



UNIVERSITÀ
DEGLI STUDI DI TRIESTE

A.A. 2019-2020

Corso: Laboratorio di Acquisizione ed Elaborazione dati Geofisici

UNITA' DIDATTICA 2

**METODI ELETTRICI
ED ELETTROMAGNETICI**

Docente: prof. Emanuele Forte

Tel. 040/5582271-2274

e-mail eforte@units.it

SCHEMA UNITA' DIDATTICA

- *La RESISTIVITA' nelle rocce (e i Potenziali Spontanei)*
- *Metodi di resistività (principi, strumentazione, tecniche e modalità di misura, analisi, elaborazione e inversione dati, esempi di applicazione, + e -)*
- *Polarizzazione Indotta -IP- (principi, strumentazione, tecniche di misura ed analisi, esempi di applicazione, + e -)*
- *Metodi Elettromagnetici a bassa ed alta frequenza:
Magnetotellurica, FDEM, TDEM, TEM, GPR (principi, strumentazione, classificazioni, modalità di misura e applicazione, analisi/elaborazione dei dati, esempi di applicazione, + e -)*
- *DOMANDE*
- *ESERCITAZIONI su DATI SINTETICI e SUL CAMPO*

NOTA: Le tecniche Ground Penetrating Radar - GPR saranno trattate approfonditamente nell' UD3

RESISTIVITA' DELLE ROCCE

La corrente elettrica si può propagare nelle rocce in 3 modi:

- 1) Conduzione Elettronica (ohmica)
- 2) Conduzione Elettrolitico (ionica)
- 3) Conduzione dielettrica

1) **Conduzione Elettronica** → presenza di elettroni liberi (delocalizzati)

$\Delta V = RI$ legge di Ohm → materiali "Ohmici" → essenzialmente METALLI

In forma differenziale:

$$E = -\frac{\partial V}{\partial r} \quad \text{ovvero} \quad \frac{\partial V}{\partial r} = -J\rho = \frac{I}{S}\rho$$

Quindi, in un conduttore di lunghezza "l" e sezione "S" avremo che :

$$\Delta V = \frac{I}{S}\rho \int_0^l \partial l = \frac{I}{S}\rho l = RI \quad \text{da cui} \rightarrow \quad R = \rho \frac{l}{S} \quad \text{o} \quad \rho = R \frac{S}{l} \quad [\Omega m]$$

La resistività ρ (o il suo reciproco la conduttività σ) esprime una proprietà del materiale (mentre la resistenza R dipende anche da fattori geometrici) che esprime la relazione tra un campo elettrico E e la densità di corrente J .

RESISTIVITA' DELLE ROCCE/minerali

Oxides:	Resistività Ωm
Hematite	$3.5 \times 10^{-3} - 10^7$
Limonite	$10^3 - 10^7$
Magnetite	$5 \times 10^{-5} - 5.7 \times 10^3$
Ilmenite	$10^{-3} - 5 \times 10$
Quartz	$3 \times 10^2 - 10^6$
Rock salt	$3 \times 10 - 10^{13}$
Anthracite	$10^{-3} - 2 \times 10^5$
Lignite	$9 - 2 \times 10^2$
Granite	$3 \times 10^2 - \times 10^6$
Granite (weathered)	$3 \times 10^{-5} - 10^2$
Syenite	$10^2 - 10^6$
Diorite	$10^4 - 10^5$
Gabbro	$10^3 - 10^6$
Basalt	$10 - 1.3 \times 10^7$
Schists (calcareous and mica)	$20 - 10^4$
Schist (graphite)	$10 - 10^2$
Slates	$6 \times 10^2 - 4 \times 10^7$
Marble	$10^2 - 2.5 \times 10^8$
Consolidated shales	$20 - 2 \times 10^3$
Conglomerates	$2 \times 10^3 - 10^4$
Sandstones	$1 - 7.4 \times 10^8$
Limestones	$5 \times 10 - 10^7$
Dolomite	$3.5 \times 10^2 - 5 \times 10^3$
Marls	$3 - 7 \times 10$
Clays	$1 - 10^2$
Alluvium and sand	$10 - 8 \times 10^2$
Moraine	$10 - 5 \times 10^3$

Table 7.1 Resistivities of common geologic materials

Material	Nominal resistivity (Ωm)
<i>Sulphides:</i>	
Chalcopyrite	$1.2 \times 10^{-5} - 3 \times 10^{-1}$
Pyrite	$2.9 \times 10^{-5} - 1.5$
Pyrrhotite	$7.5 \times 10^{-6} - 5 \times 10^{-2}$
Galena	$3 \times 10^{-5} - 3 \times 10^2$
Sphalerite	1.5×10^7
<i>Oxides:</i>	
Hematite	$3.5 \times 10^{-3} - 10^7$
Limonite	$10^3 - 10^7$
Magnetite	$5 \times 10^{-5} - 5.7 \times 10^3$
Ilmenite	$10^{-3} - 5 \times 10$
Quartz	$3 \times 10^2 - 10^6$
Rock salt	$3 \times 10 - 10^{13}$
Anthracite	$10^{-3} - 2 \times 10^5$
Lignite	$9 - 2 \times 10^2$
Granite	$3 \times 10^2 - \times 10^6$
Granite (weathered)	$3 \times 10^{-5} - 10^2$
Syenite	$10^2 - 10^6$
Diorite	$10^4 - 10^5$
Gabbro	$10^3 - 10^6$
Basalt	$10 - 1.3 \times 10^7$
Schists (calcareous and mica)	$20 - 10^4$
Schist (graphite)	$10 - 10^2$
Slates	$6 \times 10^2 - 4 \times 10^7$
Marble	$10^2 - 2.5 \times 10^8$
Consolidated shales	$20 - 2 \times 10^3$
Conglomerates	$2 \times 10^3 - 10^4$
Sandstones	$1 - 7.4 \times 10^8$
Limestones	$5 \times 10 - 10^7$
Dolomite	$3.5 \times 10^2 - 5 \times 10^3$
Marls	$3 - 7 \times 10$
Clays	$1 - 10^2$
Alluvium and sand	$10 - 8 \times 10^2$
Moraine	$10 - 5 \times 10^3$
Sherwood sandstone	100-400
Soil (40% clay)	8
Soil (20% clay)	33
Top soil	250-1700
London clay	4-20
Lias clay	10-15
Boulder clay	15-35
Clay (very dry)	50-150
Mercia mudstone	20-60
Coal measures clay	50
Middle coal measures	> 100
Chalk	50-150
Coke	0.2-8
Gravel (dry)	1400
Gravel (saturated)	100
Quaternary/Recent sands	50-100

Ash	4
Colliery spoil	10-20
Pulverised fuel ash	50-100
Laterite	800-1500
Lateritic soil	120-750
Dry sandy soil	80-1050
Sand clay/clayey sand	30-215
Sand and gravel	30-225
Unsaturated landfill	30-100
Saturated landfill	15-30
Acid peat waters	100
Acid mine waters	20
Rainfall runoff	20-100
Landfill runoff	< 10-50
Glacier ice (temperate)	$2 \times 10^6 - 1.2 \times 10^8$
Glacier ice (polar)	$5 \times 10^4 - 3 \times 10^5 *$
Permafrost	$10^3 - > 10^4$

*Estrema
variabilità
Da 10^{-6} (trascurando gli
elementi nativi)
A $10^{13} \Omega m$*

*Ma valori piu'
comuni tra 10^0 e
 $10^3 \Omega m$*

RESISTIVITA' DELLE ROCCE

2) Conduzione Elettrolitica

La maggior parte dei minerali costituenti le rocce sono isolanti (dielettrici). Pertanto le ROCCE si possono considerare anch'esse isolanti.

La resistività decresce notevolmente se è presente ACQUA specie se con ioni disciolti → conduzione ionica → ROCCE=ELETTROLITI SOLIDI.

La velocità di movimento degli ioni sarà notevolmente inferiore a quella degli elettroni, ma sarà comunque possibile un trasferimento di cariche per effettivo movimento di massa → trasformazioni chimiche → CONDUZIONE → Approssimazione a conduttori Ohmici.

Quindi la resistività dipenderà essenzialmente dai parametri del fluido (solvente-ACQUA e soluti-IONI) : mobilità, concentrazione, grado di dissociazione e dalla Temperatura

	Resistività in Ωm	
	Intervallo	media
Surface waters (sediments)	10 – 100	
Soil waters		100
Natural waters (ign. rocks)	0.5 – 150	9
Natural waters (sediments)	1 – 100	3
Sea water		0.2
Saline waters, 3%		0.15
Saline waters, 20%		0.05

FATTORI CHE INFLUENZANO LA RESISTIVITA' DELLE ROCCE

Pertanto: $\rho_e = a\Phi^{-m}S^{-n}\rho_w$ legge di Archie (1942)

La resistività "globale" di una formazione rocciosa contenente acqua dipende essenzialmente dalla porosità della roccia Φ , dal grado di saturazione S , dalla resistività dell'acqua contenuta nei pori ρ_w e da una serie di parametri dipendenti dalla roccia.

$a = (0.5 \div 2.5)$; $m =$ fattore di cementazione $(1.3 \div 2.5)$; $n \approx 2$

L'espressione fornisce risultati soddisfacenti per sedimenti con contenuto in sabbia $< 25\%$. Una formulazione alternativa dovuta sempre ad Archie utilizza il fattore di formazione F definito come

$$F = \rho_o / \rho_w$$

In cui ρ_o rappresenta la resistività della matrice secca. Per materiali granulari la relazione empirica seguente, detta di Humble dà buoni risultati:

$$F = 0.62 / \Phi^{2.15}$$

Per rocce carbonatiche, che si possano considerare prive di porosità secondaria, si può utilizzare la relazione di Shell:

$$F = 1 / \Phi^{(1.87 + 0.019/\Phi)}$$

Quindi sulla base di misure di resistività (apparente) è possibile ricavare informazioni su presenza, distribuzione e caratteristiche dell'acqua.

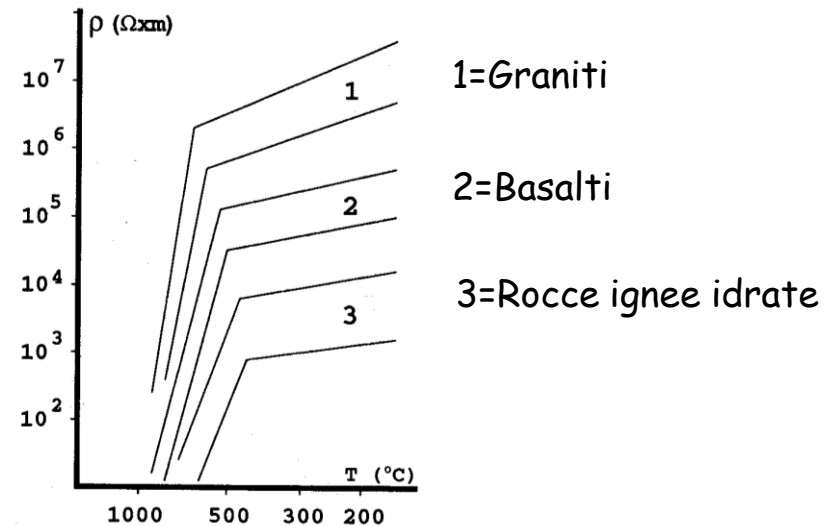
FATTORI CHE INFLUENZANO LA RESISTIVITA' DELLE ROCCE

Resistività & TEMPERATURA

$$\rho_T = \frac{\rho_{18}}{1 + \alpha(T - 18)}$$

α = Coefficiente di Temperatura
(legato alla resistività degli elettroliti)
Valor medio = 0.025/°C

PRESENZA DI VAPORE AUMENTA LA RESISTIVITA'



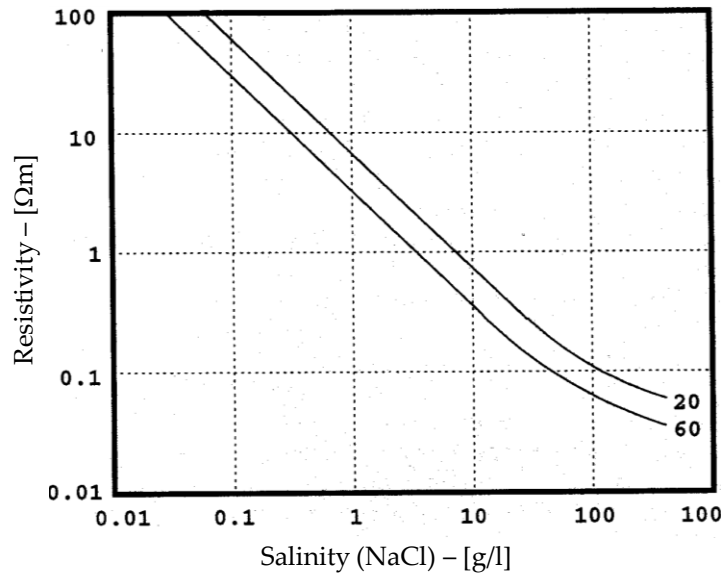
La presenza di ACQUA (e le sue caratteristiche chimico/fisiche) condiziona la conduttività globale. In generale, se è presente ACQUA, le misure di resistività possono essere considerate misure della saturazione e della connessione tra i pori.

L'aumento della quantità d'acqua (saturazione), della salinità (e tipologia dei sali), della porosità, del numero di fratture, della TEMPERATURA → tendono a DIMINUIRE la resistività.

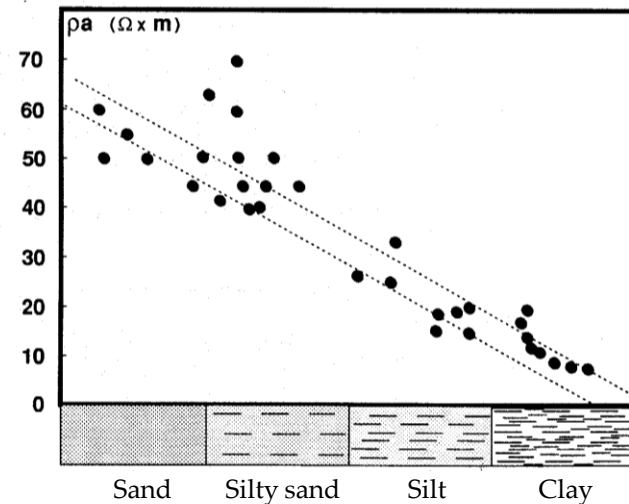
→ GRANDE SENSIBILITA' del metodo per L'ACQUA, ma è difficile capire quali meccanismi sono quelli più significativi nei singoli casi reali.

