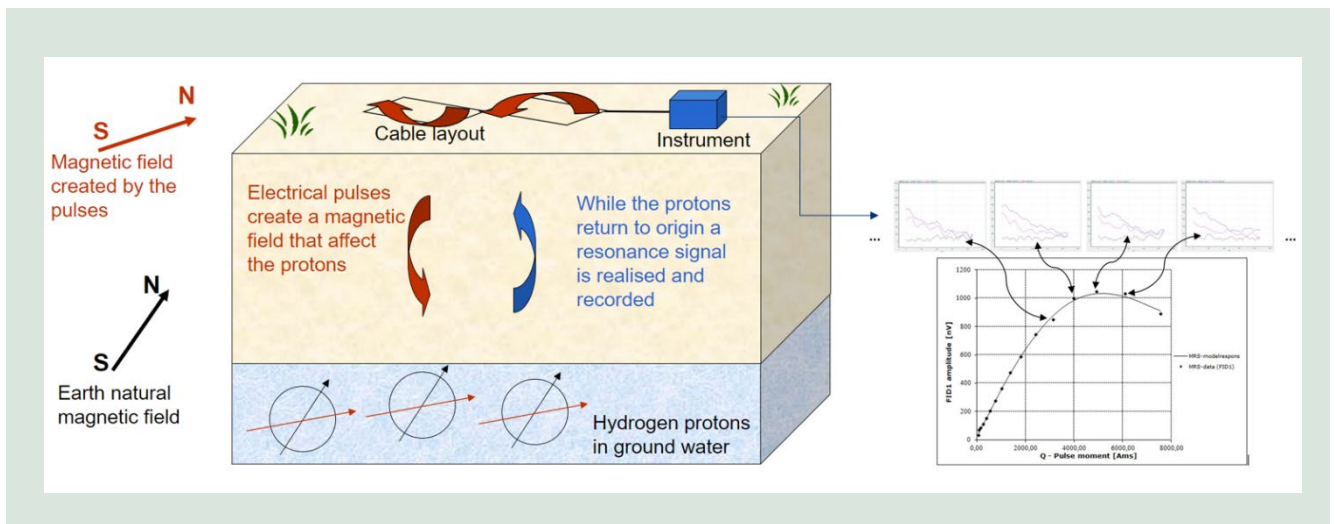
MRS er en geofysisk metode der, ligesom hospitalernes MR-scannere, bygger på det fysiske fænomen NMR (Nuclear Magnetic Resonance), som blev opdaget i 1946. Princippet for MRS er at måle på det signal der fremkommer når protonerne i vandmolekylernes hydrogenatomer ændrer spin retning. Uden påvirkning orienterer hydrogenatomernes protoner deres spin efter jordens magnetfelt. Når MRS-metoden anvendes, udsendes elektriske pulse med frekvenser der er i resonans med hydrogen atom-protonernes spin. Disse pulse skaber et magnetfelt, som hydrogenatom-protonerne orienterer deres spin efter, dvs. i en retning væk fra jordens magnetfelt. Når det pulserende magnetfelt slukkes, vender protonernes spinretning tilbage i orientering mod jordens magnetfelt. Ved dette henfald skabes et resonanssignal fra protonerne, som er det signal MRS-metoden måler på.

Resonanssignalerne måles i forskellige dybder ved at anvende forskellige pulsmomenter (strømstyrke*senderloopareal*pulstid); jo større pulsmoment jo større måledybde. Amplituden af det målte resonanssignal er proportionalt med vandindholdet i en dybde defineret af det aktuelle pulsmoment. Henfaldskonstanten af resonanssignalet anvendes til at estimere den hydrauliske ledningsevne og transmissivitet. For optimeret estimering af hydraulisk ledningsevne og transmissivitet, bør der indsamles supplerende tekniske data til bestemmelse af henfaldsdata¹⁶. Estimering af transmissivitet bygger på en empirisk formel, med erfaringsbaserede empiriske konstanter. Disse kan optimeres ved korellering med lokale prøvepumpningsdata¹⁷.

¹⁵ Betegnes også nogle steder SNMR – Surface Nuclear Magnetic Resonance

¹⁶ Legchenko, A., "Magnetic Resonance Imaging for Groundwater", iSTE & Wiley 2013

¹⁷ Ryom et al., "Comparison of transmissivities from MRS and pumping tests in Denmark", Near Surface Geophysics, vol. 9, no. 2 (2011)



FIGUR 13. Måleprincipper for MRS/SNMR¹⁸

9.2 Fordele og Ulemper

MRS-metodens anvendelsesområder er mange og omfatter enhver situation, hvor information om hydrologiske egenskaber er anvendelige. Følgende eksempler er relevante anvendelsesområder:

- Afgrænsning og karakterisering af grundvandsmagasiner.
- Kvantificere mængden af vand i undergrunden.
- Bidrage med korrelation til hvordan kortlagte resistiviteter kan fortolkes hydrologisk. F.eks. hvorvidt kortlagte høje modstande reelt udgør et grundvandsmagasin eller ej.
- Supplerende datainput til hydrostratigrafisk modellering, f.eks. til at bestemme laggrænser eller skift, der ikke kan identificeres med f.eks. modstandskontraster med de traditionelle geofysiske metoder.
- Bidrage med hydrologiske data til beregning af analytiske indvindingsoplade.
- Optimere placering eller prioritering af borelokaliteter mellem flere mulige.
- Forbedre datadækning af hydrologiske parametre (hydraulisk ledningsevne og transmissivitet) til grundvandsmodellering, enten som primære hydraulisk ledningsevne data i kalibreringen eller til validering.
- Kortlægning af geologiske variationer, der ikke kan opløses ved f.eks. resistivetskontraster, f.eks. sand-glimmersand-grænser eller ler-saltvandsgårnser.
- Vurdering af tilstedeværelsen og mængden af sekundære magasiner i forbindelse med forureningsundersøgelser eller geotekniske undersøgelser.
- Vurdering af interaktion mellem overfladevand og grundvand, dvs. vurdere om der er sammenhæng eller leradskillende lag mellem et vandløb, vådområde, vandhul og det underliggende første grundvandsmagasin.
- Kortlægning af terrænnært grundvand. Er der tale om fokus på kun 20-30 m vil MRS metoden (uanset udstyr) være relativ hurtig, og der kan opnås flere datapunkter på kortere tid end ved større indtrængningsdybde (op til 120 m med nogle udstyr), som metoden tidligere har været anvendt i grundvandskortlægningen.

¹⁸ Ryom, M., Rambøll, egenproduktion.

Ulemper ved metoden er

- Målemetoden er følsom overfor magnetiske forstyrrelser i jorden, dvs. magnetiske mineraler, som forstyrrer de magnetiske felter.
- Data bliver forstyrret af ledninger, el-hegn eller andre elektrisk ledende installationer i nærheden. MRS-metoden påvirkes dog ikke af såkaldte "koblinger" dvs. "falske" responser fra menneskeskabte installationer, som TEM/SkyTEM gør.
- I et miljø med meget elektromagnetisk støj kan en måling tage lang tid, da data skal stakkes meget. Måletiden afhænger dog også meget af, hvor dybt der ønskes målinger. Meget høje støjniveauer kræver anvendelse af specifikke filtre, konfigurationer, stakning, begrænset fokusdybde eller i værste fald at målingen opgives.
- Kræver specialiseret software til processering og inversion (se afsnit 1.4).
- Erfaringsgrundlaget hos danske rådgivere omkring brug af MRS/SNMR ikke stort, bortset fra Rambøll som har udført flere hundrede målinger for MST og vandforsyninger.
- Metoden er relativ dyr, da forberedelser og målinger er tidskrævende hvis fokus er dyb indtrængning (80-120 m). I disse tilfælde kan der kun indsamles få målinger pr. feltdag. Tidsforbrug skal dog sammenlignes med en prøvepumpning, som giver samme parametre og kræver at der findes en boring. Ved mindre indtrængningsdybde kan der indsamles mange flere målinger pr. feltdag uanset udstyr.

9.2.1 Geologi og geografi

Lokale strukturer. MRS-metoden udfører punktmålinger så de beskriver derfor kun 1D-egenskaberne af de lokale strukturer der måles på. Footprintet er ca. 1,5 gange kabeludlæg, dvs. med en 100 x 100 m kabeludlæg (til 120 m indtrængningsdybde) er footprintet ca. 150 m i diameter omkring centrum. Flere sammenhængende MRS-målinger kan give 2D-profil-resultater af lokale strukturer.

Sedimentær geologi. Da MRS måler på vandmolekylerne skal der selvsagt være vand til stede i undergrunden for at måle et signal. Metoden skelner ikke mellem primær og sekundær permeabilitet, hvilket gør estimeringen af permeabilitet/hydraulisk ledningsevne mere velegnet til sedimentær geologi, hvor dette sjældent forekommer. Metoden anvendes dog også til f.eks. kalkformationer og hardrock til kortlægning af eventuel vand i sprækker. Opløseligheden af sprækker, tynde lag mv. afhænger af hvor tæt pulsmomenterne vælges i måle-setuppet. Teoretisk er opløseligheden af lagtykkelser svarende til de traditionelle EM-metoder som tTEM og SkyTEM, men i praksis ses ofte tyndere vandførende lag opløst end hvad man kan opløse med tTEM og SkyTEM.

Umættet zone: Som udgangspunkt måler MRS-metoden signaler fra frit vand, dvs. det bevægelige vand, som også er interessant i vandindvindingsammenhænge. Metoden kan principielt også måle signal fra det kapillær bundne vand, f.eks. vand i ler eller i den umættede zone. Signalet fra dette vand har meget korte henfaldstid, og vil med standard måle-setup ligge inden for udstyrets "dead time". Der er dog udvikling på alle udstyr, så der kan fokusere i måle-setuppet på signaler fra det kapillær bundne vand.

Område med høj modstand, Grundfjeld. I egne med grundfjeld kan der måles signal fra vandfyldte sprækkezoner, hvis de er store nok, ellers kan der ikke opnås signal fra selve grundfjeldet. Grundfjeld med høj koncentration af magnetiske mineraler vil typisk kræve andre måleprocedurer for MRS-metoden end ved sedimentær geologi.

Områder med høj konduktivitet, Saltvand. Mineralindhold, som f.eks. salt, forstyrrer ikke MRS-målingerne, som dog heller ikke skelner mellem fersk og saltvand. Resistivitetsmålinger, der typisk ikke kan skelne mellem saltvand og fed ler, kan med fordel kombineres med MRS, så der tilsammen kan differentieres imellem ler og saltvandsmættet sandmagasiner.

9.3 Fremgangsmåde

TABEL 13. Faser i et MRS Projekt

Faser i et MRS projekt	Aktionspunter
Fase 1 Forslag og ønsker til kortlægning	Udpegning af relevante MRS-områder/lokaliteter indenfor kortlægningsområdet med beskrivelse af ønsket fokusdybde.
Fase 2 Indsamling af LER oplysninger	Med udgangspunkt i LER-oplysninger fra de udpegede områder vurderes hvilke målinger der forventes at kunne nå den ønskede fokusdybde, og her planlægges støjmålingslokaliteter
Fase 3 Udførelse af støjmålinger	Der foretages som minimum én støjmåling pr. MRS-område/lokalitet, og optimalt set 2-3 stykker.
Fase 4 Håndtering af støjmålingsresultater	På baggrund af støjmålingsresultater og formålsbeskrivelsen, udvælges og planlægges MRS-lokaliteter og optimale målekonfigurationer.
Fase 5 Udførelse af MRS-målinger samt resistivitetmåling	Indledningsvist udføres målinger af jordens magnetfelt med protonmagnetometer for at bestemme Larmor-frekvensen. MRS-målingen udføres med den bestemte Larmor-frekvens samt den valgte målekonfiguration for senderspole og pulssekvens. MRS-målinger suppleres med en resistivitetsinformation; enten estimeret ud fra viden om de geologiske lag, fra eksisterende data eller ved en måling, typisk en jordbaseret TEM-sondering med et separat udstyr. To feltpersoner er optimalt, men en person kan også udføre arbejdet.
Fase 6 Processering og inversion af data	Et databehandlingsprogram anvendes til at støjfiltrere, processere og invertere data. Data præsenteres endeligt som en række udvalgte grafer der både viser kvaliteten i opløselighed og selve data.