FATTORI CHE INFLUENZANO LA RESISTIVITA' DELLE ROCCE

Resistività & SALINITA'



Resistività & PERMEABILITA'



Esistono varie relazioni empiriche:
per esempio per K nell'intervallo:
 $5 \cdot 10^{-4}$ e $1 \cdot 10^{-2}$ m/s e $\Phi \sim 30\%$

$$K = 3.86 \cdot 10^{-1.3} \cdot \rho_a^{3.86}$$

DAL MOMENTO CHE CI SONO MOLTI PARAMETRI CHE INFLUENZANO LA RESISTIVITA' GLOBALE E' PRATICAMENTE IMPOSSIBILE RICAVARE UNA CORRELAZIONE BIUNIVOCA:

RESISTIVITA' \leftrightarrow TIPO DI ROCCIA e FLUIDO/I

SONO INDISPENSABILI ALTRI DATI

RESISTIVITA' DELLE ROCCE

3) Conduzione dielettrica

Un isolante immerso in un campo elettrico variabile nel tempo subisce uno spostamento degli elettroni rispetto ai nuclei a cui sono legati. A livello macroscopico, il dielettrico diventa polarizzato e si originano correnti dette di polarizzazione (displacement current).

Il parametro fondamentale è la permittività dielettrica relativa o costante dielettrica ε definita dalla seguente relazione valida per materiali omogenei e isotropi:

Spostamento Dielettrico $D=\varepsilon E$, che, con le relazioni $J=\sigma E$ e $B=\mu H$ rappresentano le relazioni fondamentali che legano i campi elettrici e magnetici nei materiali.

Quindi per la 2^a equazione di Maxwell avremo che:

$$\nabla \times H = J_0 + \sigma E + \varepsilon \frac{\partial E}{\partial t}$$

Le correnti di polarizzazione sono dovute non solo a polarizzazione degli elettroni, ma anche a polarizzazione di molecole. L'effetto è massimo se le molecole sono polari (es. Acqua)

Queste correnti diventano importanti per frequenze elevate e sono solitamente trascurate nei metodi elettrici che utilizzano correnti elettriche DC o variabili a bassa frequenza (max 50Hz). (Non è così nei metodi elettromagnetici ad es. il GPR).

POTENZIALI SPONTANEI

POTENZIALI SPONTANEI: si originano naturalmente nel sottosuolo senza immissione di correnti dall'esterno. Valori fino a qualche Volt.

Alterazione di minerali, corrosione/deposizione, Gradienti di temperatura e di pressione, gradienti chimici (diffusione), gradienti idraulici (movimento di ioni), movimento di cariche dovuto a fenomeni biologici.

Meccanismi principali:

Potenziale di origine meccanica: **POTENZIALE ELETTROKINETICO**

Potenziali di origine chimica: **POTENZIALE di DIFFUSIONE**

E' dovuto alla differenza di mobilità di vari ioni in soluzioni con diverse concentrazioni (centinaia di mV)

POTENZIALE di NERNST (Shale Potential)

E' dovuto alle differenze di concentrazioni di un'unica soluzioni (Decine-centinaia di mV)

L'effetto combinato dei Potenziali di Diffusione e di Nernst è chiamato

POTENZIALE ELETTROCHIMICO (statico).

POTENZIALE di MINERALIZZAZIONE

E' legato a fenomeni di ossido-riduzione in zone con corpi mineralizzati (soprattutto solfuri, grafite e magnetite). (Fino a qualche V)

Sono stati descritti altri potenziali ad esempio di origine biologica, legati a flussi elettrici all'interno degli apparati radicali nella zona vadosa (Decine-cento mV) o di tipo Termoelettrico

$\Delta V/\Delta T =$ Thermoelectric Coupling Coefficient (Decine-cento mV)

IN REALTA' SI MISURANO VALORI PER I QUALI NON SI RIESCE A RISALIRE AL MECCANISMO/MECCANISMI CHE LI HANNO CAUSATI

→ EFFETTO GLOBALE.

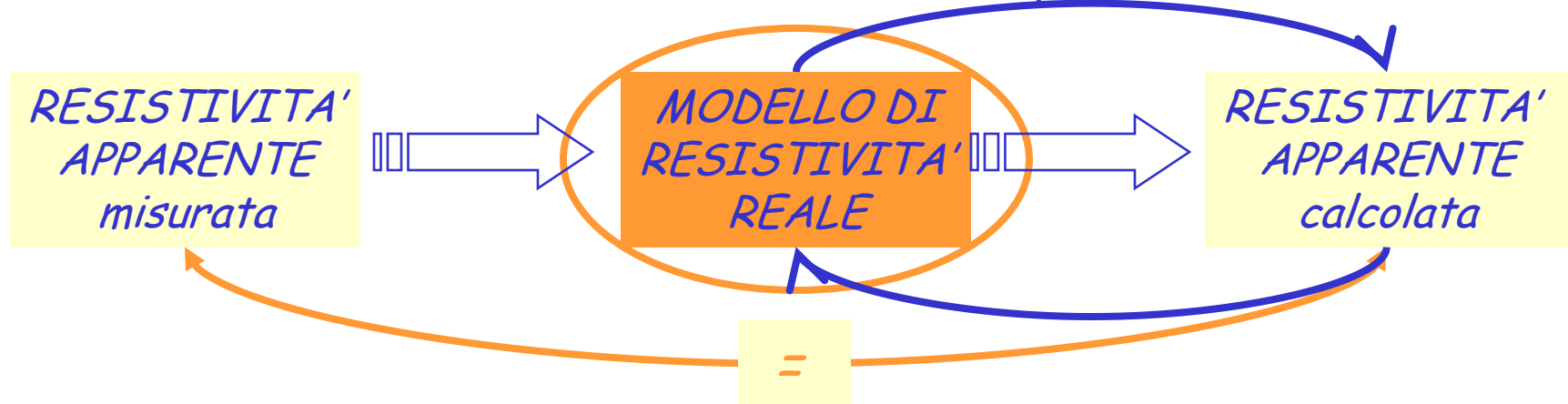
METODO DELLA RESISTIVITA'

Sono metodi che prevedono l'immissione nel terreno di corrente elettrica mediante due elettrodi (conduttori infissi nel terreno) e, tramite la misura della differenza di potenziale che si origina e viene misurata da due altri elettrodi, permettono di ricavare i valori di resistività del sottosuolo.

$$\Delta V = \rho \frac{l}{S} I = \rho k I$$

K = coefficiente geometrico costante per una certa disposizione degli elettrodi e dipendente solo da questa

Essendo il sottosuolo non elettricamente omogeneo (nè isotropo), i valori che si ricavano sono valori di RESISTIVITA' APPARENTE. Per ricavare i valori di RESISTIVITA' REALE è necessario effettuare un processo di INVERSIONE.



INVERSIONE DI DATI 1D → Sondaggi Elettrici Verticali (SEV o VES)
2D, 3D → Sezioni o Volumi (Tomografia Elettrica o ERT)

STRUMENTAZIONE

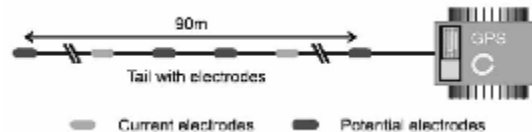
Attualmente sono disponibili sistemi "multielettrodo" sia ad elettrodi FISSI (statici) che MOBILI (dinamici) per configurazioni 2D (sezioni), 2.5D (serie di sezioni parallele) o 3D (volumi).

Grande rapidità di acquisizione, possibilità di avere moltissime misure → modello maggiormente vincolato.

Manufacturer	Instrument Type		
	Static	Dynamic	IP
Abem Instruments, Sweden (www.abem.se)	x		Y
Advanced Geophysical Instruments, USA (www.agiusa.com)	x		Y
Campus Geophysical Instruments, UK	x		
Geofyzika., Czech Republic (www.geofyzika.com)	x		
Geometrics, USA (www.geometrics.com)		x	
IDS Scintrex, Canada (www.idsdetection.com)	x		Y
Iris Instruments, France (www.iris-instruments.com)	x	x	Y
OYO, Japan	x		
Pasi Geophysics, Italy (www.pasigeophysics.com)	x		Y



ELETTRODI MOBILI



Attenzione accoppiamento con il terreno. NO terreni accidentati

8 configurations 2 – 30 m

Tail length 100 m

Electrode weight 15 kg

Small catapillar with instrumentations etc.

2 – 3 km per hour



ELETTRODI FISSI

STRUMENTAZIONE

Nuove strumentazioni WIRELESS → NO CAVI!

- *Le unità di registrazione NON sono fisicamente collegate fra loro.*
- *Le unità di registrazione NON sono fisicamente collegate al sistema di trasmissione di corrente.*
- *Le unità di trasmissione/registrazione sono azionate da remoto.*

→ E' possibile acquisire in tempi relativamente brevi molte misure anche con geometrie complesse e irregolari.



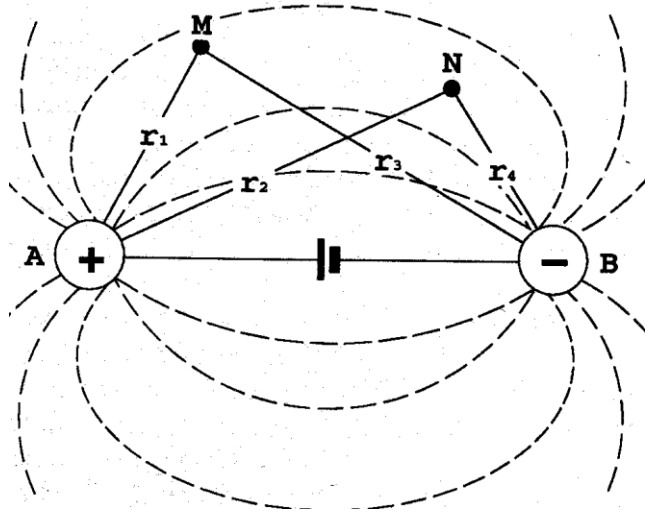
UBICAZIONE DEI BOX DI RICEZIONE (Cina)



TECNICHE DI ACQUISIZIONE

Esistono moltissime configurazioni geometriche di acquisizione, sviluppate per diverse situazioni geologiche, logistiche e per obiettivi differenti.

Per un caso generale:



Quindi, a partire da:

- 1) valori di Corrente I immessa,
 - 2) dalle differenze di potenziale ΔV misurate
 - 3) da un coefficiente geometrico K dipendente solo dalla disposizione geometrica degli elettrodi →
- RESISTIVITA' (apparente) nel sottosuolo

$$\Delta V_{MN}^B = \int_M^N \partial V = \frac{I\rho}{2\pi} \int_{r_3}^{r_4} \frac{1}{r^2} \partial r = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right)$$

e

$$\Delta V_{MN}^A = \int_M^N \partial V = \frac{I\rho}{2\pi} \int_{r_1}^{r_2} \frac{1}{r^2} \partial r = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right)$$

$$\Delta V = \Delta V_{MN}^A - \Delta V_{MN}^B = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4} \right)$$

$$\rho = \frac{\Delta V}{I} 2\pi \frac{1}{\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4}}$$

$$\rho = \frac{\Delta V}{I} K$$

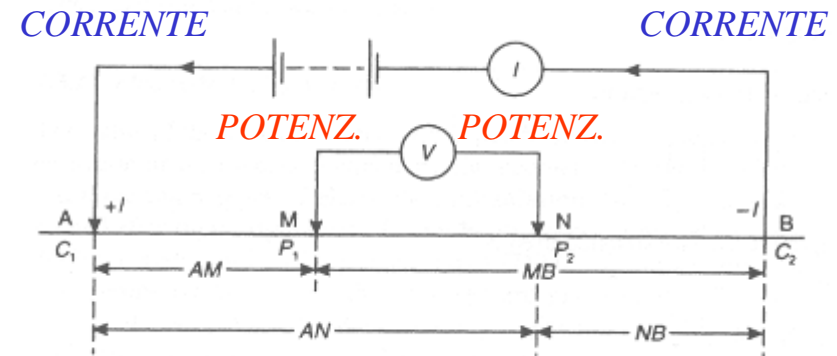
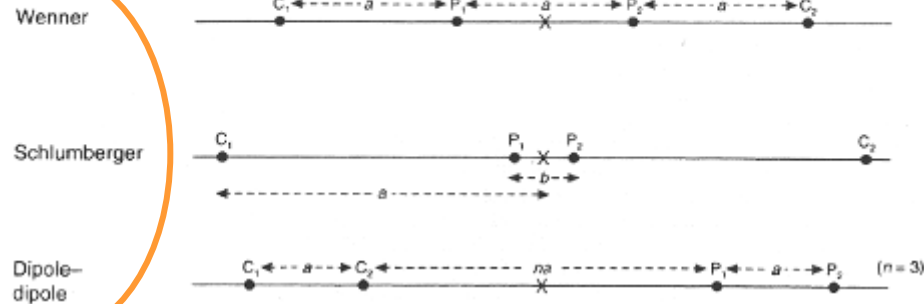
TECNICHE DI ACQUISIZIONE

Configurazioni elettrodiche piu' comuni:

Table 7.2 Electrode configurations (see also Figure 7.7)

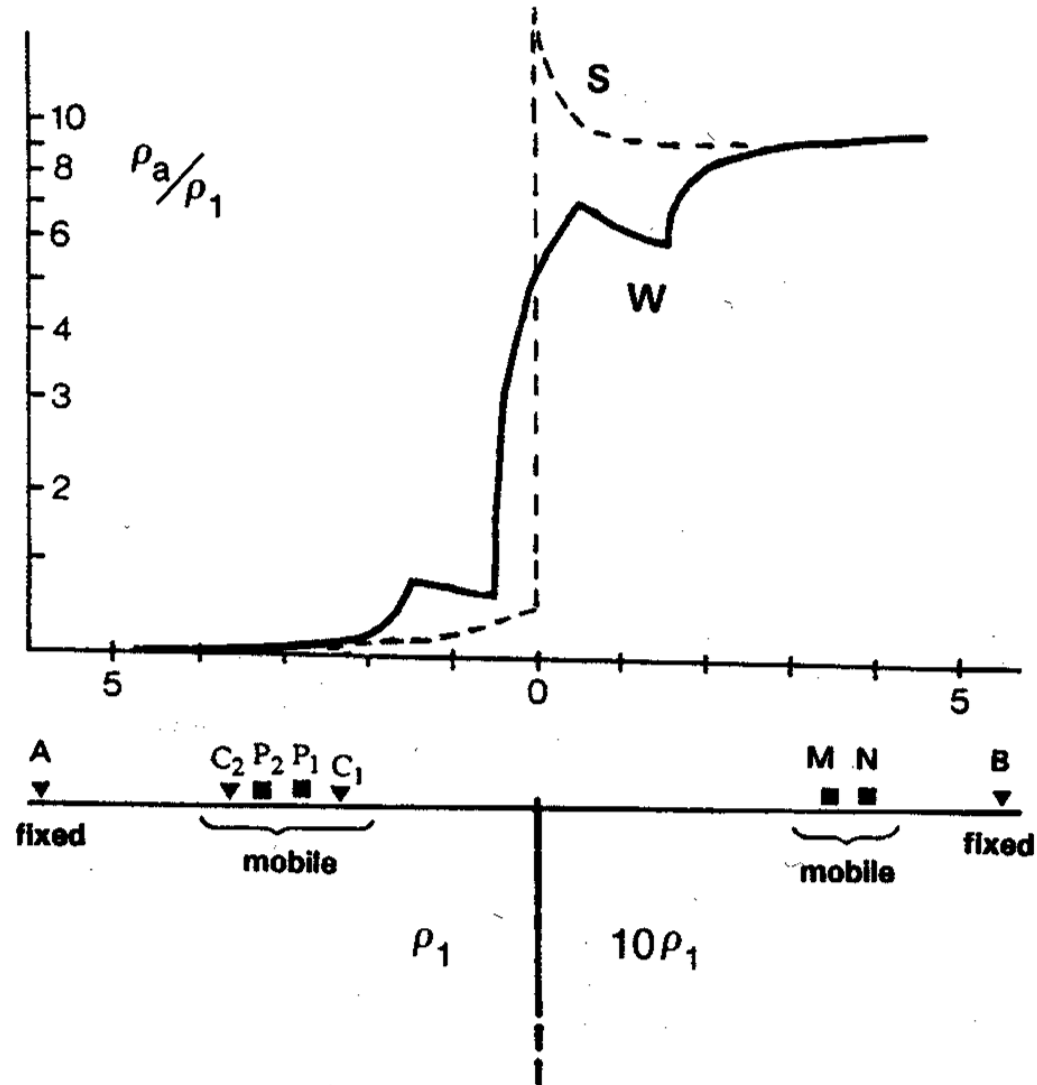
<i>Wenner arrays</i>	Standard Wenner Offset Wenner Lee-partitioning array Tripotential (α , β and γ arrays)
<i>Schlumberger array</i>	Standard Schlumberger Brant array Gradient array
<i>Dipole-dipole arrays</i>	Normal (axial or polar) Azimuthal Radial Parallel Perpendicular Pole-Dipole Equatorial Square (special form of equatorial)

Figure 7.7 Electrode configurations used in electrical surveys



TECNICHE DI ACQUISIZIONE

Wenner vs. Schlumberger per discontinuità verticale



TECNICHE DI ACQUISIZIONE

Confronto risultati diverse configurazioni elettrode: PREGI E DIFETTI

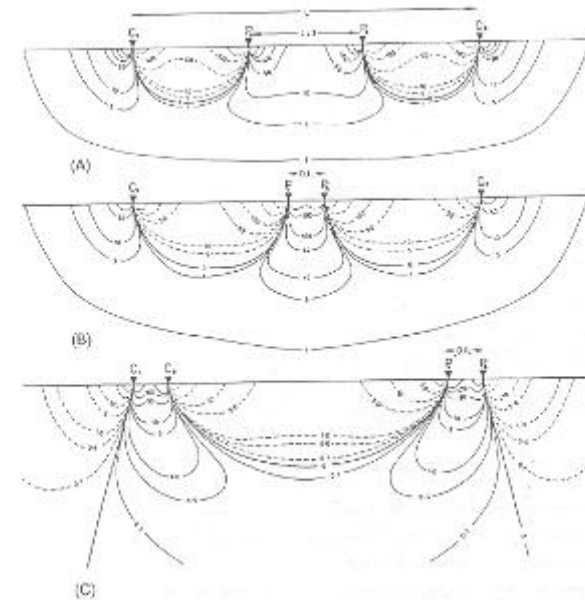
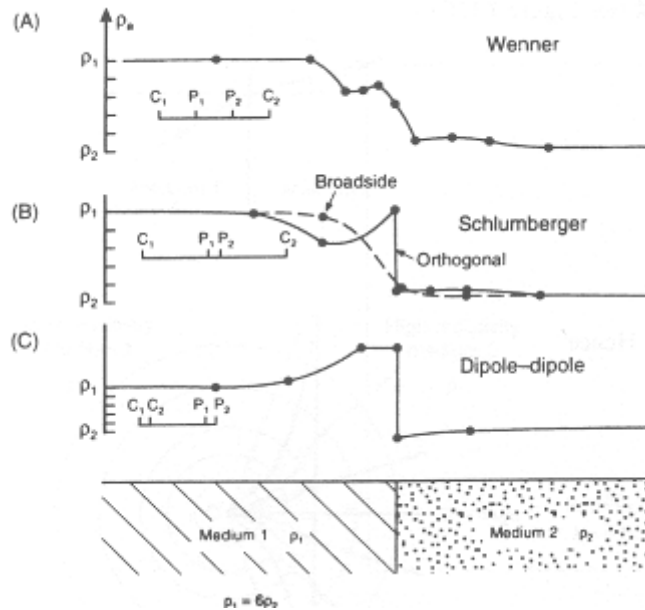


Table 7.3 Comparison of dipole-dipole, Schlumberger, square and Wenner electro

Criteria	Wenner	Schlumberger	Dipole-dipole
Vertical resolution	√√√	√√	√
Depth penetration	√	√√	√√√
Suitability to VES	√√	√√√	√
Suitability to CST - ERT	√√√	×	√√√
Sensitivity to orientation	Yes	Yes	Moderate
Sensitivity to lateral inhomogeneities	High	Moderate	Moderate
Labour intensive	Yes (no*)	Moderate (no*)	Moderate (no*)
Availability of interpretational aids	√√√	√√√	√√

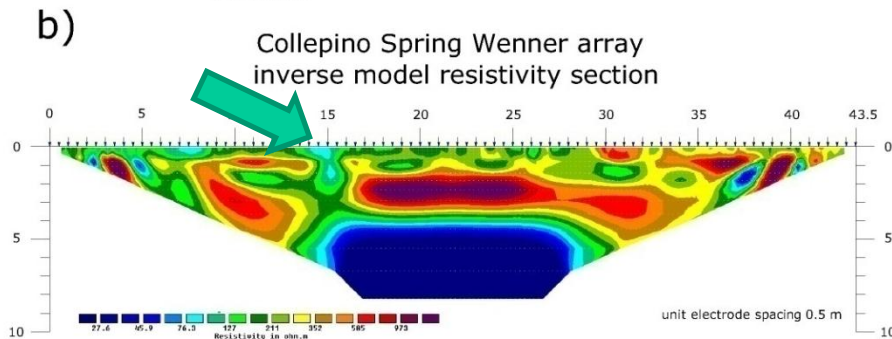
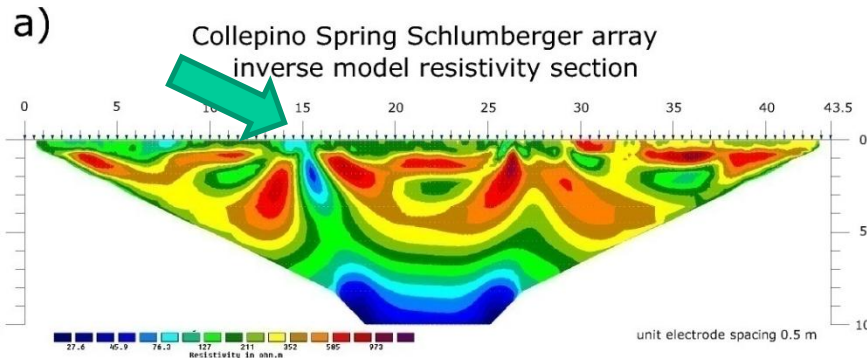
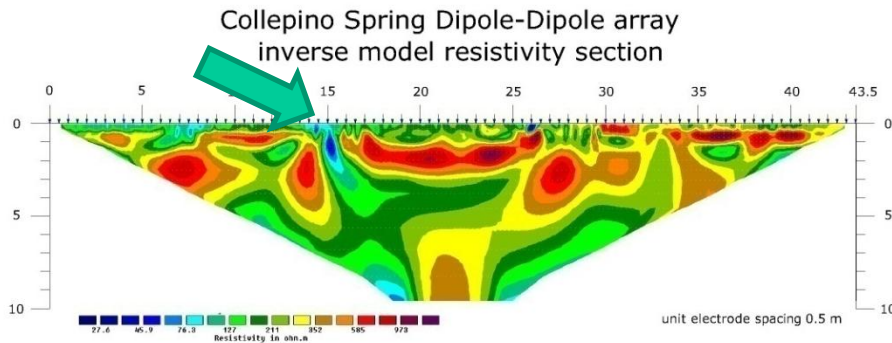
√ = poor; √√ = moderate; √√√ = good; × = unsuitable

* When using a multicore cable and automated electrode array

Per sistemi multielettrodo:
 Wenner → poche combinazioni possibili
 Schlumberger → Non realizzabile facilmente con disposizioni elettrode regolari
 Dipolo-Dipolo → problemi di misura per $n > 5-7a$

TECNICHE DI ACQUISIZIONE

Confronto risultati diverse configurazioni elettrodeiche: PREGI E DIFETTI



c)

Confronto tra risultati ottenuti mediante configurazioni elettrodeiche diverse. N.B. Le sezioni rappresentate sono RESISTIVITA' REALI ottenute dopo un processo di inversione. ATTENZIONE agli ARTEFATTI!

RICORDIAMO DALLA LEGGE DI OHM CHE

$$\Delta V = \rho \frac{l}{S} I = \rho k I$$



$$\rho_{app} = \frac{\Delta V}{k I}$$

Qual è "migliore"?

E' possibile rispondere a questa domanda?

Obiettivi di questa indagine:

- Individuazione di una faglia entro cui c'è un acquifero
- Individuare un cunicolo drenante di captazione
- Definire l'assetto geologico

NON ESISTE UN METODO "MIGLIORE" IN ASSOLUTO, MA DIPENDE DALLE CONDIZIONI GEO-IDROLOGICHE E DAGLI OBIETTIVI DI INDAGINE

PROGETTAZIONE RILIEVI

Valutare quali sono gli obiettivi dell'indagine e se questi hanno sufficiente **CONTRASTO** di resistività rispetto agli altri materiali presenti → **SENSIBILITA'**

Valutare problemi logistici (discontinuità verticali, topografia, variazione dei materiali in superficie, accessibilità, presenza di metalli o altre strutture non di interesse sepolte, presenza di linee elettriche)

Valutare la max profondità di investigazione desiderata - stimabile in $1/4 - 1/6$ della distanza tra elettrodi di corrente AB, ma fortemente dipendente da:

- **DISTRIBUZIONE E VALORI RESISTIVITA'**
- **GEOMETRIA DI ACQUISIZIONE**
- **ACCOPPIAMENTO ELETTRODI CON IL TERRENO**

Valutare la risoluzione desiderata (grado di dettaglio)

La risoluzione **DECRESCHE** inevitabilmente con la profondità
E' inversamente proporzionale alla distanza tra gli elettrodi

Valutare la direzione del rilievo

E' opportuno effettuare **SEV/Profili** con stendimenti perpendicolari per valutare anisotropie e variazioni laterali

PROGETTAZIONE RILIEVI/ACQUISIZIONE DATI

Sperimentare le differenze di potenziale misurate che devono essere almeno di un ordine di grandezza superiori ai valori assoluti medi dei potenziali spontanei misurati. In caso contrario aumentare l'intensità di corrente.

Verificare se le intensità di corrente effettive nel terreno sono sufficientemente elevate (almeno 0.1A). Altrimenti possibili problemi di Accoppiamento elettrodi, specie per materiali di superficie molto resistivi.