9.3.1 Mobilisering, Kortlægning og processeringstid

- MRS er en metode der kræver en del forberedelse for at opnå optimale resultater:
 - Forberedelse med udpegning af ønskede målepunkter, formåls- og fokusdybdebeskrivelse, indsamling af ledningsinformationer.
 - Der bruges typisk én feltdag til støjmålinger pr. kortlægningsområde. Det konkrete tidsforbrug afhænger af kortlægningens størrelse.
 - Derefter skal der bruges lidt tid på at planlægge dataindsamlingens konfigurationer, samt advisering.
- Efterfølgende foretages de egentlige MRS-målinger i feltet.
 - Der indledes med måling af jordens magnetfelt med protonmagnetometer. Dette udføres én gang pr. kortlægningsområdet, og tager ca. 30 min.
 - Der kan foretages 1-3 sonderinger om dagen alt efter støjniveau og fokusdybde. Er fokusdybden kun 20-30 m kan der, uanset udstyr, foretages væsentlig flere MRS-målinger pr. dag, helt op til 8-10 målinger.
 - Til slut foretages typisk en TEM-sondering, medmindre den type data (TEM, SkyTEM, tTEM, MEP eller lignende) eksisterer i forvejen fra anden kortlægning eller kan estimeres ud fra velkendt geologi. En selvstændig TEM-sondering tager kun ca. 10- 15 min.

- Data-processingering for MRS-data består primært af at opnå den rette midling af de indsamlede data samt optimal filtrering, der bedst muligt adskiller støjen fra signalet. Signalet vil teoretisk set være kendetegnet ved Larmor-frekvensen, men der kan være spredning. Støjen vil have en større spredning i frekvensspektret, som gør det muligt at frafiltrere støjen. Den optimale frafiltrering af støj er afhængig af de aktuelle støjkaraktistika. I de tilfælde hvor Larmor-frekvensen antager et submultipum af 50 Hz, kan det være særligt kompliceret at adskille signal og støj.
- Der er forskellige tilgange til data-inversionen af de processerede MRS-data, men uanset tilgangen tager inversionsberegning af ét MRS-datasæt under et minut til få minutter. Der vil dog skulle afprøves, justeres og tilpasses i inversionsparametre før et tilfredsstillende inversionsresultat er opnået.

9.4 Ressourcer

IRIS-Instrumentet MRS instrumenter kan købes eller lejes hos IRIS-Instruments i Frankrig, hvis man er godkendt som erfaren bruger af instrumentet. NUMISplus og NUMISpoly er de MRS-instrumenter der har været anvendt i den danske grundvandskortlægning. Begge NUMIS-udstyr er udviklet af det franske firma IRIS-instruments. Der findes desuden et mindre MRS-udstyr fra IRIS-instruments, NUMISlite som er udviklet til kortlægning med overfladenær fokus (maks. ca. 50 m indtrængningsdybde), og som også er anvendt og testet i Danmark til mere overfladenære fokus. Den maksimale indtrængningsdybde med NUMISplus og NUMISpoly er maks. ca. 150 m. Den faktiske indtrængningsdybde afhænger af støjniveauet og, som ved alle EM-metoder, af de geologiske forhold, hvor et tykt lerlag i de øverste lag, kan "stjæle" strømmen fra et nå ned i dybden.

IRIS-Instruments tilbyder også softwaren til at processere og invertere data igennem deres software Samovar. Denne gratis version af Samovar, er dog ældre og indeholder ikke alle opdaterede udviklinger og det anbefales at indgå aftale med Rambøll/ Anatoly Legchenko i forbindelse med projekter.

Apsu Surface NMR Instrumentet er et meget nyt system udviklet af Aarhus Universitets hydrogeofysik gruppe (HGG). Udstyret er størrelsesmæssigt svarende til NUMISlite, så de er begge nemmere at håndtere i felten, og har begge mindre indtrængningsdybde. Apsu udstyret er dog ikke kommercielt endnu, så eventuelt anvendelse af udstyr til kortlægning kræver for nuværende henvendelse til universitetet, der er for nuværende ikke en forventet data for kommercialisering. Tolkning af HGGs Apsu system er ligeledes ikke tilgængelig for andre end HGG selv.

Derudover findes også et tysk og et amerikansk udstyr som ikke er så udbredte i anvendelse.

9.5 Omkostninger

MRS er punktmålingsbaseret og dermed ikke en fladedækkende metode. Dermed er hvert MRS-datapunkt relativt dyrt sammenlignet med de fladedækkende geofysiske metoder. Mobiliseringsmæssigt kræver MRS mere forberedelse og større udstyrmæssig opsætning hvis man sammenligner måling for måling med andet geofysik. Omvendt opnås med MRS målinger direkte fra grundvandet, hvor andre geofysiske metoder kun indirekte kortlægger grundvandet ved f.eks. at måle på jordens fysiske parametre. MRS-resultaterne giver hydrologiske parametre, som ellers kun opnås med borer og pumpe-test, og i det lys er økonomien i MRS attraktiv. Samtidig er det en non-invasiv metode, som ikke efterlader ændringer i naturen.

9.6 Data

I et samarbejde mellem MST, Rambøll og GEUS blev der i 2011-2012 udviklet en GERDA-struktur for MRS-data og –tolkninger samt feltbeskrivelser for samtlige tabeller og felter, der

vedrører MRS. Strukturen er delvist implementeret i GERDA, men der er ikke foretaget indberetninger af MRS-data og modeller til GERDA, da der ikke er udviklet indberetningsmoduler.

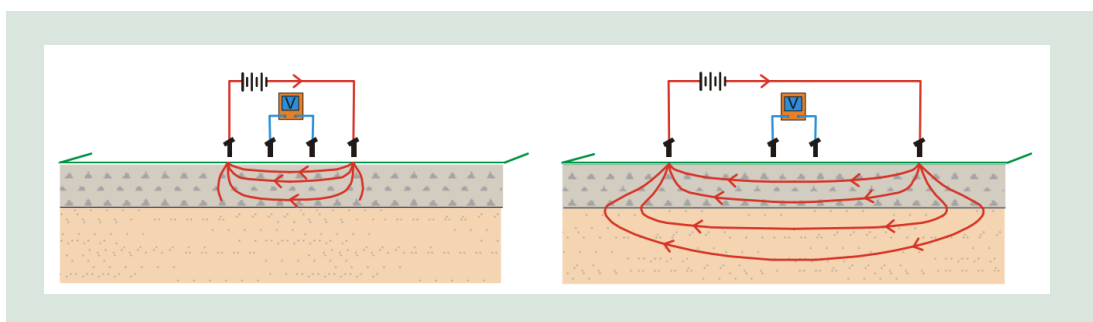
MRS-modeller kan indlæses i GeoScene3D via IGIS' "Well and 1D model Data from Tabular Data Source". Typisk visualiseres både de tolkede modellag med vandindhold og hydraulisk ledningsevne, som er meget værdifulde at sammenholke med f.eks. resistivetsdata for at understøtte oversættelsen af resistiviteter til hydrogeologi.

10. DC-Sonderinger

Traditionel geoelektrisk målemetode, typisk Schlumberger sondering, som alt efter opsætning måler elektrisk resistivitet ned til over 100 meters dybde.

10.1 Teoretisk Baggrund

Traditionel geoelektrisk sonderingsmetode (VES – Vertical Electrical Sounding), som måler jordens resistivitet i en række forskellige dybder. Med Schlumberger konfiguration, fastholdes centrum af målepunktet og afstanden mellem potentialelektroderne, mens strømelektroderne flyttes ud i stigende afstand ($L/2$) fra centrum. For hver position måles en tilsyneladende resistivitsværdi, og indtrængningsdybden stiger med stigende afstand mellem strømelektroderne. For at opnå et bedre signal-støj forhold for store strømelektrode-afstande, kan der benyttes større afstand mellem potentialelektroderne.



FIGUR 14 Schlumberger sondering, hvor afstanden mellem strømelektroderne er kort på figuren til venstre og større på figuren til højre, hvor indtrængningsdybden derfor er større¹⁹.

10.2 Fordele og Ulemper

Metoden fungerer bedst i områder med få laterale resistivitetsvariationer. Metoden er mindre følsom over for støjkluder end elektromagnetiske metoder. Metoden blev primært brugt i 1950'erne og opefter. Der er sket en stor udvikling siden, og der anvendes i langt højere grad MEP (ERT), hvor der på kortere tid kan måles resistivitetsvariationer både lateralt og vertikalt.

10.3 Fremgangsmåde

Til en Schlumberger sondering anvendes fire elektroder, hvoraf to er strømelektroder og to er potentialelektroder. Der udsendes en kendt jævnstrøm mellem de to strømelektroder som står i en fast afstand omkring centrum af sonderingen. Potentialet måles mellem de to potentialelektroder og ud fra den kendte geometri kan jordens resistivitet beregnes. Strømelektroderne flyttes derefter længere væk fra potentialelektroderne og der udføres endnu en måling. Som tommelfingerregel bør afstanden mellem potentialelektroderne være lig med eller mindre end en femtedel af afstanden mellem strømelektroderne i begyndelsen. Denne ratio går op til en tiendedel eller en femtedel afhængigt af signalstyrken. Hvor mange sonderinger der kan indsamles på én feltdag vil afhænge af, hvor høj indtrængningsdybde der ønskes, dvs. hvor mange gange strømelektroderne skal flyttes ud. Feltarbejdet udføres mest effektivt med 3 personer, hvor der er én i midten som opererer udstyret og én i hver ende, som kan flytte en

¹⁹ Hydrogeofysikgruppen, Institut for Geoscience, Aarhus Universitet "Geofysik Grundvandskortlægning" (2005), http://www.hgg.geo.au.dk/pdf/kursusnoter_geofysik_og_grundvandskortlægning.pdf

strømelektrode hver. En sondering tolkes med en 1D model, og indtrængningsdybden er ca. 1/4 af $L/2$ svarende til 1/8 af afstanden mellem strøm-elektroderne.

10.4 Ressourcer

Danske rådgivere har adgang af udstyret (fx Terrameter LS fra ABEM) og kompetencer til indsamling og processering af data.

10.5 Omkostninger

Mobilisering af udstyret er relativt billigt, men datamængden der kan indsamles pr. feltdag er relativt begrænset, og vil afhænge af den ønskede indtrængningsdybde. Generelt vil det være en fordel at anvende MEP metoden frem for DC sonderinger.

10.6 Data

Der er tidligere indberettet DC sonderinger til GERDA, senest i 2016. Modellerne kan downloades fra GERDA og importeres til fx GeoScene3D.

11. MEP (Multi Elektrode Profilering)

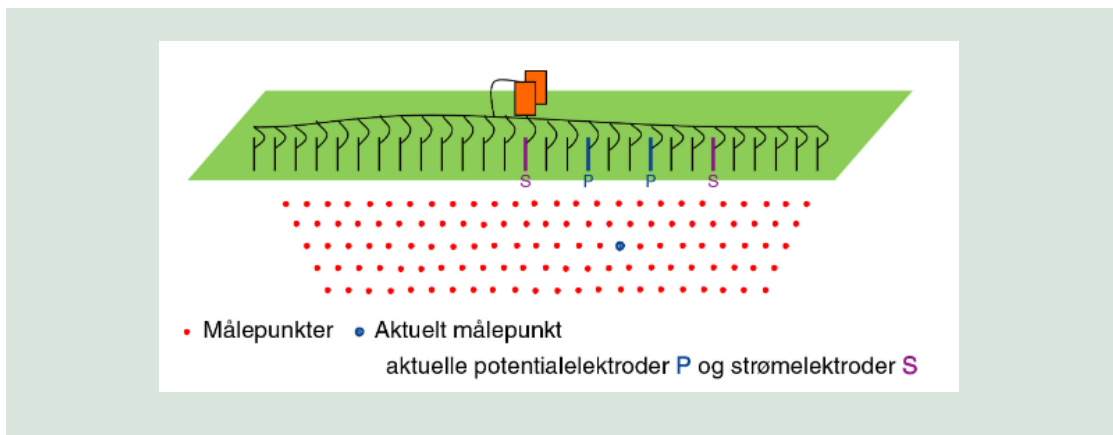
MEP er en geoelektrisk metode som kortlægger den elektriske resistivitet typisk ned til ca. 60 meters dybde, men afhængigt af den anvendte elektrodeafstand. Der måles langs profiler hvor der placeres elektroder med ens indbyrdes afstand.