SOLUZIONI:

- 1) UTILIZZARE ELETTRODI CON MAGGIORE INFISSIONE NEL TERRENO e/o DIAMETRO >*
- 2) BAGNARE IL TERRENO (meglio se acqua salata) ATTORNO AGLI ELETTRODI*
- 3) UTILIZZARE ARRAY DI ELETTRODI AL POSTO DI UNO SOLO.*

Se dati rumorosi/variazioni random ripetere misure e cicli di misure con inversione di polarità (per evitare fenomeni di polarizzazione) e SOMMARE/MEDIARE i risultati ottenuti

POSSIBILI ERRORI

Casuali: dovuti a variazione nelle resistività superficiali o a scadenti contatti elettrodi-terreno

Sistematici:

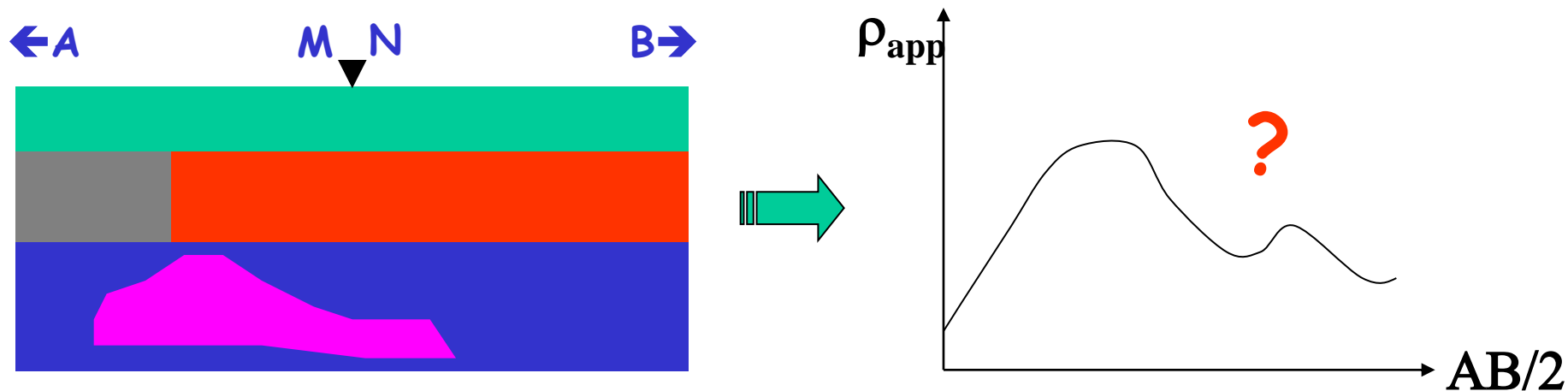
- Anisotropia, non validità ipotesi 1D, 2D, 3D
- effetti topografici
- Discontinuità verticali
- Equivalenza

RESISTIVITA': ERRORI DI INTERPRETAZIONE/PITFALLS

Anisotropia, non validità ipotesi 1D, 2D, 3D

Se sono presenti anisotropie (ρ varia in funzione della direzione di misura) e/o situazioni DIVERSE da quelle ipotizzate (in maniera implicita per la misura) →
RISULTATI ERRONEI E/O NON INTERPRETABILI

Es: SEV(1D) su una situazione con variazioni 2D



SOLUZIONE: scegliere sempre la metodologia di misura IN
FUNZIONE della situazione geologica attesa e ...
ATTENZIONE ALLE "SORPRESE"

RESISTIVITA' : ERRORI DI INTERPRETAZIONE/PITFALLS

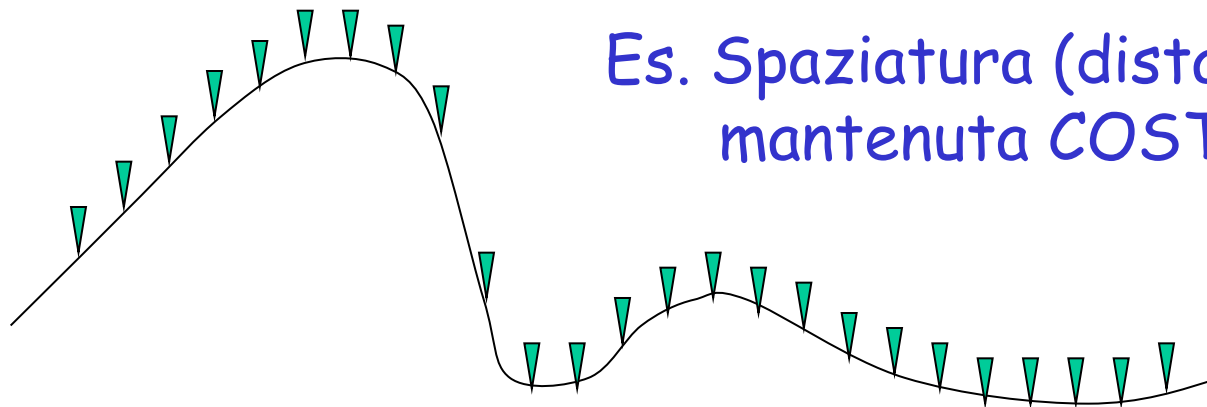
Effetti topografici

Condizionano la distribuzione di CORRENTI E POTENZIALI → L'aria al di sopra della superficie topografica è un ottimo DIELETTRICO.

INOLTRE: errori nelle geometrie di misura → NON REGOLARITA'

NON E' SUFFICIENTE ridistribuire i valori di resistività (apparente o reale) tenendo conto della topografia.

Si dovrebbe tenerne conto durante il processo di INVERSIONE ... MA ... NON ESISTE UNA DESCRIZIONE MATEMATICA GENERALE PER UNA SITUAZIONE GEOMETRICA GENERALE E VARIABILE



Es. Spaziatura (distanza orizzontale) mantenuta **COSTANTE**

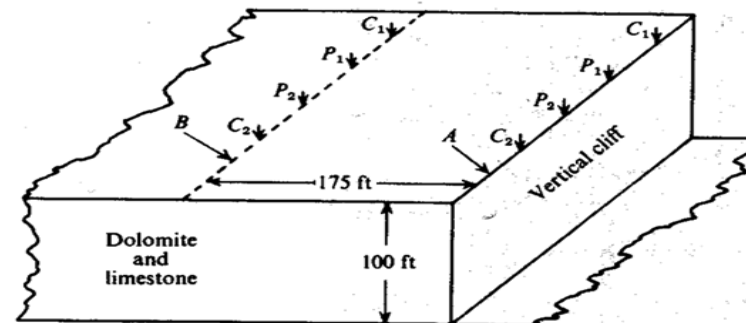
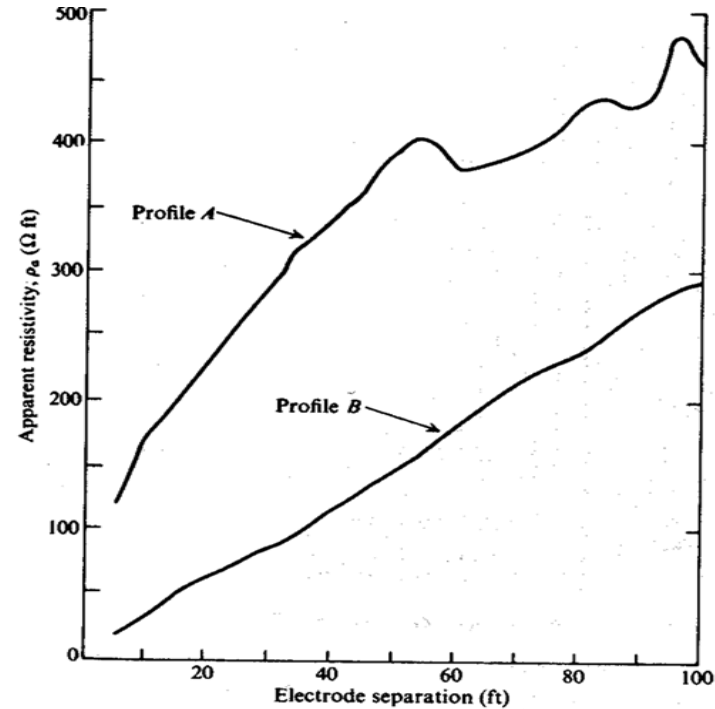
? **MODELLO**

? **INTERPRETARE I RISULTATI**

RESISTIVITA': ERRORI DI INTERPRETAZIONE/PITFALLS

Discontinuita' verticali:
Erronee variazioni della
resistività apparente

→ *Evitare di acquisire nelle
vicinanze di
scarpate/fronti di
cava/topografie molto
accidentate*



RESISTIVITA' : ERRORI DI INTERPRETAZIONE/PITFALLS

Principio di equivalenza:

- Non si possono discriminare volumi altamente RESISTIVI se $z\rho$ ($\rightarrow T=$ RESISTENZA TRASVERSALE) e' identico
- Non si possono discriminare volumi altamente CONDUTTIVI se z/ρ ($\rightarrow S=$ CONDUTTANZA LONGITUDINALE) e' identico

Principio di soppressione:

- Se uno strato e' molto sottile in confronto a quelli al tetto ed al letto il suo effetto e' trascurabile a meno che non possieda resistivita' molto alta/bassa (in generale, si individua con difficoltà strato con spessore inferiore rispetto alla profondità in cui si trova)

RESISTIVITA' : ERRORI DI INTERPRETAZIONE/PITFALLS

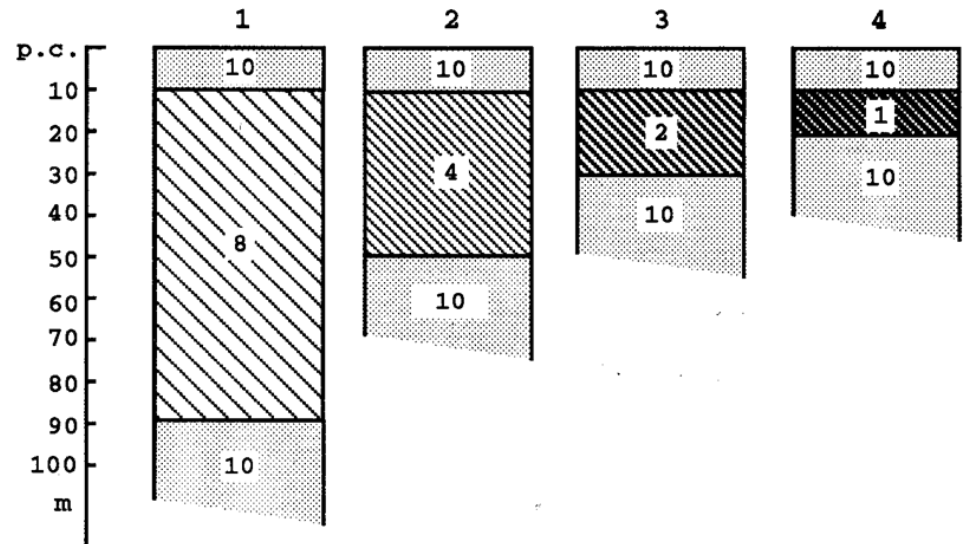
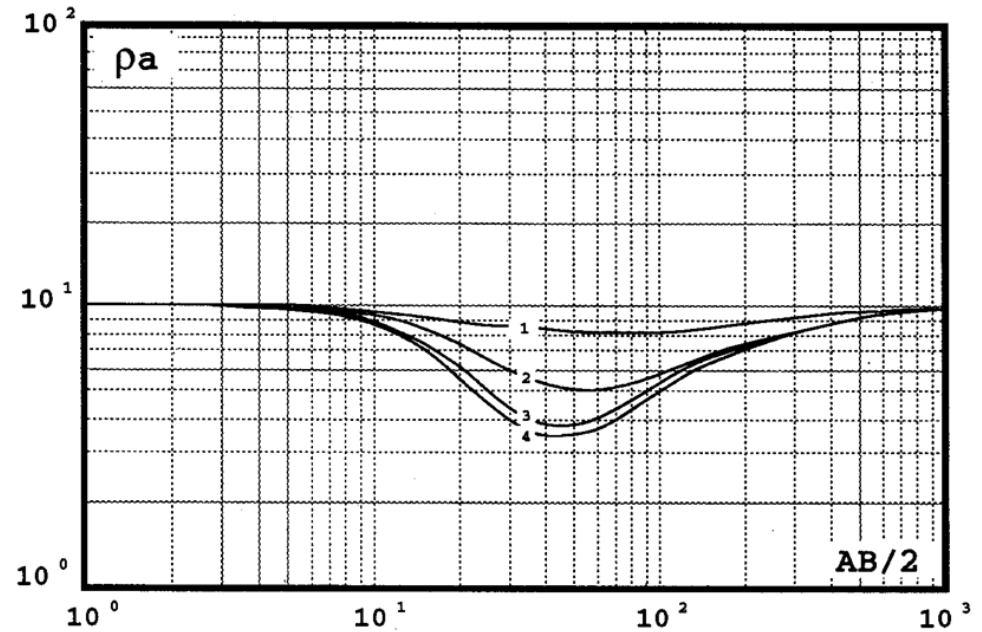
Principio di equivalenza:
caso H (conduttore tra resistori)

$$\rho_2=8 ; h_2=80 ; S=10$$

$$\rho_2=4 ; h_2=40 ; S=10$$

$$\rho_2=2 ; h_2=20 ; S=10$$

$$\rho_2=1 ; h_2=10 ; S=10$$



RESISTIVITA' : ERRORI DI INTERPRETAZIONE/PITFALLS

Principio di equivalenza:

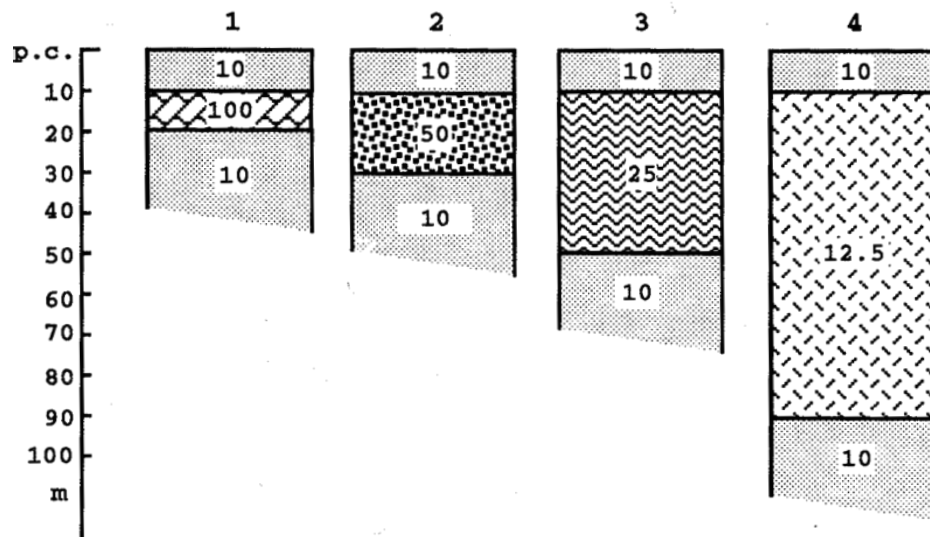
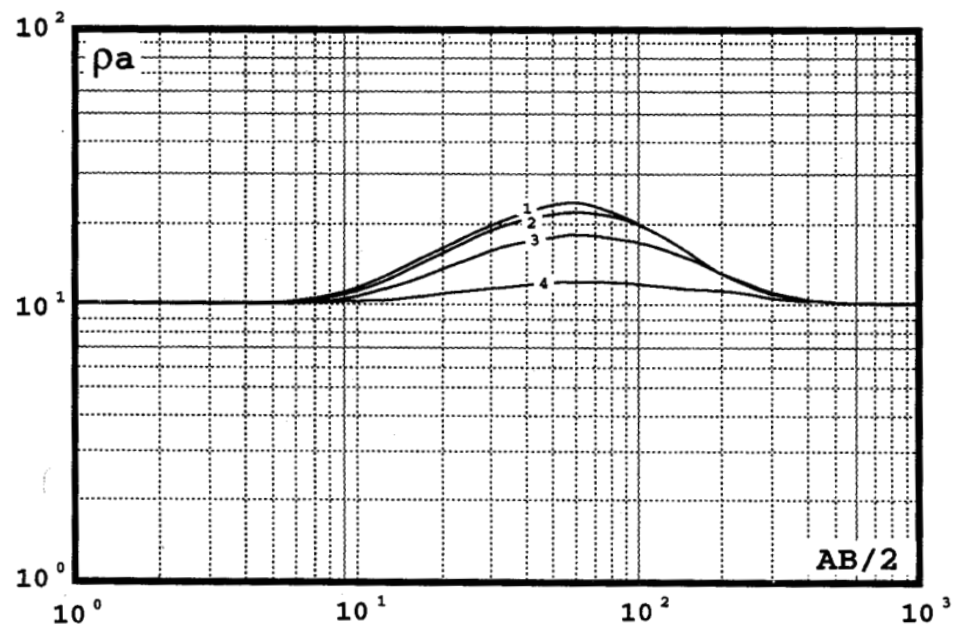
caso K (resistore tra conduttori)

$\rho_2=100$; $h_2=10$; $T=1000$

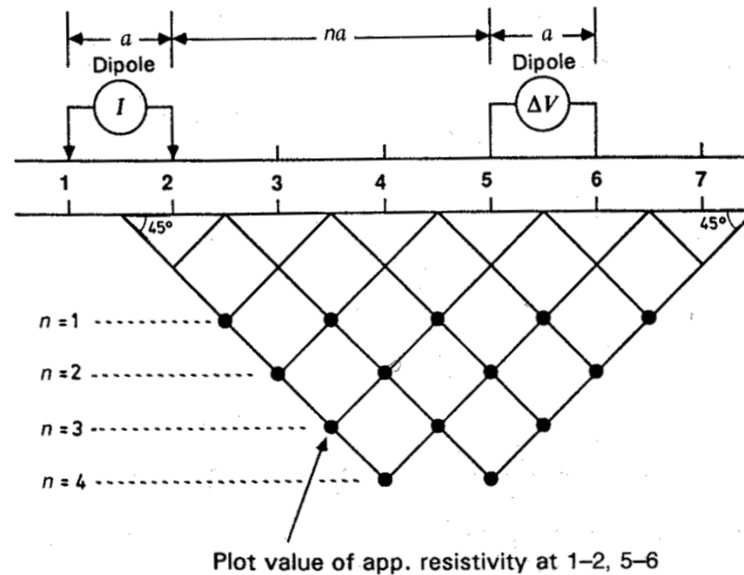
$\rho_2=50$; $h_2=20$; $T=1000$

$\rho_2=25$; $h_2=40$; $T=1000$

$\rho_2=12.5$; $h_2=80$; $T=1000$



Tomografia Elettrica - ERT o (pseudosezioni) elettriche



E' una modalità che si è molto sviluppata con l'introduzione di sistemi **MULTIELETTRODO** (anche centinaia).

La misura viene comunque fatta utilizzando in sequenza diversi **QUADRIPOLI** (o, al massimo utilizzando due elettrodi di corrente e una serie di coppie di elettrodi per la misura di più differenze di potenziale).

I risultati sono Pseudosezioni (o pseudovolumi) di resistività apparente. Il metodo si adatta bene anche a situazioni con stratificazione **NON** piano-parallela, nelle quali i SEV non possono venir utilizzati.

INVERSIONE DI DATI DI RESISTIVITA'

*Il processo di INVERSIONE di un dato permette di stimare da una serie di valori misurati di una certa grandezza (**resistività apparente**), un'altra grandezza che fornisce informazioni sul sottosuolo ed è collegata con la prima (**resistività reale**). Simulando un'acquisizione sulla base del modello di resistività reale (FORWARD MODELING) si dovrebbero ottenere valori di resistività apparente "simili" a quelli effettivamente misurati. Quanto più i valori calcolati saranno "simili" a quelli misurati, tanto più il modello di resistività reale ottenuto potrà essere considerato corretto.*

Problema di non unicità del risultato: per lo stesso set di misure ci sono infiniti modelli che possono essere compatibili con le misure acquisite. In altre parole infiniti modelli di resistività reale possono dare uno stesso insieme di valori di resistività apparenti.

VINCOLI al MODELLO.

- 1) Vincoli geometrici*
- 2) Vincoli quantitativi (valori di resistività)*

Resistività apparente dipende da: a) resistività reale; b) modalità di acquisizione (configurazione elettrodica); c) parametri di acquisizione.

Metodi di inversione basati su vari algoritmi (es. differenze finite, elementi finiti). Attenzione dipendenza dal modello iniziale

INVERSIONE DI DATI DI RESISTIVITA'

Una misura quantitativa della validità del risultato dell'inversione è data dallo scarto quadratico medio (deviazione standard), calcolato per tutte le celle, tra i valori di resistività apparente calcolati sulla base del modello di resistività reali assunto e quelli misurati.

$$e_i = (\varepsilon_i - \varepsilon_{i+1}) / \varepsilon_i$$

Essendo:

$$\varepsilon_{RMSi} = \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^n (x_j - \hat{x}_j)^2}{n}}$$

in cui ε_i ed ε_{i+1} rappresentano gli errori RMS per alla iterazione i ed $i+1$.

Di norma il processo di inversione viene interrotto ed il risultato può essere considerato accettabile, quando e_i risulta minore del 5%. Peraltro, aumentando il numero di iterazioni del processo e forzando il modello di resistività fino a raggiungere valori di errore RMS prossimi allo zero, può portare a grandi ed irrealistiche variazioni nel modello di resistività del sottosuolo e quindi non sempre è il miglior modello in prospettiva geologica.

L'approccio più prudente è di scegliere un modello ad un'iterazione i -esima, dopo la quale l'errore RMS non cambia più significativamente (<3-5%)

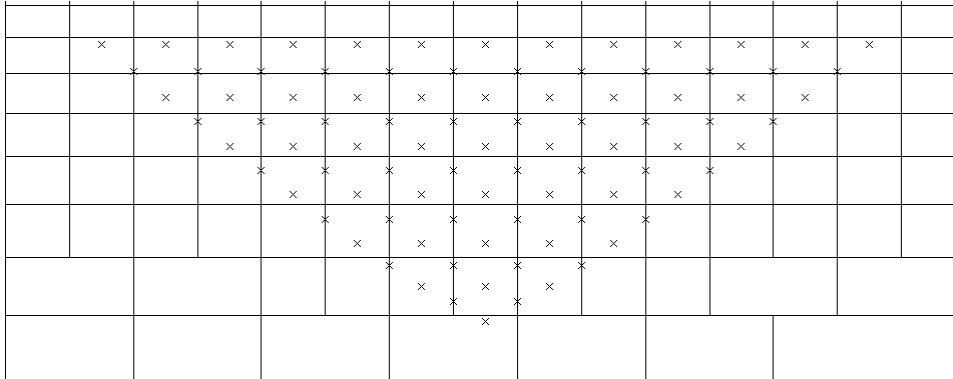
Esempio di variazione errore RMS
in funzione delle iterazioni

The model has 8 layers and 74 blocks.		
Iteration 1	: RMS error	37.18.
Iteration 2	: RMS error	12.92.
Iteration 3	: RMS error	4.59.
Iteration 4	: RMS error	3.41.
Iteration 5	: RMS error	2.85.
Iteration 6	: RMS error	2.65.
Iteration 7	: RMS error	2.50.
Iteration 8	: RMS error	2.39.
Iteration 9	: RMS error	2.29.
Iteration 10	: RMS error	2.20.
Iteration 11	: RMS error	2.13.
Iteration 12	: RMS error	2.06.
Iteration 13	: RMS error	2.00.
Iteration 14	: RMS error	1.94.

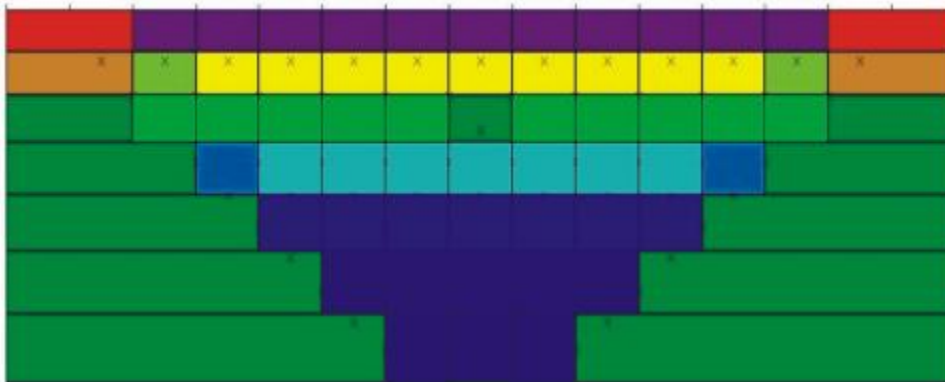
Discretizzazione del modello: definizione di un numero di celle di solito di grandezza crescente con la profondità per tener conto del calo di risoluzione intrinseco nel metodo.

INVERSIONE DI DATI DI RESISTIVITA'

Discretizzazione del modello



Model block Number of model blocks 108
 Datum point Number of datum points 91
 Number of model layers is 8 Unit electrode spacing is 1.0
 Minimum pseudodepth is 0.42. Maximum pseudodepth is 3.3.
 Number of electrodes is 16.



Model block Number of model blocks 74
 Datum point Number of datum points 91
 Number of model layers is 8 Unit electrode spacing is 1.0
 Relative sensitivity values
 Average sensitivity value is 3.65
 Minimum pseudodepth is 0.42. Maximum pseudodepth is 3.3.
 Number of electrodes is 16.

Sensitivit  o sensibilit  = Peso della singola cella nel processo di inversione

I blocchi pi  superficiali sono quelli con i valori pi  alti, in quanto la funzione sensibilit  ha dei valori elevati in prossimit  degli elettrodi, mentre diminuisce con la profondit  ed agli estremi dello stendimento → calo di risoluzione/informazione

ERT: ESEMPI DI APPLICAZIONI 2D

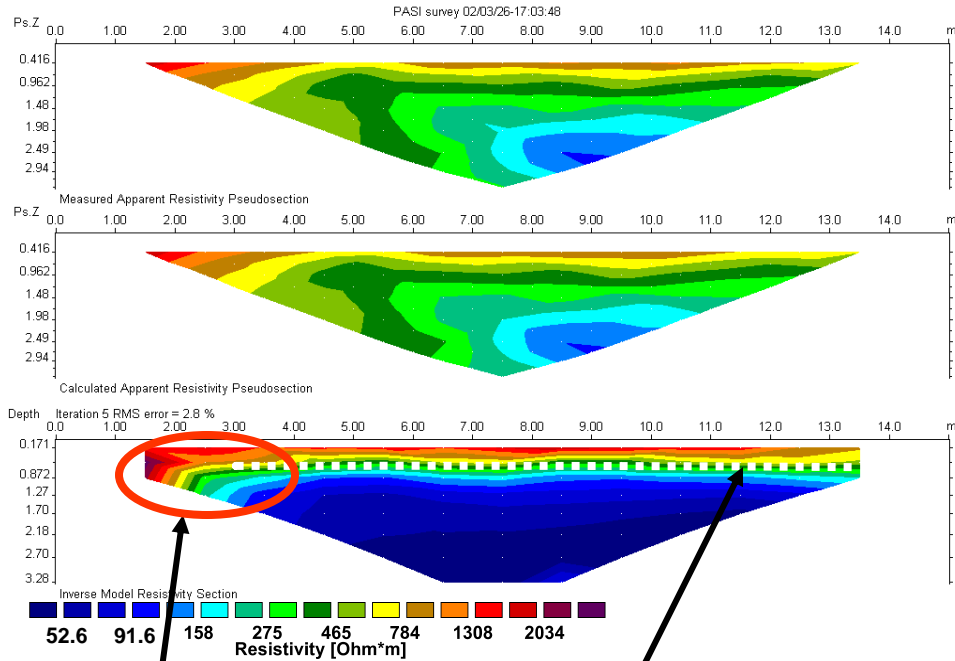


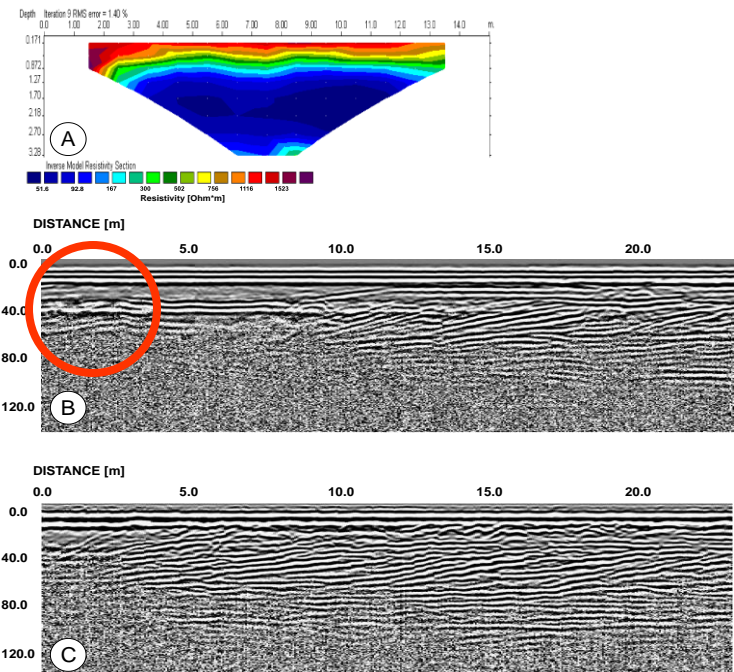
Tavola d'acqua. Transizione rapida → frangia capillare poco estesa → sedimenti piuttosto grossolani

Netta variazione laterale di resistività → Paleocanale con sedimenti +resistivi

*Resistività apparente misurata
Dipende non solo dalla resistività del terreno, ma anche dalla configurazione elettrolica utilizzata*