11.1 Teoretisk Baggrund

MEP er den danske betegnelse for ERT (Electrical Resistivity Tomography). Målingen foretages ved hjælp af elektroder (fx metalspyd) som sættes i jorden og forbindes via kabler, til måleinstrumentet. Der anvendes en konstant indbyrdes afstand mellem elektroderne. Indtrængningsdybden og detaljeringsgraden afhænger af den anvendte elektrodeafstand. Ved en kortere afstand mellem elektroderne opnås en højere opløsning af det kortlagte jordvolumen, og en mindre indtrængningsdybde. På samme vis opnås der en større indtrængningsdybde og lavere opløsning ved en større elektrodeafstand. De målte data plottes som en 2D pseudosektion af den tilsyneladende resistivitet i de målte punkter, hvis position og dybde afhænger af afstanden mellem elektroderne (se FIGUR 15). Der kan måles med mange forskellige konfigurationer, herunder fx Wenner, Schlumberger, dipol-dipol og gradient, hvor geometrien af strømmelektodeparret og potentialelektrodeparret er forskellig fra hinanden. Fælles for konfigurationerne er at der sendes en strøm mellem to elektroder og måles et potentiale over to andre elektroder. Når strømmen udsendes i jorden vil den blive ledt godt igennem lavmodstandslag, mens den forsøger at bevæge sig uden om højmodstandslag. Elektrisk ladning opbygges ved enhver overflade hvor der er en ændring i resistivitet. Dette giver et elektrisk potentiale som måles mellem potentialelektroderne og konverteres til en tilsyneladende resistivitet. Hvis jorden var homogen, ville den tilsyneladende resistivitet være lig den sande resistivitet, men da det sjældent er tilfældet, og undergrunden i stedet udgøres af både lavmodstands- og højmodstandslag, varierer den tilsyneladende resistivitet både lateralt og horisontalt, og er en midlet værdi af lagenes sande resistivitet.

11.2 Fordele og Ulemper

Metoden kan anvendes i områder hvor andre metoder kan være udfordrede ift. fremkommelighed på terræn, fx skov og anden tæt bevoksning. Metoden er mindre følsom over for støjkluder ifm. nedgravede kabler, højspændingsledninger m.m. end de elektromagnetiske metoder, og kan derfor anvendes i tættere bebyggede områder. Den geoelektriske metode er velegnet til kortlægning af geologi inden for et meget stort spænd af resistivitetsværdier (1-10.000 Ohmm). Dagsproduktionen er lav sammenlignet med fx tTEM metoden.



FIGUR 15. Måleprocedure for MEP metoden²⁰. De fremhævede strømelektroder (S) og potentialelektroder (P) viser elektrodekonfigurationen for målepunktet markeret med blå.

11.3 Fremgangsmåde

Kortlægningen udføres til fods, hvor der typisk udlægges fire 100 m multikabler ud i forlængelse af hinanden, mens måleinstrumentet placeres i midten. Spyddene placeres langs multikablerne og tilsluttes disse med jumpers. Ofte anvendes en elektrodeafstand på 5 m, hvilket giver en indtrængningsdybde på ca. 60 meter, ved et udlæg på min. 400 m længde. De udlagte profiler skal som udgangspunkt være så lige som muligt. Hvis profilet ikke udlægges som en ret linje, vil afstanden mellem elektroderne blive mindre end man antager under tolkningen af data, og derfor må et profilknæk ikke overstige 20 grader. Hvis der er lavet flere knæk på profilet, må disse til sammen ikke overstige 20 grader. Ved opsætning af måleinstrumentet vælges en protokol for målingerne som kan bestå af flere forskellige konfigurationer (fx dipol-dipol, gradient, wenner m.m.). Måleinstrumentet styrer gennem protokollen hvilke elektroder, der sendes strøm gennem og hvilke elektroder potentialet måles over. Anvendes en elektrodeafstand på 5 m, måles typisk profiler af minimum 400 meters længde. Efter første måling kan det første kabel rulles ind og derefter lægges ud i forlængelse af det sidste kabel, hvorved der laves en "roll-along" og næste måling sættes i gang. Herved øges længden af det målte profil, og dette kan gentages. Med en elektrodeafstand på 5 m kan der, alt efter forhold, typisk indsamles i størrelsesorden 1,5 linje km per dag. For at undgå 3D effekter, anbefales det at MEP-linjerne placeres vinkelret på de geologiske strukturer. Desuden bør profilerne orienteres vinkelret på kendte støjklæder som nedgravede kabler eller lignende, for at opnå så lille en påvirkning som muligt fra disse. Der udføres en processering og tolkning af de indsamlede data. Ved processering fjernes støjede eller koblede data. De processerede data tolkes enten med 1D LCI (Laterally Constrained Inversion) modeller eller en 2D-model.

11.4 Ressourcer

Danske rådgivere har udstyr og kompetencer til indsamling og processering af data.

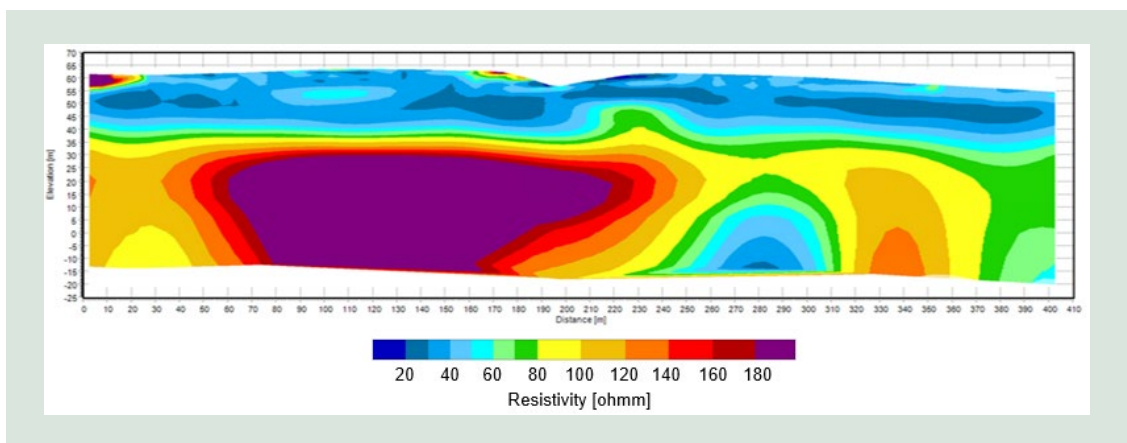
11.5 Omkostninger

Dagsprisen for dataindsamling er relativt lav, og to personer kan indsamle i alt ca. 1,5 km profilinje på én feltdag, ved en elektrodeafstand på 5 m.

11.6 Data

Data og tolkede modeller kan indberettes til GERDA-databasen og er derved sikret for fremtidig anvendelse, eks. gennem modelleringssoftwaren GeoScene3D.

²⁰ GEUS, <https://www.geus.dk/produkter-ydelser-og-faciliteter/data-og-kort/national-geofysisk-database-gerda/dokumentation/tekniske-anvisninger>

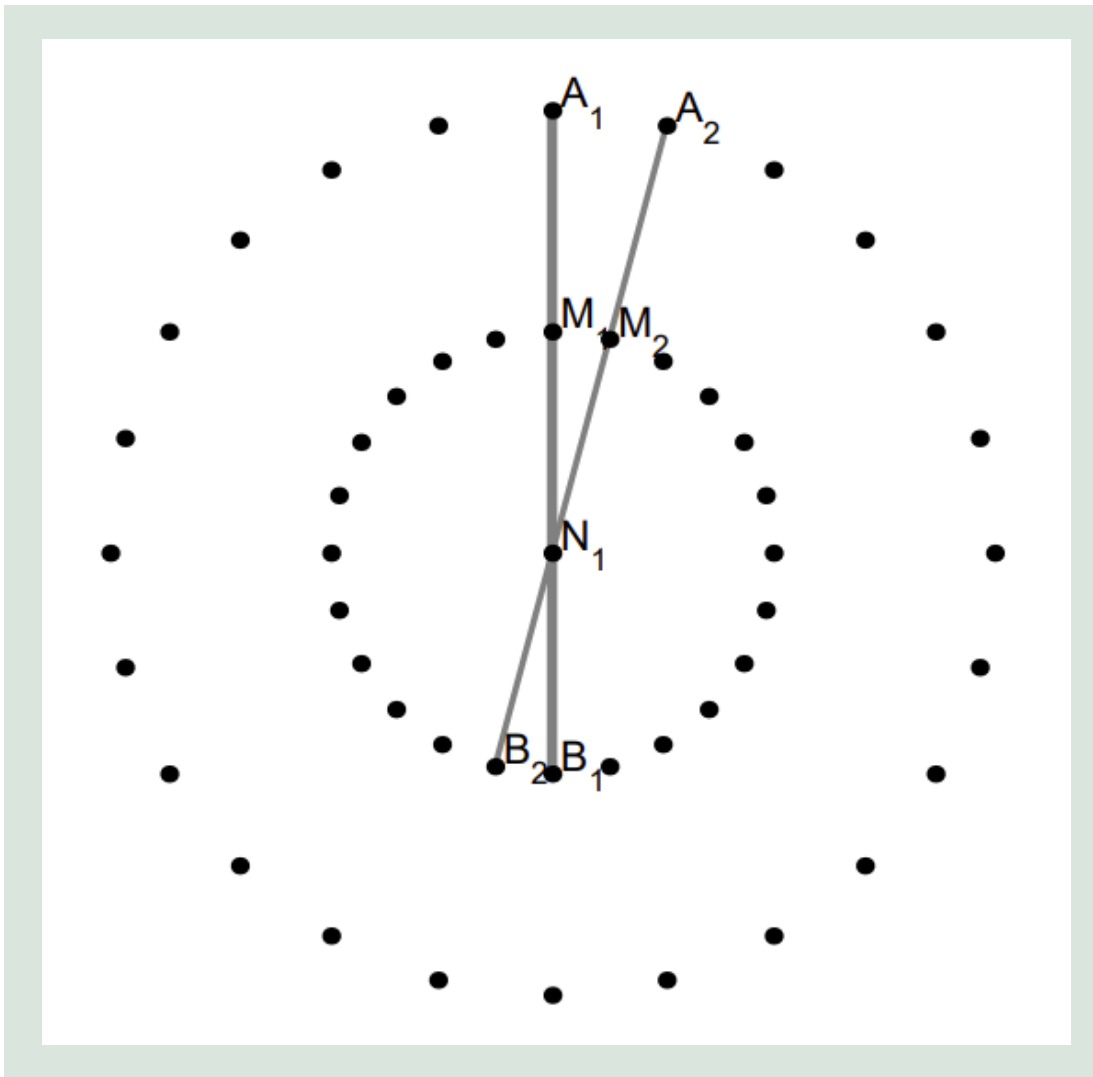


FIGUR 16. Eksempel på 2D tolkning af et MEP profil²¹, målt med en elektrodeafstand på 5 m.