*Resistività apparente calcolata
sulla base del*

Modello di resistività reale



ERT: ESEMPI DI APPLICAZIONI 2D

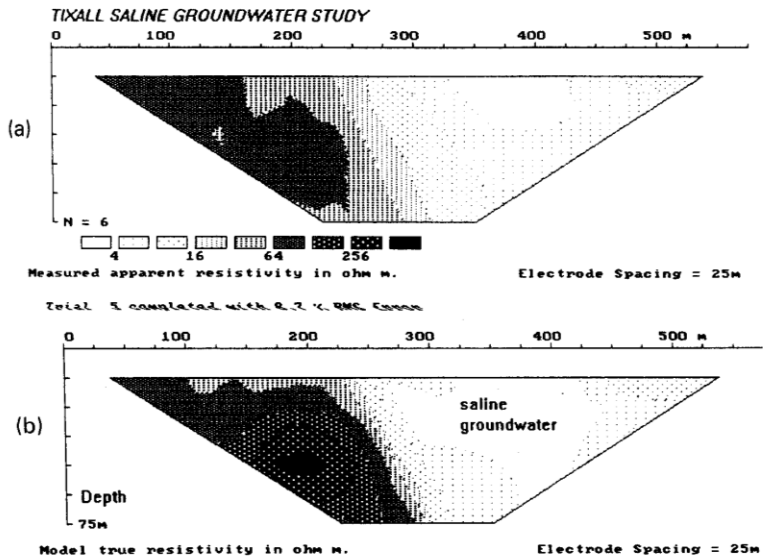
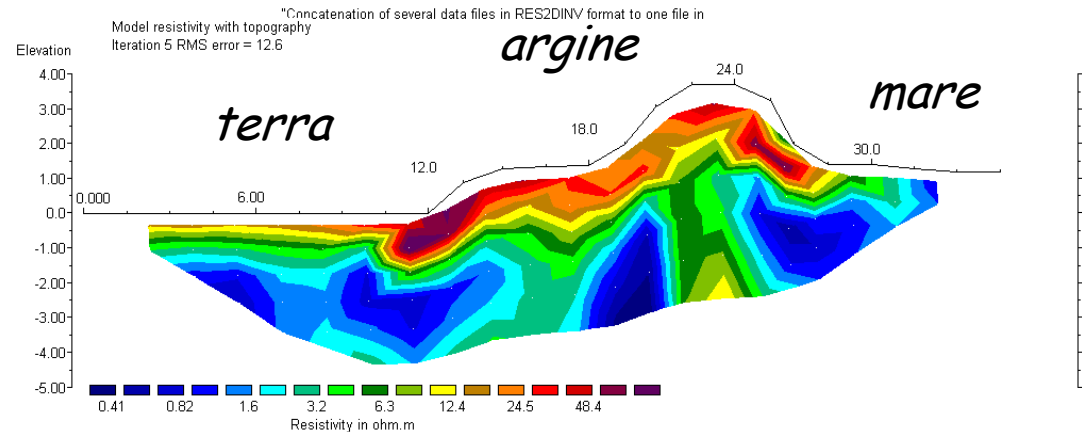


Fig. 6.25 (a) Measured apparent resistivity pseudosection, and (b) the resistivity image obtained by numerical modeling, showing the fresh water-saline water boundary along the line A of Fig. 6.24. (After Griffiths and Barker, 1993.)

Intrusioni saline
Grande contrasto di resistività
Individuazione della zona di transizione
Possibilità di valutare variazioni nel tempo →
monitoraggio

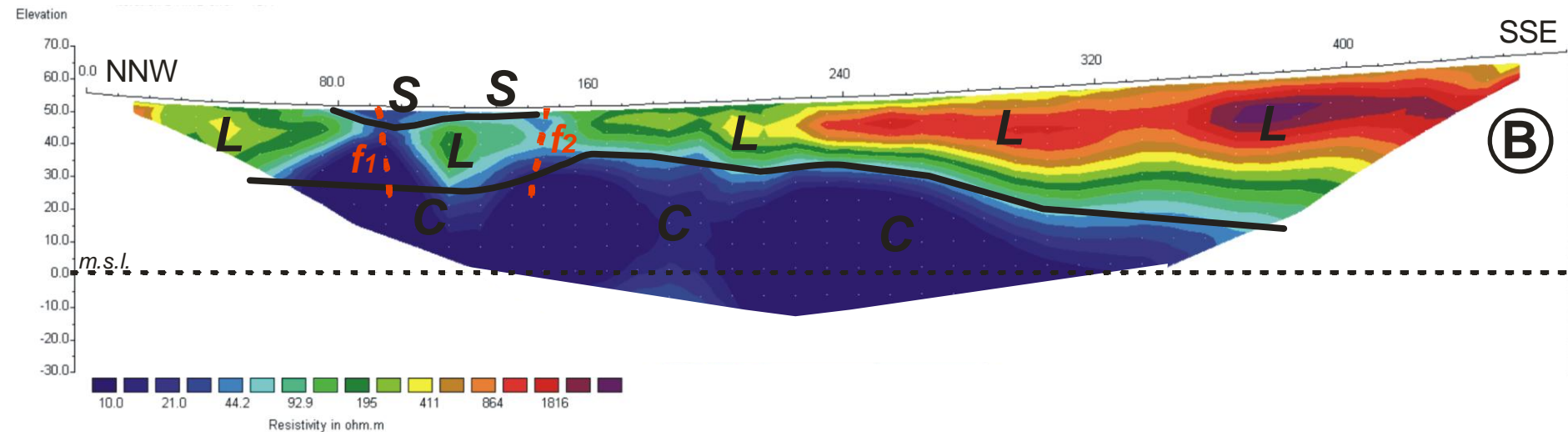
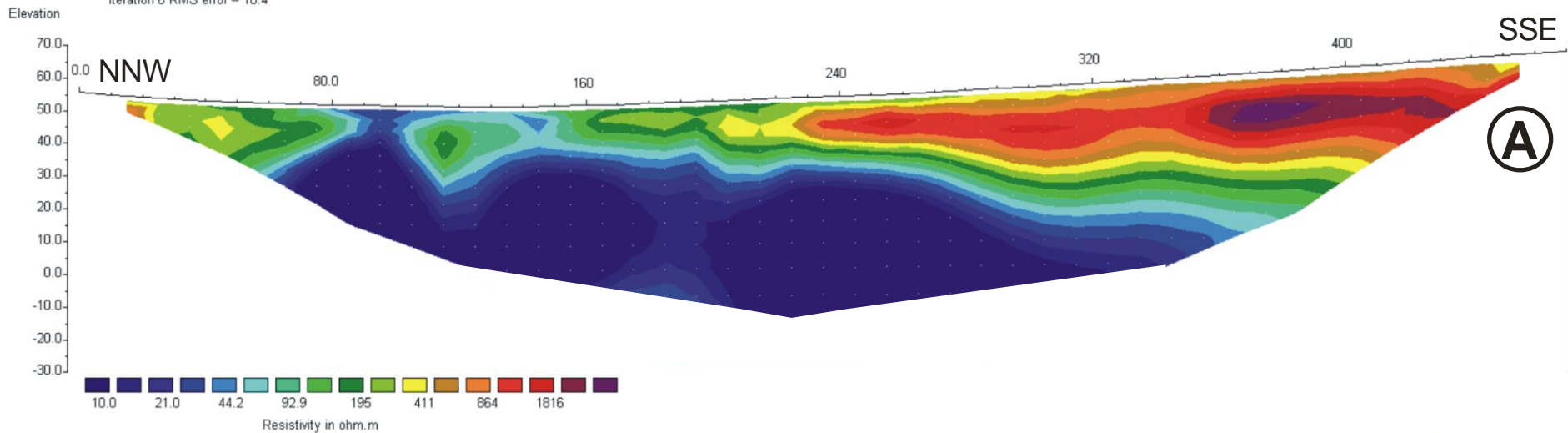
Esempio di controllo di intrusioni saline al di sotto di un argine



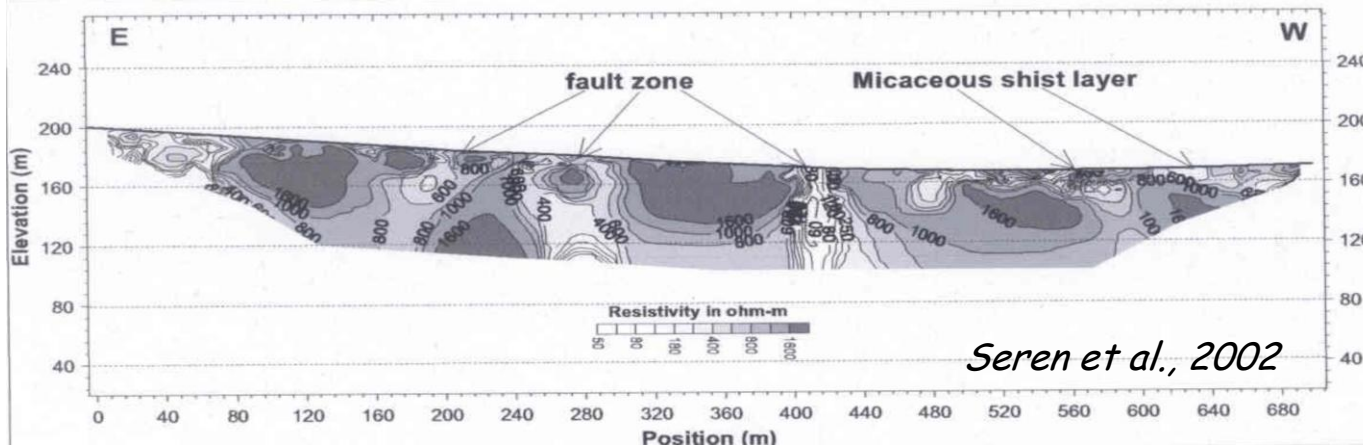
ERT: ESEMPI DI APPLICAZIONI 2D

Analisi di variazioni litologiche e fratturazione

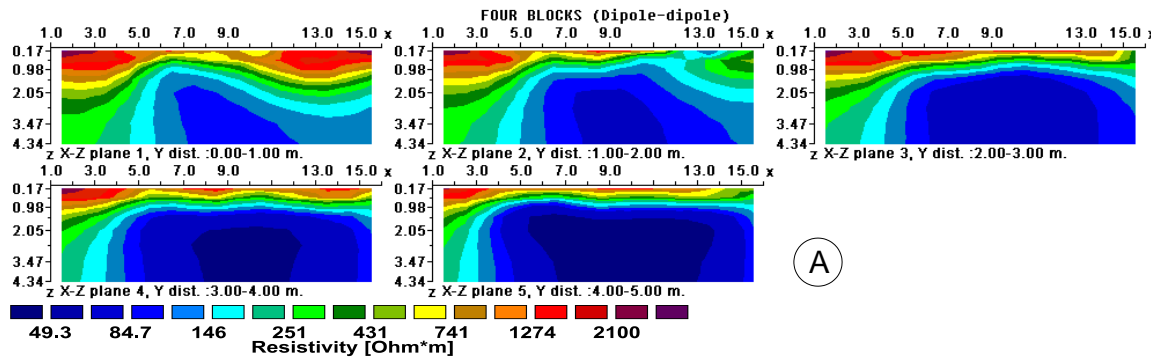
Model resistivity with topography
Iteration 6 RMS error = 10.4



ERT: ESEMPI DI APPLICAZIONI 2D e 2.5D

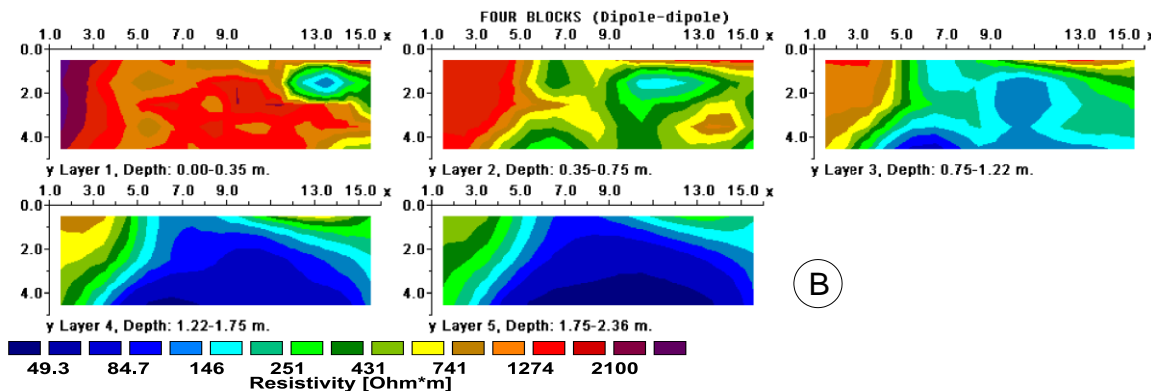


Individuazione e mappatura di zone a più intensa fratturazione. Di norma resistività < aree maggiormente compatte