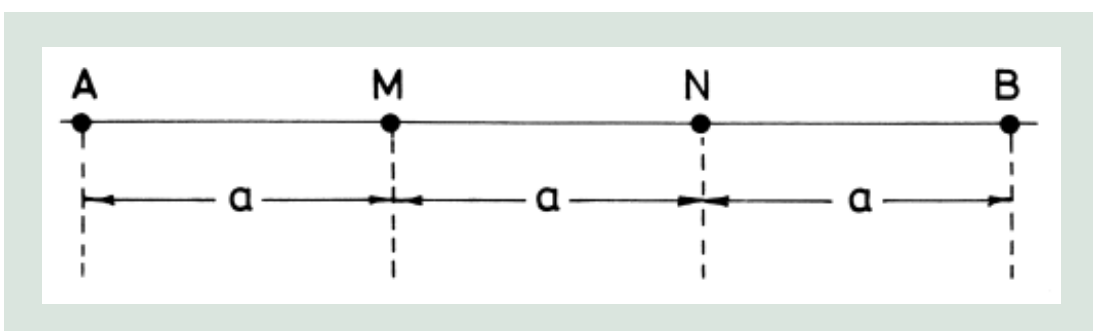
11.7 Azimutal resistivitetsmåling

Denne metode benyttes til at kortlægge orientering af vertikal elektrisk anisotropi, som kan relateres til eksempelvis orienteringen af hydraulisk ledende sprækker. Orienteringen af en sprække kan kun kortlægges hvis geologien i øvrigt er relativt homogen. Metoden er anvendt siden 1980'erne, men er kun brugt i mindre grad i Danmark, hvor den er afprøvet på nogle få feltlokaliteter. GEUS har som en del af et KUPA (Koncept for Udpegning af Pesticidfølsomme Arealer) projekt, beskrevet at metoden i princippet kan skelne mellem flere sæt af sprækker, men har endnu ikke været afprøvet på tilstrækkelig mange lokaliteter, for vurdering om metodens anvendelighed på danske morænelersaflejringer. Det forventes at sprækken skal være i en bjergart som fx granit eller kalksten, så der er tale om en decideret knusnings-zone som er vandførende, førend metoden vil kunne detektere sprækken. I sand-/leraflejringer vil der højst sandsynligt ikke være tilstrækkelig resistivitetskontrast langs en sprække/forkastning. Målingerne udføres med traditionelt geoelektrik udstyr eller MEP udstyr. Målingerne foretages ved, at en linje med 4 elektroder, typisk i Wenner elektrodekonfigurationen, roteres 180° eller 360°, i skridt af 10°-20°, omkring opstillingsmidtpunktet eller en af opstillingens inderste elektroder (se FIGUR 17). Sidstnævnte teknik gør det muligt at vurdere, om der er tale om anisotropi eller inhomogeniteter. Anisotropien giver kun udslag i variationer på ca. 10% i resistiviteten rundt i cirklen. Det er derfor vigtigt at holde måleusikkerheden på et minimum. Indtrængningsdybden afhænger af elektrodeafstand og den valgte elektrodekonfiguration samt resistivitetsstruktur. For en Wenner-konfiguration vil indtrængningsdybden være ca. 0,3 gange elektrodeafstanden (se FIGUR 18). Dagsproduktionen afhænger af målesystemet og af, hvor mange elektrodeafstande der vælges at måle på ved hver lokalitet. En azimutal resistivitetsmåling med flere elektrodeafstande kan udføres på ca. 1 time ved brug af MEP-udstyr. Data plottes typisk i et rosettediagram. Det er en af de meget få geofysiske metoder, som under optimale forhold giver mulighed for at kortlægge sprækkeorientering. Metoden er langt mindre tidskrævende end en sprækkeopmåling. Dog er metoden meget følsom over for inhomogeniteter. Det vil være svært at tolke data rigtigt, hvis der er flere lag med forskellig sprækkeorientering. Der er i øvrigt mange muligheder for fejltolkning af data.

²¹ NIRAS, egenproduktion.



FIGUR 17. Skitse af azimuthal resistivitetsmålingers elektrodeopstilling, hvor opstillingerne er roteret omkring en af de inderste elektroder²². De to første måleopstillinger er markeret på figuren. M og N angiver potentialeelektrodeparret mens A og B angiver strømmelektrodeparret.



FIGUR 18. Wenner elektrodekonfiguration²³. A og B er strømmelektroder, mens M og N er potentialeelektroder. Der er samme afstand (a) mellem alle elektroderne.

²² Møller, I., GEUS, "Geofysik i umættet zone: En vurdering af metoder og instrumentsystemers egnethed til kortlægning af den umættede zone" (2001)

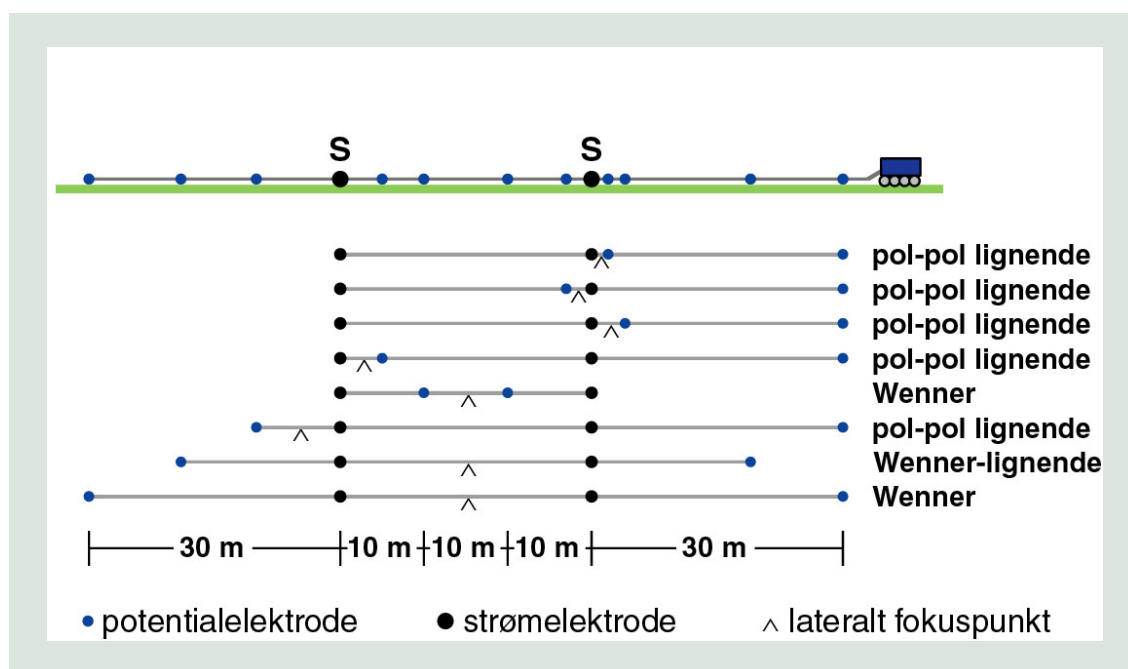
²³ Christensen, N.B., "Geofysiske Metoder", https://geo.au.dk/fileadmin/www.geo.au.dk/02_Forskning/Publicationer/Aarhus_Geokompender/DanmarksGeologi_kap8.pdf

12. PACES/PACEP

Med PACES-metoden kortlægges jordlagenes elektriske modstande inden for de øverste 15-20 m. Metoden er anvendt i stort omfang ifm. amternes og senere Miljøstyrelsens sårbarhedskortlægning, ved råstofkortlægning samt som en del af geotekniske forundersøgelser.

12.1 Teoretisk Baggrund

PACES (Pulled Array Continuous Electrical Sounding) metoden er en slæbegeoelektriske DC (direct current) metode, hvor jordens elektriske modstand måles kontinuert, mens udstyret trækkes efter et trækkøretøj. Elektrodeslæbet indeholder i alt 13 elektroder, bestående af 2 strømelektroder og 11 potentialelektroder. Potentialelektroderne udgør i alt 8 forskellige målekonfigurationer, med fem pol-pol konfigurationer og tre Wenner lignende konfigurationer, med a-afstande på 10, 20 og 30 m, illustreret på FIGUR 19. For hver elektrodekonfiguration beregnes den tilsyneladende modstand.



FIGUR 19. Principskitse af PACES-metoden²⁴.

Metoden er udviklet på Geofysisk Afdeling, Aarhus Universitet fra 1988 op gennem 90'erne. Indledningsvist, og op til 1998 i form af PACEP (Pulled Array Continuous Electrical Profiling) metoden, der blot omfattede målinger med de tre Wenner-konfigurationer. Fra 1998 og frem til 2016 blev PACES-metoden anvendt i stort omfang til sårbarhedskortlægning i forbindelse med den nationale grundvandskortlægning.

²⁴ Gravesen et al., GEUS, "Vurdering af mulighederne for udpegning af pesticidfølsomme lerområder (sFol) på grundlag af eksisterende data. Udarbejdet for Naturstyrelsen" (2014), https://data.geus.dk/pure-pdf/30569_GEUS-R_2014_2_opt.pdf

Udover sårbarhedskortlægning er PACES velegnet til råstofkortlægning, afgrænsning af fyldpladser, samt som en del af de geotekniske forundersøgelser f.eks. ved etablering af veje og større rørføringer. Metoden er dog ikke anvendt siden 2016, og er nu udgået af produktion.

12.2 Fordele og Ulemper

Fordelen ved PACES er at der, til forskel for tidligere og andre anvendte DC-metoder, foretages kontinuerte målinger. Herved sikres en effektiv dataindsamling velegnet til kortlægning af større områder. Der indsamles i alt data fra 8 forskellige dybder, hvilket muliggør efterfølgende geofysisk lagfølgetolkning.

Da PACES er en galvanisk DC-metode bliver metoden i begrænset grad påvirket af støj fra elektriske ledere. Dog anbefales det, at data indsamles vinkelret på, og ikke tættere end 20 m parallelt med, veje og større strømførende kabler.

Den største ulempe ved metoden er, at den ikke kan anvendes når jorden er meget tør eller frossen, da det her ikke er muligt at opnå galvanisk kontakt til jorden. Udstyret er relativt tungt, og markskader kan derfor være relativt omfattende ved specielt våde marker. Da systemet trækkes bag et trækkøretøj, er metoden afhængig af fremkommeligheden og ikke velegnet ved kortlægning i f.eks. svært fremkommelig skov eller vådområder.

12.3 Fremgangsmåde

Elektrodeslæbet, der har en længde på godt 90 m, trækkes efter et trækkøretøj, enten af et specialdesignet bæltekøretøj eller bag en minitraktor. Der indsamles data, når elektrodeslæbet er udtrukket, mens der ikke indsamles data ved vendinger, hvor slæbet ikke er udstrakt. Positionen indmåles med GPS ved hvert knæpunkt og data mellem knæpunkterne fordeles på baggrund af optællinger fra et monteret tællehjul.

Ved den fladedækkende sårbarhedskortlægning i Danmark var standarden at indsamle data langs linjer med en tilstræbt intern afstand på 250 m mellem linjerne, svarende til 4 linje km pr. m².

Med PACES-metoden beregnes den tilsyneladende elektriske modstand i 8 forskellige elektrodekonfigurationer, og derfor i 8 forskellige dybder. Målinger foretages hvert sekund. Data blev processeret først i softwaren PACES, og senere i Aarhus Workbench. Efter processing, hvor data filtreres og støjfyldte data fjernes, midles data til én sondering per 10. meter. Herefter foretages en 1D Laterally Constrained Inversion (LCI) med lateralt sammenbundne modeller, oftest i en 3-4 lags model med varierende laggrænser eller som en smooth mangelagsmodel med faste laggrænser. De historiske PACEP-data blev som udgangspunkt præsenteret som tre tilsyneladende modstande. Senere er nogle af kortlægningerne dog tolket med en 3-lags model, med faste laggrænser i 5 og 15 meters dybde.

12.4 Ressourcer

PACES og det tidligere anvendte PACEP er udviklet på Geofysisk Afdeling på Aarhus Universitet, og rådgivere havde indtil 2016 mulighed for at leje udstyret gennem firmaet Geo Instruments. Siden 2016 har udstyret ikke været til rådighed, og er derfor ikke anvendt i kortlægningen.

12.5 Omkostninger

Ikke relevant da udstyret ikke længere er tilgængeligt.

12.6 Data

Data og tolkninger er indberettet til GERDA-databasen, hhv. for instrumentet PACEP og for instrumentet PACES.

13. Ohm-mapper

Ohm-mapper er en elektrisk kapacitiv metode, som kan bruges til at kortlægge de øverste 10-20 meter under terræn.

13.1 Teoretisk Baggrund

Metoden fungerer ved at sende elektrisk strøm gennem jorden fra en sender (Tx) og måle potentialet i en eller flere modtagere (Rx) i en dipol-dipol konfiguration. Princippet kendes fra geoelektrikken, som sender strømmen ud ved galvanisk kontakt til jorden. Dette er ikke nødvendigt med Ohm-mapper, der sender strømmen ud via en kapacitiv kobling til jorden. Der kan derfor måles, mens instrumentet trækkes hen over jordoverfladen.

Ohm-mapper anvender vekselstrøm (16,5 kHz) og både Tx og Rx er kapacitivt koblede linie-elektroder i en colineær dipol-dipol elektrodekonfiguration. Indtrængningsdybden afhænger primært af jordlagene og dipolernes længde og indbyrdes afstande. Jo større dipol-afstand, des større indtrængningsdybde. Den maksimale dipolafstand må dog ikke overskride det, der ca. svarer til skindbyden. Skindbyden, δ , i meter er givet ved

$$\delta = 503\sqrt{\rho/f} \text{ [m]}$$

hvor ρ er resistivitet i Ohmm og f er frekvens i Hz. Så ved lave resistiviteter (f.eks. i lerjord) vil skindbyden være relativ lav, hvorfor indtrængningsdybden vil være begrænset af de tilsvarende kortere dipoler og dipol-afstande. Omvendt vil indtrængningsdybden kunne blive større ved højere resistiviteter (f.eks. sand eller kalk), da der her kan anvendes længere dipoler og større dipol-afstand. I TABEL 14 er givet nogle eksempler på skindbyden for forskellige resistiviteter. Bemærk at skindbyden ikke er metodens indtrængningsdybde, som vil være en brøkdel af skindbyden. Indtrængningsdybden er normalt maksimalt 10-20 meter.

TABEL 14. Skindbyde ved forskellige resistiviteter

Resistivitet, ρ [Ohmm]	Skindbyde, δ [m]
10	12
50	28
100	39
500	88

Den laterale datatæthed afhænger af hastigheden, hvormed instrumentet trækkes samt sample raten. Hvor mange dybder der måles i afhænger af antallet af modtagere monteret i opstillingen.

13.2 Fordele og Ulemper

Metoden er hurtig og non-destruktiv idet den kan trækkes hen over jordoverfladen af en enkelt person. Den kan også monteres efter ATV eller lignende for højere dagsproduktion. I områder med høje terrænnære modstande har de galvaniske metoder typisk problemer med at sende strøm ud i jorden, hvilket ikke er et problem for Ohm-mapper.

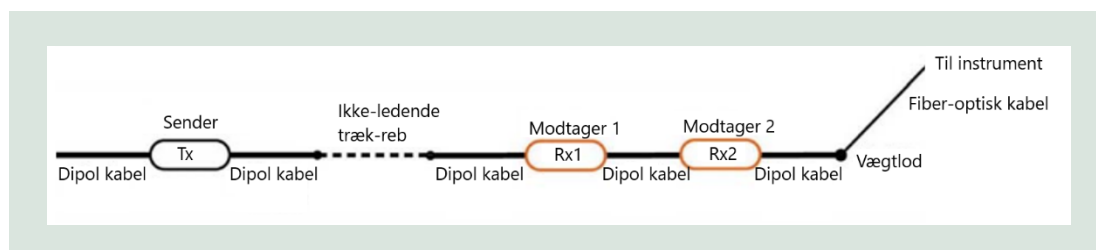
En ulempe er, at metoden ikke kan måle så dybt, normalt kun 10-20 m u.t. Metoden er mindre velegnet i områder med lav resistivitet (f.eks. lerjord), da indtrængningsdybden her er yderligere begrænset. Der måles relativt få indtrængningsdybder ad gangen. Her i Danmark er en

ulempe desuden, at metoden ikke er udbredt, og at der derfor ikke findes det store kendskab til eller erfaringer med hverken dataindsamling eller databehandling.

13.3 Fremgangsmåde

Udstyret trækkes over terrænoverfladen, mens der måles enten til fods eller efter en ATV. Målingerne kobles med koordinater målt med GPS.

Der kan måles 1 til 5 indtrængningsdybder simultant alt afhængig af opsætning (antallet af modtagere).



FIGUR 20. Ohm-mapper udstyr illustreret som skitse²⁵.

13.4 Ressourcer

Så vidt vides findes der ikke Ohm-mapper instrumenter i Danmark, ej heller erfaring med dataindsamling eller databehandling. Instrumentet blev oprindeligt lavet af Geometrics, men de producerer det ikke længere (siden ca. 2021). Det vides ikke om der findes andre producenter af et tilsvarende udstyr.

13.5 Omkostninger

Mobilisering må forventes at være relativt dyr, da udstyret skal lejes ind fra udlandet. Tilsvarende må der påregnes evt. ekstraomkostninger til processeringssoftware, som sandsynligvis også skal lejes. Dataindsamlingen forventes at være relativt hurtig, da det kræver én felperson og da udstyret kan trækkes, mens der måles.

13.6 Data

Der er ikke tidligere indberettet Ohm-mapper data til GERDA og datatypen er heller ikke oprettet i GERDA.

²⁵ COWI, egenproduktion.

14. Refraktionsseismik

Refraktionsseismik er en akustisk metode som kan anvendes til at kortlægge geologiske laggrænser langs et seismisk profil. Forskellig seismisk hastighed i de geologiske lag gør det muligt at kortlægge de geologiske laggrænser.

14.1 Teoretisk Baggrund

Metoden fungerer ved at udsende et seismisk signal (lydbølge) fra en kilde og detektere rejsetiden fra kilden til en række geofoner (modtagere) placeret i stigende afstand fra kilden. Den seismiske kilde kan være f.eks. en hammer, shotgun, accelereret faldlod, sprængstof m.m. Lydbølgerne udbreder sig i jorden og kan registreres af geofonerne. Da den seismiske hastighed typisk er stigende med dybden på grund af stigende kompaktion af jordlagene, vil det refrakterede signal fra et dybere lag i en lagmodel derfor kunne "overhale" det signal, som rejser i de(t) overliggende lag, i en given afstand fra kilden.

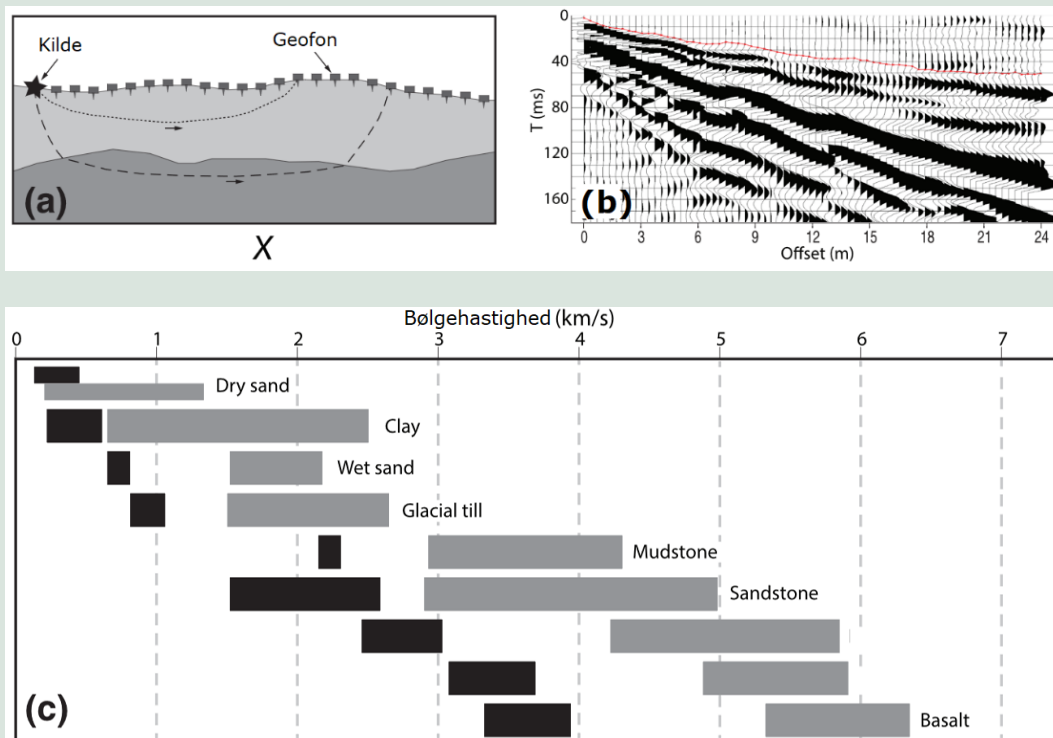
Dette er illustreret i en to-lagsmodel i FIGUR 21 billede (a), hvor den direkte bølge gennem øverste lag på et givent tidspunkt ikke er nået lige så langt væk fra kilden, som det refrakterede signal, der har rejst i det underliggende lag med højere seismisk hastighed. Resultatet plottes i et såkaldt seismogram, hvor signalet fra de enkelte geofoner (tracer) er vist som en tidsserie med signalets rejsetid angivet i ms langs z-aksen.

Tolkningen foretages ved at tolke, hvornår det første signal ankommer (vælgeførsteankomsten) i hver trace, se FIGUR 21 billede (b). Hvis det refrakterede signal fra et underliggende lag "overhaler" det direkte signal fra de(t) overliggende lag, vil der ses en forskel i hældningen af de tolkede første-ankomster, idet hældningen udgør hastigheden af det registrerede signal. Laget skal være synligt i flere tracer for at kunne tolkes. Tykkelsen af lagene kan estimeres ud fra skæringspunktet mellem de rette linjer, der kan trækkes mellem de tolkede førsteankomster (gælder kun for horisontale lag). Det skal bemærkes, at metoden ikke kan kortlægge et lag, der er overlejret af et lag med en højere hastighed (f.eks. et tørt lag under et frosset lag), da det refrakterede signal i det underliggende lag herved aldrig vil kunne overhale signalet fra det overliggende lag.

Som tommelfingerregel skal udlægget være ca. 5 gange så langt som den ønskede, maksimale undersøgelsesdybde. For at undgå lange geofonudlæg kan anvendes et såkaldt "offset shot", hvor kilden er rykket et stykke væk fra geofon-udlægget.

Den horisontale opløsning afhænger af antallet/tætheden af skudpunkter og geofon spacing – jo tættere des højere opløsning – og er aftagende med dybden. Den vertikale opløsning afhænger teoretisk set af bølgelængden, jo mindre des bedre opløsning, men i praksis er geologiske inhomogeniteter eller for svage hastighedskontraster ofte mere afgørende.

Typisk måles rejsetiden af P-bølgerne (primære bølge) frem for S-bølgerne (sekundære bølge). Dette skyldes, at det er det hurtigste signal, se FIGUR 21 (c). Ydermere kan det være vanskeligt at generere et godt S-bølge signal, hvilket resulterer i et bedre signal-støjforhold for P-bølger end for S-bølger. S-bølgerne har dog nogle fordele, idet den lavere hastighed giver kortere bølgelængde og dermed teoretisk set højere opløsningsevne. Ydermere kan geotekniske parametre bestemmes (Poissons forhold), hvis man har hastighederne for både P- og S-bølger. S-bølge seismik er anvendt i Danmark, men hører dog til de mere sjældne metoder i Danmark.



FIGUR 21. (a) setup med seismisk kilde (til venstre) og geofoner langs terrænoverfladen. Der er vist to eksempler på rejsevejen for det seismiske signal i en 2-lags model på et givet tidspunkt. Rejsevejen gennem det øverste lag (prikkede linje) bliver overhalet af det refrakterede signal (stiplede linje), som rejser gennem det nederste lag, hvor den seismiske hastighed er større. (b) Eksempel på data (shot gather) med 72 kanaler. Afstanden fra kilden (offset) til geofonerne er stigende mod højre langs X-aksen. Rejsetiden, t , er vist på Z-aksen i ms. Den røde linje viser de tolkede førsteankomster. I dette tilfælde flader linjen ud pga. jævnt stigende hastighed med dybden. (c) Oversigt over hastigheden af S- og P-bølger (hhv. sort og grå) i forskellige jord- og bjergarter²⁶.