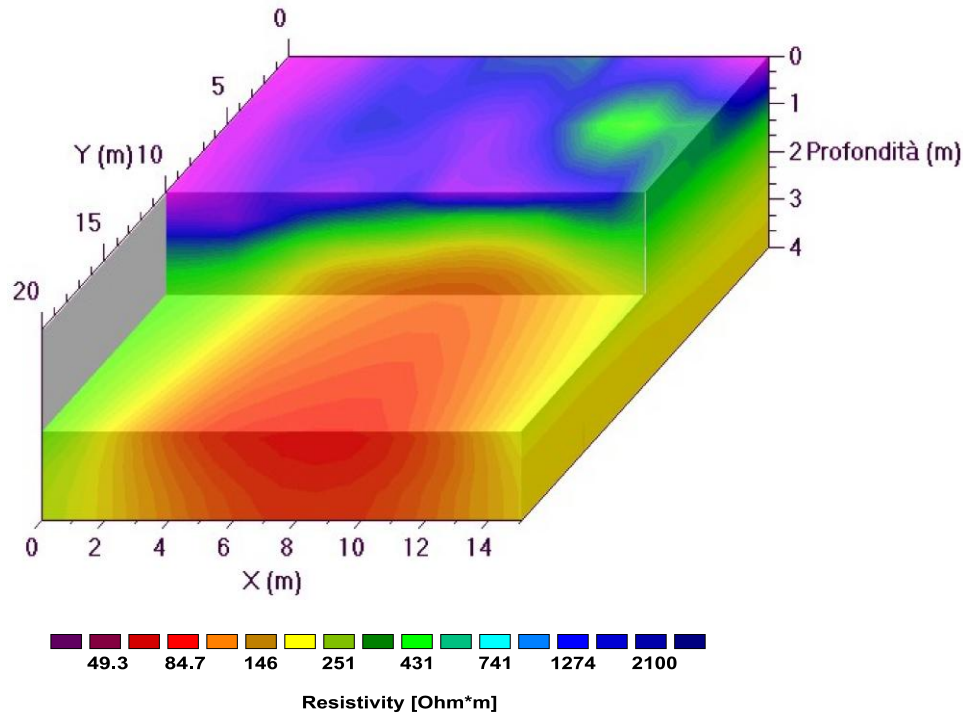
Inversione 2.5D

Modelli su sezioni verticali

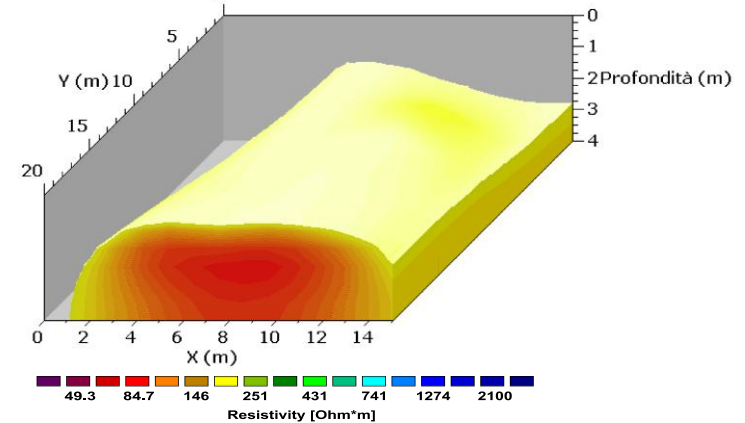
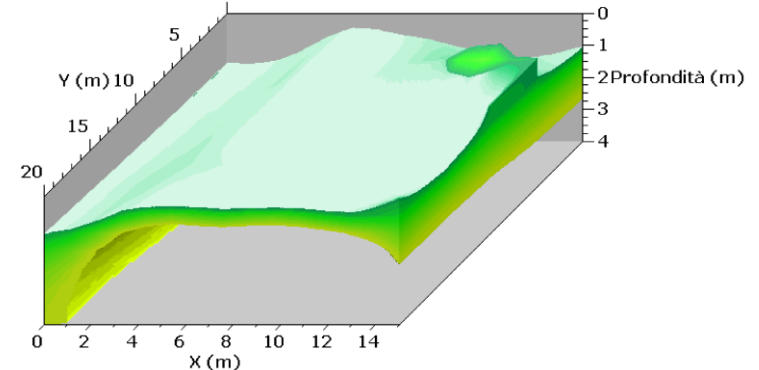
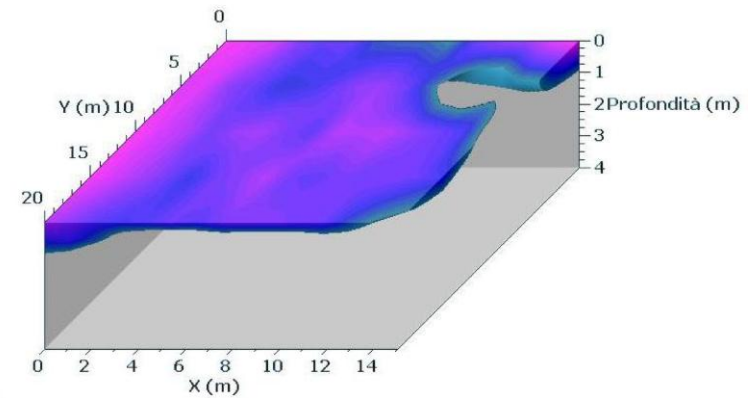


*Modelli su sezioni orizzontali
→ a profondità costante*

ERT: ESEMPI DI APPLICAZIONI 2.5D



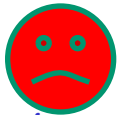
*Possibilità di evidenziare variazioni laterali e verticali di resistività.
 Possibilità di isolare volumi con caratteristiche omogenee → attribuzione di significati geologici/idrogeologici*





POTENZIALITA':

- *Profondità di investigazione virtualmente illimitata (Vincoli soprattutto in presenza di materiali molto resistivi ($>1000\Omega m$))*
- *Possibilità di monitorare nel tempo processi anche rapidamente variabili*
- *Generalmente grandi contrasti in presenza di acqua specie se salata*
- *Versatilità di impiego (dimensioni, risoluzione laterale, ...)*
- *Possibilità di acquisire notevoli quantità di dati in tempi contenuti soprattutto se strumentazioni con elettrodi mobili*
- *Se taratura possibilità di correlazioni quantitative con parametri di interesse idrogeologico*



LIMITI:

- *Risoluzione limitata, specie in profondità.*
- *Non univocità del modello. Necessità di vincolarlo, informazioni aggiuntive e di tarature. Buoni risultati se integrazione con altre tecniche dirette/indirette*
- *Indeterminazione intrinseca nel modello di inversione. E' un tipico problema "underconstained" → necessità di regolarizzazioni e semplificazioni*
- *Vincoli per la topografia. Difficile tenerne veramente conto nell'inversione*
- *Interpretazione e significato geologico non sempre univoco. Molte situazioni diverse possono avere valori di resistività simili*
- *Dipendenza dalla configurazione elettrodica difficilmente eliminabile → determinazione non precisa di forme e volumi.*

POLARIZZAZIONE INDOTTA (IP)

In geofisica vengono raggruppate con il termine di "Polarizzazione indotta" (IP) tutte le metodologie basate su effetti di polarizzazione dei materiali non correlati ai normali fenomeni di polarizzazione di tipo elettronico, ionico o molecolare.

Sono metodologie nate fin dagli anni '40 soprattutto per l'individuazione e la localizzazione di corpi mineralizzati (in particolare mineralizzazioni diffuse a basso tenore) a solfuri e ossidi metallici o a elementi nativi quali grafite, rame, oro.

A partire dagli anni '90 nuove strumentazioni che consentono tecniche di acquisizione più sofisticate (e rapide) unitamente a nuove possibilità di elaborazione del dato hanno permesso interessanti sviluppi e possibilità di utilizzo anche nel campo dell'idrogeologia, della geotermia e dell'individuazione di fluidi inquinati.

Si tratta di metodi ATTIVI e la strumentazione è simile a quelle utilizzate per le misure di resistività (ERT).

Configurazioni elettrodiche analoghe (di solito si usa Dipolo-Dipolo) con elettrodi di misura impolarizzabili per evitare polarizzazioni agli elettrodi (rumore).

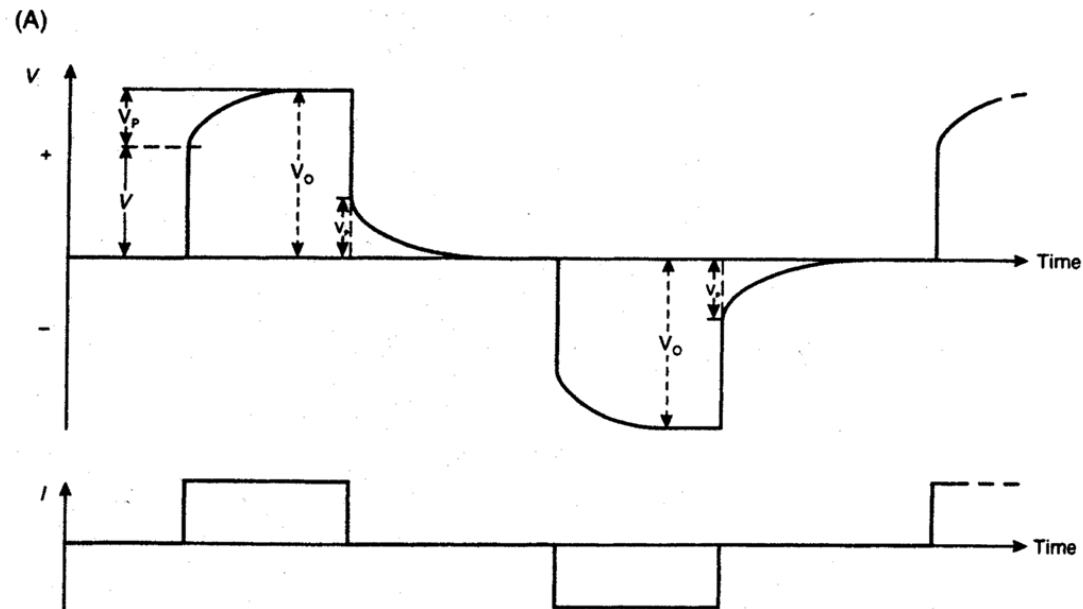
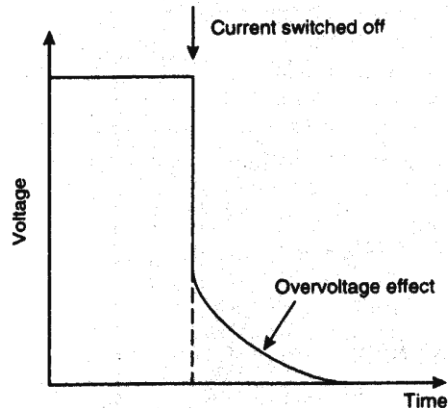
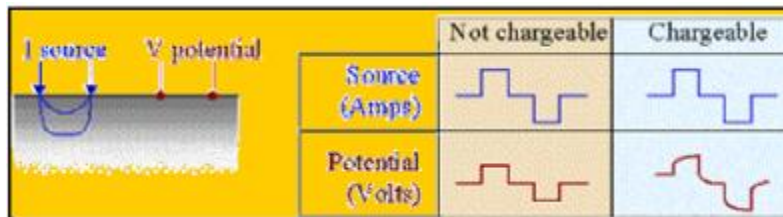
Spesso le misure di IP sono abbinata a quelle ERT e ai SP in quanto permettono di ricavare informazioni complementari sulle caratteristiche elettriche dei materiali indagati e sui meccanismi che le hanno generate → METODI GEOELETTRICI

POLARIZZAZIONE INDOTTA (IP)

Fenomeno di OverVoltage: tempo di decadimento/risalita del voltaggio fino al valore "costante" quando una corrente elettrica I viene applicata $\neq 0$ e funzione delle caratteristiche del materiale.

Il terreno cioè è in grado di immagazzinare temporaneamente cariche (cioè si polarizza) comportandosi come un condensatore.

Quindi la differenza di potenziale misurata dipende (in gran parte) dai fenomeni di conduzione ed in parte a causa dei fenomeni di polarizzazione \rightarrow Rocce conduttori non perfettamente Ohmici.



POLARIZZAZIONE INDOTTA (IP) - MECCANISMI

Misurando le modalità di decadimento (o risalita) del potenziale si possono ricavare informazioni sulle caratteristiche del sottosuolo indagato.

Le cause dei fenomeni di Polarizzazione indotta nei terreni non sono completamente chiare → Non è possibile ricavare informazioni quantitative, in maniera analoga a quanto avviene per i SP.

2 MECCANISMI IPOTIZZATI COME PRINCIPALI:

Grain o Electrode Polarization

Polarizzazione elettrolitica o di membrana

Grain o Electrode Polarization: è essenzialmente dovuta a granuli di materiali conduttivi che ostruiscono i condotti in cui gli ioni in soluzione si muovono → **CELLA ELETTROCHIMICA CHE "IMPEDISCE" IL FLUSSO DI IONI → POLARIZZAZIONE**. Una volta rimossa la corrente applicata si ristabilisce l'equilibrio elettrico per diffusione degli ioni → **Processo non istantaneo → decay time in generale $\neq 0$**

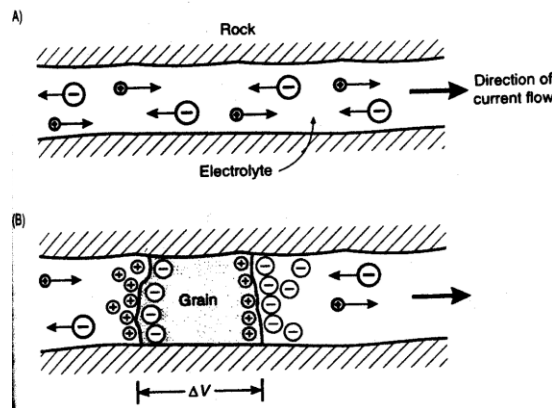
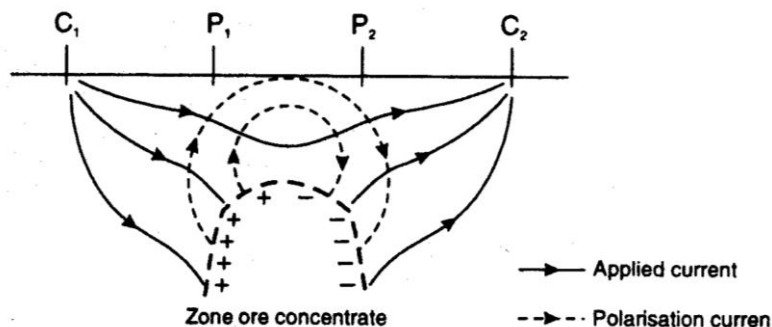


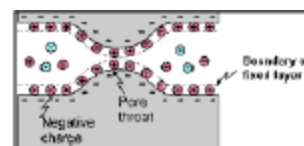
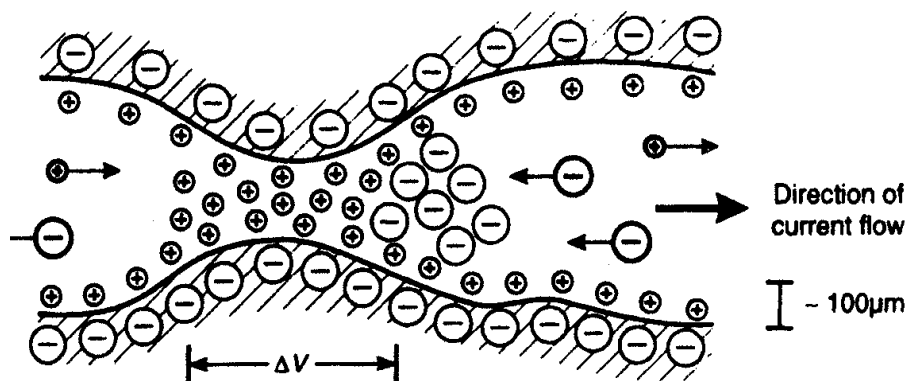
Figure 9.3 Grain (electrode) polarisation. (A) Unrestricted electrolytic flow in an open channel. (B) Polarisation of an electronically conductive grain, blocking a channel

POLARIZZAZIONE INDOTTA (IP) - MECCANISMI

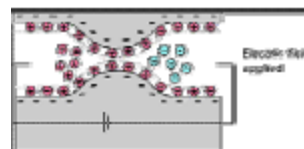
A livello microscopico sono quindi i granuli di minerale conduttivo che si polarizzano, ma effetto macroscopico di masse che globalmente possono essere considerate polarizzate.