14.2 Fordele og Ulemper

Fordelen ved den refractionsseismiske metode er, at den kan kortlægge forkastninger samt laggrænser mellem lag med forskellig seismisk hastighed. Metoden kan dog ikke kortlægge lag med lavere hastighed end de overliggende lag, f.eks. bløde mergellag internt i kalksten eller tøde lag under frosne lag. Den er heller ikke velegnet til at kortlægge tynde lag, idet førsteankomsterne for et givet lag skal kunne følges over flere tracer. Den kan ofte være en hjælp til at kortlægge laggrænser, som de elektriske og elektromagnetiske metoder ikke kan registrere. Dette kan være aktuelt hvis lagene har overlappende resistivitetsværdier eller hvis resistivitetskontrasten er for lille. Et eksempel på dette kunne være overgangen fra sand/grus til kalk, som begge kan have overlappende resistivitetsværdier.

14.3 Fremgangsmåde

Det er vigtigt at lave en god planlægning, som tager højde for ønsket måledybde og horisontal opløsning, støj i området, kildetype, pladsforholdene i feltet, forventede seismiske hastigheder m.m. Der kan evt. laves en forward-model med de forventede geologiske forhold, så måleparametre og setup bedre kan planlægges.

²⁶ Medhus et al., "Engineering Geophysics, Chapter 10: Seismic Refraction Methods", Colin A. Zelt, 2023.

Geofonerne placeres med stigende afstand fra kilden langs en linje og med en ensartet indbyrdes afstand. Afstanden mellem kilde og (yderste) geofon afgør måledybde. Kilden kan rykkes væk fra geofon-udlægget (offset shot) for at opnå større dybde, men der skal altid placeres en såkaldt trigger-geofon ved kilden, som registrerer hvornår kilden sender signalet afsted ($t=0$). Der bør vælges en kilde, som har energi nok til at give et godt signal til den ønskede dybde. Hammer er ikke velegnet i meget bløde lag, hvor der i stedet bør anvendes shotgun, men ellers er en fordel ved hammeren, at signalet kan stakkes (gentages), hvilket øger signal-støjforholdet. Tidsvinduet i seismografen (instrumentet) skal sættes så højt, at førsteankomsterne også registreres på de yderste geofoner.

Det seismiske udlæg skal udlægges et roligt sted (undgå f.eks. langs en trafikeret vej) og geofonerne skal have god kontakt til jorden. Hvis det regner eller blæser meget, vil det give støj i data, og geofonerne bør her dækkes til med en sandsæk eller lignende. I i den umættede zone kan det specielt i sandede eller organiske aflejringer være svært at få signalet ned og det kan derfor være en fordel at have kendskab til det terrænnære grundvandsspejl i planlægningen af de seismiske udlæg.

Der skal som minimum udføres et skud i begge ender af geofon-udlægget (for at kunne kortlægge hældende lag), men jo flere skud der udføres langs linjen, des højere opløsning opnås der. I dag udføres normalt inversion som konverterer de målte rejsetider om til en model for den seismiske hastighedsfordeling i undergrunden. Resultatet er et såkaldt seismisk tomografisk profil. For et godt resultat med god opløsning skal anvendes en relativ lille skudafstand ved f.eks. hver anden geofon.

14.4 Ressourcer

Flere danske rådgivere har udstyret og kompetencer til indsamling, processering og tolkning af data. Det anvendes ikke så ofte sammenlignet med de mest populære metoder til kortlægning af terrænnært grundvand som f.eks. MEP og tTEM.

14.5 Omkostninger

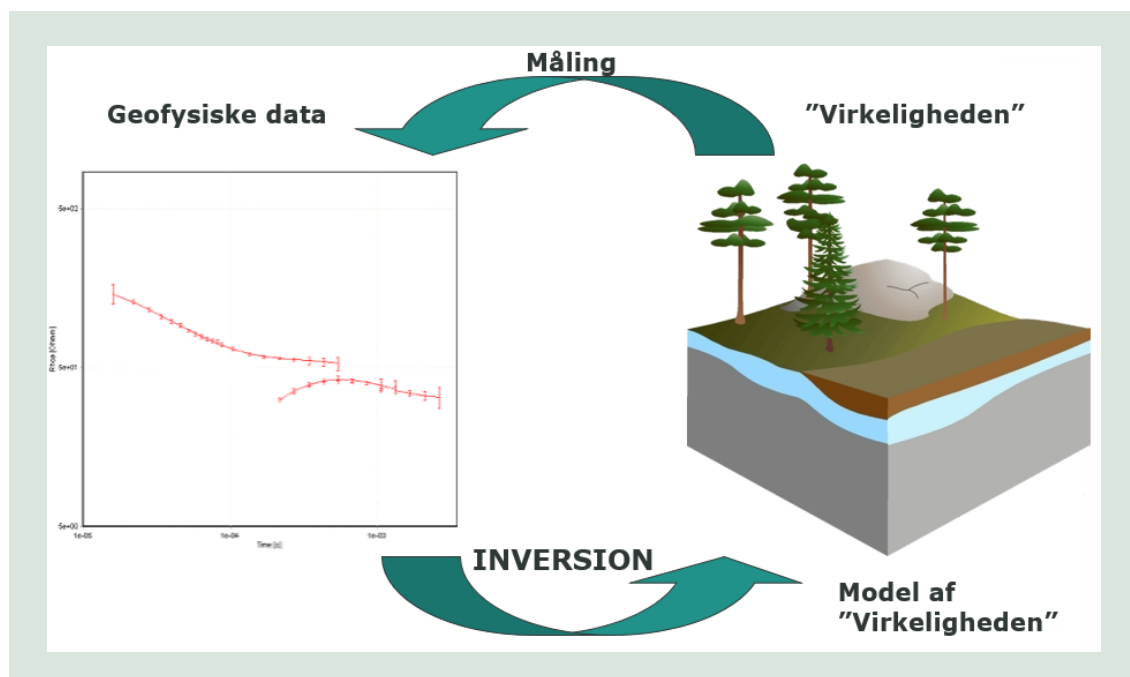
Mobilisering og dataindsamling er relativt dyr, da det kræver minimum 2-3 personer i felten. Der kan indsamles ca. 3-600 meter pr. feltdag afhængig af de lokale terræn- og vejforhold, geofon- og skudafstand, kildetype, antal feltfolk m.m.

14.6 Data

Der er ikke tidligere indberettet refraktionsseismiske data til GERDA. Data kan dog eksporteres på SEG-Y-format, og det er derfor muligt at få data ind i GERDA.

15. Geofysisk inversion

Formålet med geofysiske undersøgelser er i reglen at opbygge en model af virkeligheden, der beskriver fordelingen af en udvalgt fysisk parameter som f.eks. jordens elektriske ledningsevne. Det er i de fleste tilfælde ikke muligt direkte at beregne denne model fra de målte data – der findes ingen formel. I stedet må man benytte sig af en metode, der kaldes inversion. Inversionen udnytter, at det er muligt at beregne hvad man ville have målt over en kendt model, ved trinvis at justere modellen indtil den kan reproducere de målte data. Princippet er illustreret i FIGUR 22.



FIGUR 22. Princippet for geofysisk inversion²⁷. Først måles data i feltet, hvorefter der via inversion beregnes en model, der repræsenterer "virkeligheden".

Inversionsberegningen kan også udtrykkes matematisk. De målte data, d , kan skrives som

$$d=g(m)$$

hvor m er virkeligheden (geologien) og g er den funktion (geofysiske metode), som giver data. Målet er at udføre en inversion på de målte data, hvor resultatet er en geofysisk model af virkeligheden. Dette kan skrives som

$$m'=g^{-1}(d)$$

hvor m' er en geofysisk model og g^{-1} er den inverse funktion af g . Udfordringen er at g^{-1} ikke kan beregnes direkte og man derfor er henvist til at tilpasse m' indtil $g(m')$ bedst muligt tilpasser d .

²⁷ COWI, egenproduktion.

Inversion af geofysiske data målt i forbindelse med grundvandskortlægningen i Danmark foretages altovervejende med den såkaldte least-squares inversion. Der findes også andre inversionsformer – bl.a. Monte Carlo inversion – som dog ikke skal omtales nærmere her. Inversion med least-squares metoden er en iterativ proces, hvor man starter med at sammenligne de målte data med et modelrespons (forward respons) fra en given startmodel. Forskellen (residualet) mellem det målte respons og modelresponsen søges minimeret via least-squares metoden, og der udregnes således en ny model, som tilpasser data bedre end den foregående model. Denne proces fortsættes iterativt indtil forskellen mellem de målte data og modelresponsen er minimeret inden for en vis tolerance.

Det skal bemærkes, at resultatet af inversionen er en model, hvilket i praksis vil sige en forsimpning af den virkelige geologi. Forsimplingen kan f.eks. bestå i, at man antager at jorden består af flere planparallelle lag, hvilket ofte ikke er tilfældet. Residualet vil derfor sjældent blive nul. Derudover har de geofysiske metoder begrænset følsomhed og opløsningsevne og data kan også være støjpåvirkede. Alt dette øger usikkerheden på inversionsresultatet, og modellen vil derfor ofte tegne et forsimplet billede af virkeligheden. Med andre ord er den virkelige geologi i praksis mere kompleks end den virkelighed, som modellen repræsenterer.

Der vil derfor også typisk kunne udregnes flere modeller, som giver et (tilfredsstillende) lavt residual, men som alle, på trods af at de har et sammenligneligt lavt residual, er forskellige modeller. Sådanne modeller kaldes ækvivalente modeller. Det er ikke muligt ud fra de geofysiske data alene at udpege den mest realistiske model blandt ækvivalente modeller. Der vil derfor være behov for at inddrage andre datatyper eller a-priori information om geologi og hydrogeologi.

15.1 Den geofysiske model

Den geofysiske model er som sagt en forsimplet model af virkeligheden og den består typisk af en række celler eller lag. Hver lag (eller celle) tildeles en geofysisk egenskab og en tykkelse (størrelse). Den geofysiske egenskab kan være en resistivitet (enhed i Ohm-m). De forskellige geofysiske modeltyper, som anvendes i grundvandskortlægningen og som kan indberettes til GEUS (GERDA), er beskrevet nedenfor.

Uanset hvilken model der anvendes i inversionen, er der en række inversionsparametre, som bør fastsættes af en erfaren geofysiker. Inversionsparametrene kan have stor indflydelse på inversionsresultatet, hvilket der gives eksempler på nedenfor.

TABEL 15. Oversigt over de geofysiske modeller som typisk anvendes i geofysisk inversion i forbindelse med grundvandskortlægningen i Danmark. (*SMCI er COWIs udgave af en inversion der er sammenbundet på tværs af datatyper).

Geofysisk modeltype	Typisk datatype	Inversionssoftware
2D	MEP (ERT)	Res2DInv, Aarhus WB
1D unconstrained	DC- og TEM-sonderinger	Semdi, SPIA
LCI få-lags	MEP, tTEM, SkyTEM, GCM, PACES	Aarhus WB
LCI mange-lags	MEP, tTEM, SkyTEM, GCM, PACES	Aarhus WB
SCI få-lags	MEP, tTEM, SkyTEM, GCM, PACES	Aarhus WB
SCI mange-lags	MEP, tTEM, SkyTEM, GCM, PACES	Aarhus WB
SMCI* mange-lags med flere datatyper	MEP, tTEM, SkyTEM, PACES, DC- og TEM, resistivitets- og induktionslogs, boringer	F.eks. Python baserede inversionsrutiner som pyGIMLI eller SimPEG.

15.1.1 2D-modeller

2D-modeller anvendes typisk til inversion af MEP-data (MEP) og består af en række celler eller modelblokke langs det målte profil. Hver modelblok tildeles en specifik resistivitet og størrelse. Modelblokkenes størrelse bliver gradvist større med dybden, hvilket tilsvarende den geofysiske metodes faldende opløsningsevne med dybden, og ændrer sig ikke under inversionen. Det gør den beregnede resistivitet derimod, som ændrer sig både langs profilet og med dybden. I inversionen ændres resistiviteten af de enkelte modelblokke indtil residualt er så lille som muligt. I modsætning til 1D-modellerne tages der i inversionen højde for alle modelblokke på én gang, men der kan dog stadig opstå modelfejl, som skyldes variationer i geologien på tværs af 2D-profilets retning (såkaldte 3D effekter), idet strømfeltet også trænger ud til siden.

Der er en række inversionsparametre at sætte inden inversionen køres. F.eks. kan vælges mellem L1- og L2-norm, hvilket giver mere eller mindre skarpe overgange mellem resistiviteterne i modellen (tilsvarende hhv. blocky og smooth inversion ved 1D sammenbundet inversion i en mange-lagsmodel, se nedenfor). Andre vigtige parametre er dæmpningsfaktoren, som kan mindske variationer/udsving samt flatness-filteret, som kan fremhæve enten horisontale eller vertikale strukturer. Inversionsparametrene er nærmere beskrevet i manualen til inversionsprogrammet Res2DInv.

15.1.2 1D-modeller

1D-modeller består af homogene, isotrope og planparallelle lag. Hvert lag tildeles en specifik resistivitet og resistiviteten varierer derfor kun med dybden (da lagene ligger i forskellig dybde). Enkeltstående 1D-modeller (unconstrained) anvendes til enkeltstående sonderinger, f.eks. TEM- eller DC-sonderinger. 1D-modellerne anvendes også i de såkaldte sammenbundne (constrained) inversioner (LCI, SCI og SMCI), hvor flere 1D-modeller bindes sammen, se afsnit 15.2.

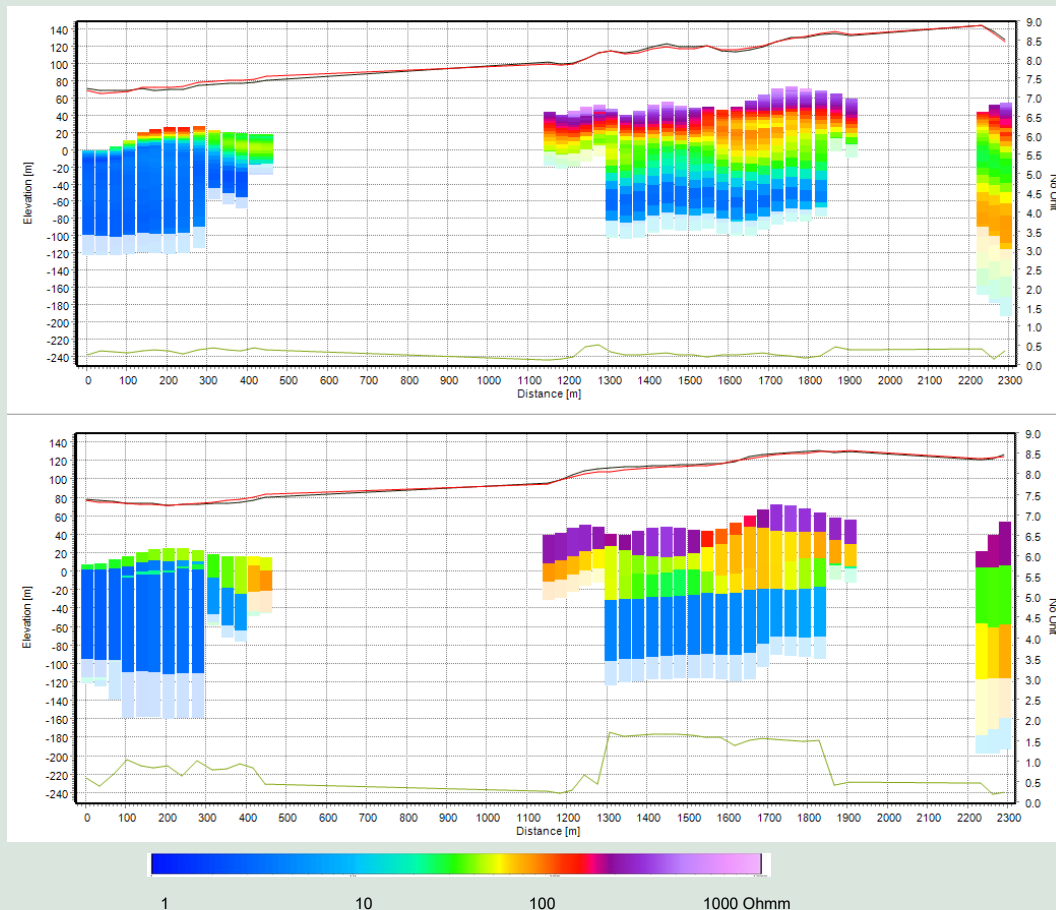
1D-modellerne kan udføres både som få-lags og som mange-lagsmodeller.

Få-lagsmodeller er 1D-modeller, hvor der er valgt så få lag som muligt (typisk 2-6 lag), men samtidig nok til at de kan repræsentere de målte data. Formålet med at vælge så få lag som muligt, er at få de enkelte modelparametre bestemt så godt som muligt (jo færre parametre des bedre bestemte parametre). I inversionen udregnes både modellagens tykkelse og resistivitet. Få-lags inversionen giver de enkelte laggrænser, og er derfor god til at tolke skarpt definerede modstandsgrænser. Ulempen ved få-lagsmodellen er, at den ved fladedækkende kortlægninger kræver et på forhånd valgt antal lag i hele undersøgelsesområdet og derfor et forudgående kendskab til geologien. Ved større kortlægninger er der dog sjældent et bestemt antal lag, som er repræsentativt for hele undersøgelsesområdet. Et eksempel på dette er vist i FIGUR 23. Udover kendskabet til områdets geologi bliver antal lag i en få-lagsmodel ofte bestemt ud fra en smooth mange-lagstolkningen.

Mange-lagsmodeller er 1D-modeller med et fast antal lag (typisk 10 til 40 lag), hvor hvert lag har en fast tykkelse. I inversionen tilpasses således kun modellagens resistivitet. Laggrænserne er fastlagt på forhånd og lagene bliver gradvist tykkere med dybden efter logaritmisk skala. Dette giver en høj opløsning for modellen tæt på terræn, hvor metodens opløsning af de geologiske lag ligeledes er god, mens modellen er mindre nuanceret i dybden, hvor opløsningen af geologiske lag tilsvarende er mindre god. En mange-lagsmodel udmærker sig ved, at den er god til at beskrive komplekse strukturer i geologien – f.eks. et varierende antal geologiske lag. Den er mere robust end en få-lagsmodel, hvor man fra start beslutter sig for, hvor mange distinkte lag modellen må indeholde. Ulempen ved mange-lagsmodellen er, at man selv skal tolke de geologiske laggrænser ud fra variationerne i resistiviteterne. Det skal bemærkes, at der – selvom laggrænserne er fastlåste – på grund af de mange lag bliver

mange flere parametre at bestemme end ved en få-lagstolkning, og det giver derfor ikke mening at udregne hvor godt bestemte de enkelte modelparametre (resistiviteter og laggrænser) er. I stedet kan anvendes det totale dataresidual for en vurdering af, hvor godt modellen tilpasser de målte data.

Mange-lagsmodeller kan anvendes i inversion på flere forskellige måder, hvor de to mest anvendte er smooth og sharp inversioner.



FIGUR 23. Sammenligning af mange-lagsmodel (øverst) og få-lagsmodel (nederst)²⁸. Mange-lagsmodellen har 30 lag og er kørt som en smooth-inversion. Få-lagsmodellen har 4 lag. Vurderet ud fra mange-lagsmodellen ses en geologi, der generelt kan opløses med en tre-lagsmodel, dog kræves der i midten (stationering 1600-1750m) en fem-lagsmodel. Få-lagsmodellen går i starten af profilet (venstre side) i en ”forkert retning” og ligger et meget tyndt (og ikke reelt) lag ind i den nederste lav-resistive del. Dette medfører så, at der ikke er lag nok til at få det øverste høj-resistive lag opløst. Det går dog godt med at få de 4 lag tilpasset en tre-lagsmodel andre steder, f.eks. ved stationering 1300-1600m. I det tilfælde, hvor der kræves fem lag (stationering 1600-1750m), bliver de tre midterste lag slået sammen til to med stort set samme resistivitet – så de 5 lag der ses i mange-lagsmodellen bliver reelt til 3 lag i få-lagsmodellen. Dette er eksempler på, hvordan få-lagsmodellen er bundet af et bestemt antal lag, og derfor ikke har den fleksibilitet der skal til, for at kunne opløse geologi med varierende laggrænser og varierende antal lag. Der kan opstå ”forkerte” lag, som igen kan have en u hensigtsmæssig virkning på de øvrige lag og resultatet er en urealistisk tolkning med ringe tilpasning til data (højt dataresidual). Bemærk at den nedre del af modellernes nederste lag er lysnet for at vise den beregnede indtrængningsdybde (DOI) og den nederste farve i modellerne er derfor ikke et modellag. Graferne viser flyvehøjde (øverst – hhv. modelleret og målt) samt total dataresidual (nederst med lysegrøn, skala yderst til højre). Modellerne er taget fra de indledende inversioner af SkyTEM data fra Djurs Syd kortlægningen 2023.

15.2 Sammenbundne inversioner – constrained inversions

I de sammenbundne inversionstyper bindes de enkelte 1D-modeller (én model for hvert data-sæt/sondering) i inversionen sammen på lagenes resistivitet og evt. på lagtykkelse eller på

²⁸ COWI, egenproduktion.

dybden af laggrænserne. Dette gøres for geofysiske profiler (fra f.eks. GCM, MEP, tTEM, Sky-TEM m.fl.) ved at opdele data i tætliggende sonderinger, som i inversionen får hver sin 1D-model. Da modellerne er sammenbundne er resultatet langs profilet en tilsyneladende sammenhængende model langs hele profilet, men der er reelt tale om en række sammenbundne 1D-modeller. I inversionen kan det reguleres, hvor stramt båndet mellem sonderingerne skal være. Der kan typisk også opsættes vertikale bindinger mellem modellagene for at give en mere stabil inversion (dæmper oscillationer ned gennem modellen) ligesom det også er muligt at anvendeforskellige startmodeller og a-priori information.

Bemærk, at alle 1D-modeller i en sammenbundet inversion skal have samme antal lag, uanset om det er få- eller mange-lagsmodeller, der anvendes.

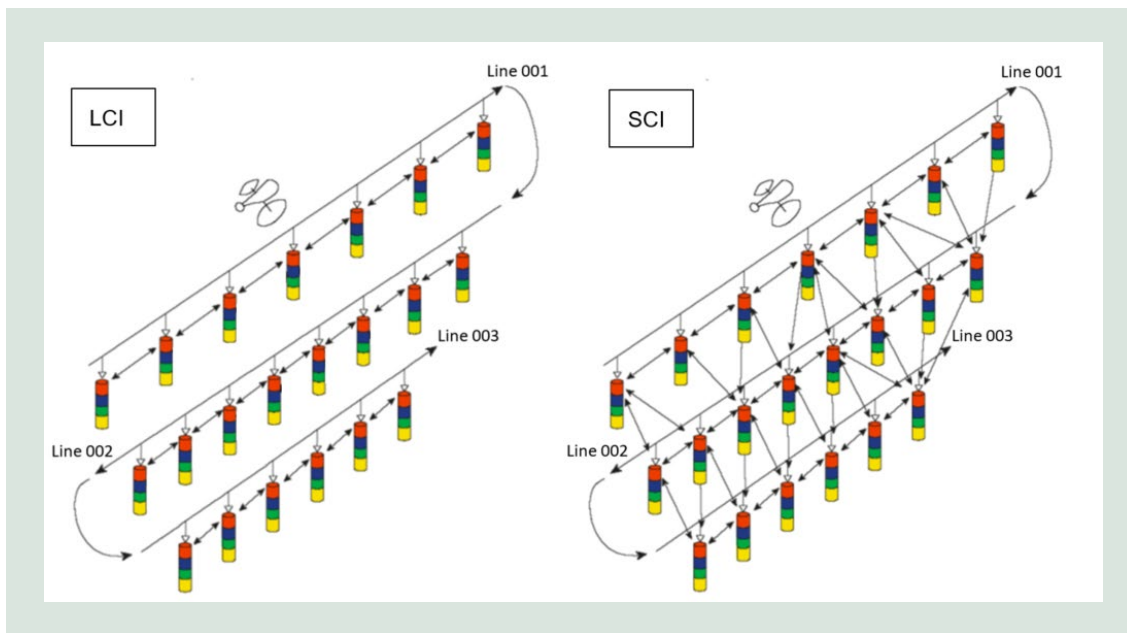
Der anvendes i Danmark tre sammenbundne inversionstyper: LCI, SCI og SMCI.

15.2.1 LCI – Laterally Constrained Inversion

LCI er designet til at sammenbinde data langs et profil eller en flyvelinje. Data inddeles i tætliggende sonderinger. I LCI inversionen er hver sondering bundet (constrained) til nabosonderingen, dvs. der er sat bånd mellem sonderingerne, som afgør hvor meget resistiviteterne kan ændre sig i de enkelte modellag fra en sondering til den næste. Båndene er afstandsafhængige og bliver løsere med voksende afstand. Dette giver mening ud fra tesen om, at geologien ikke ændrer sig meget abrupt, men som oftest vil ændre sig gradvist. Fordelen er, at der bliver overført information fra den ene sondering til den næste og resultatet bliver derfor en mere sammenhængende tolkning. Sammenbindingen kan i princippet gøre det muligt at opløse lag, som ellers ikke vil kunne opløses med den valgte geofysiske målemetode f.eks. på grund af lagundertrykkelse de steder, hvor et lag tynder ud og bliver for tyndt til at kunne opløses. Ses det i nabomodellerne kan informationen herfra overføres, hvorved der kan kompenseres for lagundertrykkelsen. En ulempe ved LCI er, at der kan være en tendens til lineamenter i modellerne langs profilerne, da bindingerne kun har virkning langs profilerne.

15.2.2 SCI – Spatial Constrained Inversion

Her sammenbindes modellerne ikke kun langs, men også mellem profilerne/flyvelinjerne. Båndene mellem 1D-modellerne bygges op med Delaunay triangulering. Metoden er med til at sikre, at tolkningen af områdets modstandsstrukturer er konsistente på tværs af flyvelinjer, og at der opnås en mere sammenhængende tolkning. SCI anvendes som standard for tolkning af større datasæt med god lateral dækning som f.eks. GCM, SkyTEM eller tTEM. Der kan anvendes a-priori information fra boringer eller andre geofysiske modeller (skal have samme antal lag). En ulempe er, at inversionsberegningen er tungere og tager længere tid end LCI.



FIGUR 24. Skematisk præsentation af konceptet bag hhv. LCI (venstre) og SCI (højre) – her vist for SkyTEM-data²⁹. Båndende, vist ved de sorte pile, binder sonderingerne sammen hhv. på langs af flyvelinjerne (LCI) og på langs og på tværs af flyvelinjerne (SCI). Modifieret fra HydroGeofysik-Gruppen, Aarhus Universitet

15.2.3 SMCI – Spatial Mutually Constrained Inversion

SMCI er et eksempel på en særligt tilpasset inversion, udviklet af COWI, der inkluderer mange datatyper og datasæt i en sammenbundet inversion. Derved kan modellen dække meget store områder ved at kombinere data fra mange mindre kortlægningsprojekter. Derudover inddrages borer til at generere inversionens startmodel.

Ved inversion med SMCI anvendes altid en mange-lagsmodel. Ligesom ved SCI sammenbindes modellerne her langs og på tværs af profiler/flyvelinjer og båndenes styrke er afstandsafhængig, så geofysiske sonderinger tæt på hinanden er strammere sammenbundet end sonderinger, der ligger langt fra hinanden. I en SMCI kan der inddrages flere forskellige geofysiske metoder, og der kan inddrages boringsinformation, se TABEL 15. Ved at inddrage flere forskellige geofysiske metoder i inversionen er det muligt at kortlægge strukturer, der ikke vil kunne opløses med én enkelt metode. Dette er mest udpræget ved kombinationen af komplementære metoder, f.eks. den geoelektriske metode (f.eks. MEP) og den induktive metode (f.eks. TEM), der har hver sin styrke (følsomhed): Den geoelektriske er god til kortlægning af oversiden af højresistive lag, og den induktive er god til kortlægning af oversiden af lavresistive lag. Derved bliver begge typer af lag bedre bestemt ved at kombinere metoderne.

Inddragelsen af boringsinformation sker ved, at boringernes litologi og laggrænser inddrages til at beregne en realistisk startmodel for inversionen. Startmodellen kan være afgørende for det endelige inversionsresultat, specielt i situationer hvor der findes flere ækvivalente modeller (se ovenfor). Information om litologi og laggrænser i nærliggende borer fungerer som a-priori information i inversionen og hjælper inversionen "på rette vej" fra start af. Resultatet er en model, der er i større overensstemmelse med de nærliggende borer, hvilket oftest også vil resultere i den mest realistiske model.

En fordel ved SMCI-inversionen er, at resultatet er én model, selvom kortlægningsområdet omfatter flere forskellige geofysiske metoder. Modellerne kan efterfølgende importeres i GIS eller modelleringssoftware som f.eks. GeoScene3D. En ulempe er det forholdsvis omfattende

²⁹ Hydrogeofysikgruppen, Institut for Geoscience, Aarhus Universitet

arbejde med at sætte inversionen op, da denne ofte inkluderer mange datasæt. Desuden er programmet til SMCI ikke tilgængeligt fra en kommerciel software udbyder.

15.2.4 Smooth, Sharp og Blocky inversioner

I programmet Aarhus Workbench findes der mulighed for at udføre forskellige typer af 1D sammenbunde inversioner: Smooth, Sharp eller Blocky.

Smooth inversionen (L2-norm) udføres med en mange-lagsmodel og bliver typisk brugt som det første skridt i inversion af data. L2-normen vil søge at minimere summen af kvadratet på resistivitetsændringerne gennem modellen. Det giver en jævn (smooth) ændring af resistiviteterne gennem modellen. Smooth inversioner er robuste og velegnet til at give en generel forståelse af de strukturer, der er i undergrunden uden krav til forudgående geologisk viden om området. Udfordringen med Smooth inversionen er dens tendens til at lave meget bløde overgange imellem lag (med forskellig resistivitet), hvilket kan give udfordringer i forbindelse med tolkning af ellers skarpt definerede geologiske laggrænser, som f.eks. overfladen af Palæogent ler.

Sharp inversionen udføres ligesom smooth inversionen med en mange-lagsmodel, men regulariseringen er sat anderledes op, så antallet af modstandsændringer imellem lagene "straffes". Dette resulterer i skarpere laggrænser, men udfordres i opløsningen af kompleks geologi – f.eks. hvor antallet af geologiske lag ændrer sig langs profilet. En af udfordringerne med Sharp inversionen er, at man introducerer et "bånd" på tolkningsrutinen, der beskriver, hvor "sharp" (skarp) tolkningen skal være horisontalt og vertikalt. Dette betyder, at man allerede inden tolkningen har lagt en subjektiv parameter ind, der kan have indflydelse på, om den resulterende tolkning vil favorisere skarpe eller mere bløde geologiske laggrænser. For god forståelse af Sharp inversionsresultatet og for at kunne verificere værdien af de skarpe laggrænser bør den akkompagneres af en Smooth mange-lagstolkning.

Blocky inversionen (L1 norm) udføres også med en mange-lagsmodel og giver ligesom Sharp inversionen mere skarpe laggrænser. L1 normen vil søge at minimere summen af de absolutte værdier for resistivitetsændringerne gennem modellen. Resultatet er i forhold til L2-normen mindre ændringer i resistiviteten og skarpere overgange.

15.3 Inversionsprocedurer

Inversion af elektromagnetisk data kan beskrives som processen i at tilpasse et forward respons fra en geofysisk model, beskrevet med antal, tykkelse og elektriske modstande af lagfølgen, til den målte data.

Mangelagsmodeller er modeller med 10 til 40 lag. Her er laggrænserne fastlagt på forhånd ved, at lagene bliver gradvist tykkere efter logaritmisk skala. Det sikrer på samme tid en høj opløsning for modellen tæt på terræn, hvor instrumentets opløsning af de geologiske lag ligeledes er god, mens modellen er mindre nuanceret i dybden, hvor opløsningen af geologiske lag tilsvarende er mindre god. En mangelagsmodel udmærker sig ved, at den er god til at beskrive komplekse strukturer i geologien samt nuancere ændringer af modstande internt i geologiske lag. Den er desuden mere objektiv end en fålagsmodel, hvor man fra start beslutter sig for hvor mange distinkte geologiske lag, modellen må indeholde (typisk 3-6 lag). Der findes flere forskellige mangelagsmodeller, hvor de to mest anvendte er smooth og sharp mangelagsmodeller.

Alle tolkninger der afleveres som færdige tolkninger til videre brug baseres på SCI metoden (Spatial Constrained Inversion) her bindes de enkelte modeller ikke kun mellem hinanden langs flyve linjerne men også flyverlinjerne imellem, båndende bygges op med Delaunay triangulering imellem 1D tolkningerne. Metoden er med til at sikre, at tolkningen af områdets modstandsstrukturer er konsistente på tværs af flyvelinjer, og hjælper med at opløse strukturer, der

ellers er svært opløselige med metoden, f.eks. relativt begrænsede højmod-standslag af sand eller grus.

15.3.1 Smooth, Sharp og Blocky inversioner

Smooth inversionen er en mangelagsmodel og bliver typisk brugt som det første skridt i inversion af data. Smooth inversioner er gode til at give en generel forståelse for de strukturer, der er i undergrunden uden krav til forudgående geologisk viden om området. Udfordringen med Smooth inversionen er dens tendens til at lave meget bløde overgange imellem lag, hvilket kan give udfordringer i forbindelse med tolkning af ellers skarpt definerede geologiske laggrænser, som f.eks. overfladen af Palæogent ler.

Sharp inversionen er en mangelags model ligesom smooth inversionen, men regulariseringen er sat anderledes op, så antallet af modstandsændringer imellem lagene "straffes". Dette resulterer i skarpere laggrænser men udfordres i opløsningen af kompleks geologi. En af udfordringerne med Sharp inversionen er, at man introducerer et "bånd" på tolknings-rutinen, der beskriver, hvor "sharp" (skarp) tolkningen skal være horisontalt og vertikalt. Dette betyder, at man allerede inden tolkningen har lagt en subjektiv parameter ind, der kan have indflydelse på, om den resulterende tolkning vil favorisere skarpe eller mere bløde geologiske laggrænser. For god forståelse af Sharp inversionens resultat og for at kunne verificere værdien af de skarpe laggrænser bør den altid akkompagneres af en Smooth mangelags-tolkning.

Fålags inversionen giver de skarpeste laggrænser, og er derfor god at tolke laggrænser, der vil fremstå som skarpt definerede modstandsgrænser på, men kræver et på forhånd valgt antal lag i hele undersøgelsesområdet og derfor et forudgående kendskab til geologien. Oftest bliver valget af antal lag truffet på baggrund af smooth mangelagstolkningen. Problemet med fålagsmodellen er, at der sjældent er et antal lag der bedst beskriver hele undersøgelsesområdet. Samtidigt er det oftest nødvendigt med f.eks. ét lag mere i modellen end modstandsfordelingen i området egentligt kræver for at få inversionen til at tilpasse, men dette kan omvendt resultere i "artefaktlag". F.eks. ses der ofte lag med mellemhøj modstand i dybden i områder, hvor data ellers viser lav modstand i nederste lag, af den simple årsag at inversionen kan placere et overskydende lag her uden at det er i uoverensstemmelse med data. Især med store SkyTEM kortlægninger kan det være et problem.

Terrænnær Geofysik i Grundvandskortlægningen: Metodekatalog

Metodekatalog med beskrivelse af geofysiske metoder anvendt i forbindelse med den nationale grundvandskortlægning i Danmark.



Miljøstyrelsen
Tolderlundsvej 5
5000 Odense C

www.mst.dk