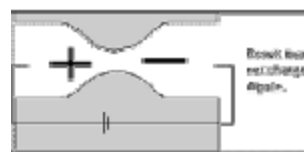
Polarizzazione elettrolitica o di membrana
 Due cause principali:
 A) Fattori geometrici (restringimenti di condotti tra i granuli)



Membrane polarization occurs when pore space narrows to within several boundary layer thicknesses.



Charges accumulate when an electric field is applied.



Result is a net charge dipole which adds to any voltage measured at the surface.

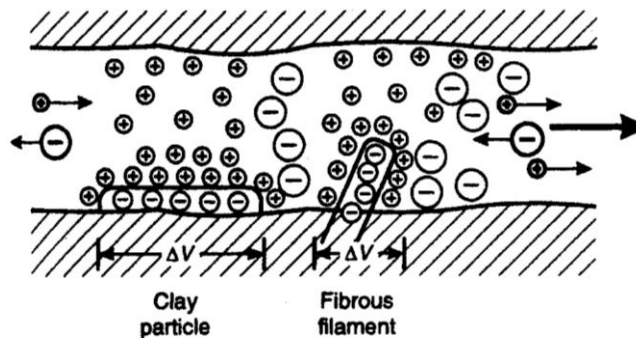
POLARIZZAZIONE INDOTTA (IP) - MECCANISMI

La superficie dei granuli rocciosi a contatto con fluidi acquosi tende a essere carica negativamente e ad attrarre cariche positive (cationi) → livello con spessore dell'ordine di $100\mu\text{m}$.

Se diametro condotto $\approx 1/10\text{mm}$ e corrente applicata anioni "bloccati" → polarizzazione.

B) Presenza di minerali argillosi

Tendono ad assumere una carica negativa che attrae particelle positive. In maniera analoga alla grain polarization quando viene applicata una corrente elettrica il materiale si polarizza per distribuzione non omogenea delle cariche.



Numerosi tentativi per ricavare informazioni quantitative. Modelli non sempre affidabili e validi solo per casi particolari → Fenomeni di polarizzazione dei dielettrici in mezzi eterogenei ed anisotropi non ancora completamente chiariti → non è possibile prevedere l'andamento della curva di decadimento e confrontare curve misurate con curve calcolate sulla base di modelli del sottosuolo.

POLARIZZAZIONE INDOTTA (IP): BASI FISICHE

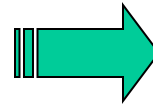
Richiamando quanto già visto per fenomeni di conduzione per flusso di cariche (elettroni o ioni) e per polarizzazione (distribuzione non omogenea di cariche → Accumulo) valutiamo quali sono i parametri che descrivono dal punto di vista fisico il fenomeno.

Flusso

Immagazzinamento
(storage)

$$J_C = \sigma E$$

$$J_P = \frac{\partial D}{\partial t} = i\omega \varepsilon E$$



$$J^* = J_C + J_P = (\sigma + i\omega \varepsilon) E = \sigma^* E$$

La conduttività è quindi una grandezza complessa, ma anche la permittività dielettrica lo è, nella forma:

$$\varepsilon = \varepsilon' + i\varepsilon''$$

Pertanto: $\sigma^* = \frac{1}{\rho^*} = i\omega \varepsilon^*$ essendo $\sigma^* = \sigma' + i\sigma''$ e $\varepsilon^* = \varepsilon' + i\varepsilon''$

Le conduttività e permittività dielettriche effettive saranno quindi mutualmente interdipendenti e descritte dalle relazioni seguenti da cui si evince che non è possibile misurare separatamente gli effetti di conduzione da quelli di polarizzazione in un mezzo in cui coesistono in due fenomeni.

$$\sigma_{eff} = \sigma' + i\omega \varepsilon''$$

Flusso

$$\varepsilon_{eff} = \varepsilon' - i \frac{\sigma''}{\omega}$$

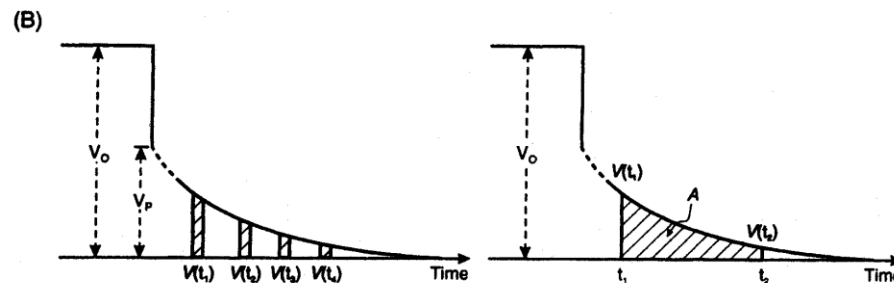
Immagazzinamento

POLARIZZAZIONE INDOTTA (IP): MISURA

Si usano di solito configurazioni Dipolo/Dipolo con Elettrodi di misura e di corrente con spaziatura da 1m (analisi di tipo ambientale di dettaglio) fino a decine o centinaia di metri (studi di acquiferi, studio di aree mineralizzate)
 Ovviamente le correnti introdotte saranno diverse (alcuni Ampere) con voltaggi fino a 1000-2000V per misurare Overvoltage apprezzabili a grandi distanze.
 Profondità di indagine $\approx 1/8-1/10$ lunghezza stendimento.

MISURE NEL DOMINIO DEL TEMPO

Si basano su diverse misure del voltaggio residuo dopo l'interruzione di immissione della corrente nel sottosuolo in funzione del tempo.



Strumentalmente è impossibile misurare il valore V_p al tempo t_c . Si effettuano quindi serie di misure ad intervalli definiti dall'operatore (dell'ordine di 0.5s) in un tempo breve (0.05-0.1s). Invece di considerare la curva di decadimento si utilizzano quantità che ne rappresentano le caratteristiche in maniera indiretta.

Caricabilità effettiva $M = V_P / V_0$ [mV/V o %]

per i mezzi geologici non può venire misurata, ma si misura la caricabilità apparente (situazione simile alle misure di resistività)

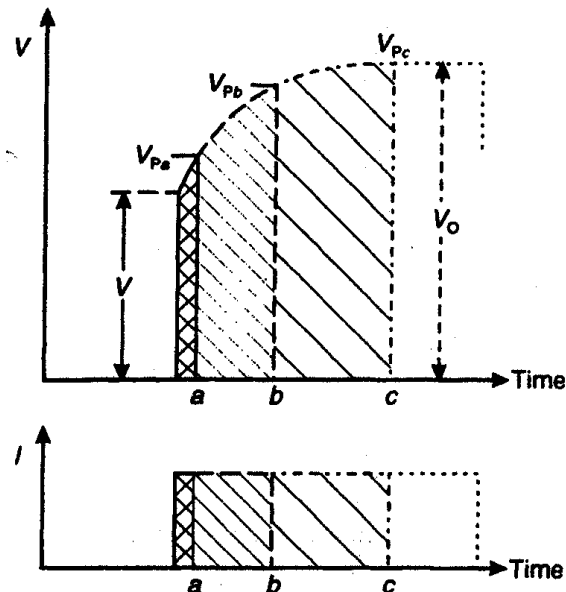
POLARIZZAZIONE INDOTTA (IP): MISURA

Caricabilità apparente $M_a = \frac{1}{V_0} \int_{t_1}^{t_2} V_P(t) dt = \frac{A}{V_0} \text{ [ms]}$

I fenomeni di polarizzazione (e depolarizzazione) dipendono dal tempo di immissione delle correnti elettriche e provocano differenze di potenziale > per tempi > (ovvero frequenze più basse)

→ Caricabilità apparente > per tempi di energizzazione > ($f \downarrow$)

→ Resistività apparente > per tempi di energizzazione > ($f \downarrow$) essendo $\Delta V/I=R$ e ...

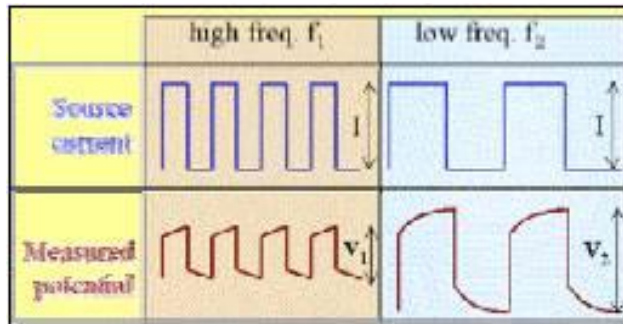


POLARIZZAZIONE INDOTTA (IP): MISURA

MISURE NEL DOMINIO DELLA FREQUENZA

Si considera $V_p(f)$ e si utilizzano valori diversi di resistività apparente legati a frequenze diverse come rappresentativi dei fenomeni di polarizzazione.

Si usano (almeno) 2 frequenze di misura (ad es. 0.1 e 5Hz → Periodi rispettivamente di 10 e 0.2s oppure 0.3 e 2.5Hz).



Esempio teorico di misure a 2 frequenze diverse

Frequency Effect (FE)

$$FE = \frac{\rho_{a2} - \rho_{a1}}{\rho_{a1}}$$

0

PFE

$$PFE = 100 \left(\frac{\rho_{a2} - \rho_{a1}}{\rho_{a1}} \right) = 100FE$$

Valori che tendono a 0 indicano materiali molto poco polarizzabili

Metal Factor (MF)

$$MF = A(\rho_{a2} - \rho_{a1}) / (\rho_{a2}\rho_{a1}) = A(\sigma_{a1} - \sigma_{a2})$$

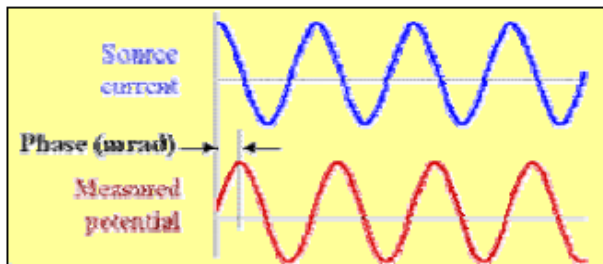
$$A = 2\pi \times 10^5$$

Utilizzato soprattutto per evidenziare minerali metallici diffusi

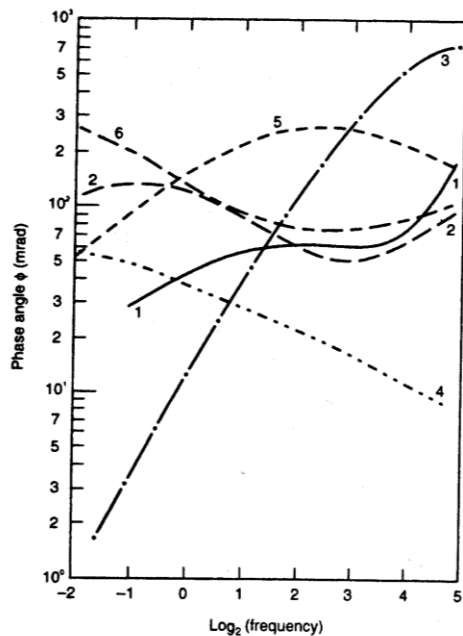
POLARIZZAZIONE INDOTTA (IP): MISURA

SPECTRAL IP o COMPLEX RESISTIVITY

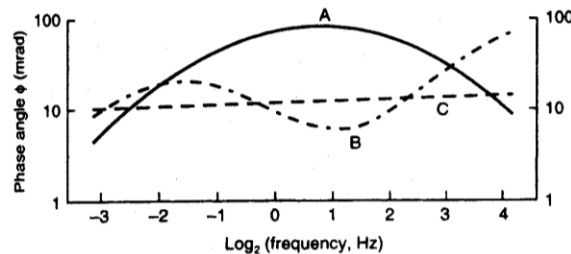
Si considera $V_p(f, \Phi)$ e le tecniche sono analoghe a quelle di misura delle proprietà dielettriche dei materiali in laboratorio. Strumentazioni complesse, impiego limitato fondamentalmente al riconoscimento del tipo di mineralizzazione in prospezioni minerarie. Nuove ricerche per correlare la risposta a granulometria → ACQUA



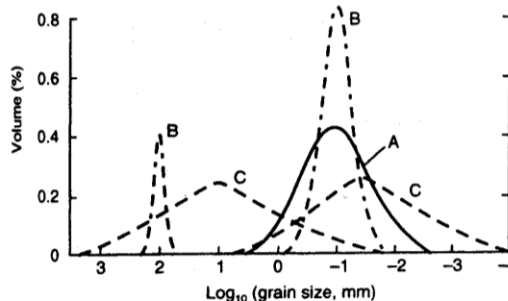
Variazioni di fase



1. Porphyry copper (low concentration)
2. Porphyry copper (high concentration)
3. Magnetite
4. Pyrrhotite
5. Massive sulphide
6. Graphite

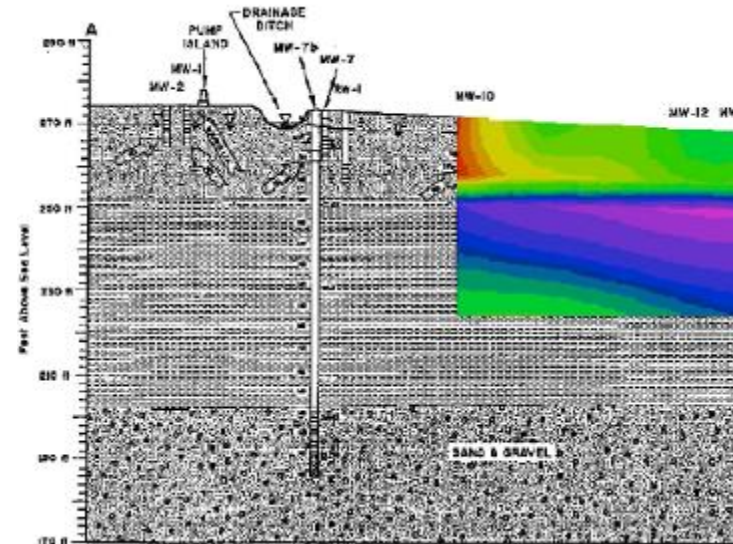
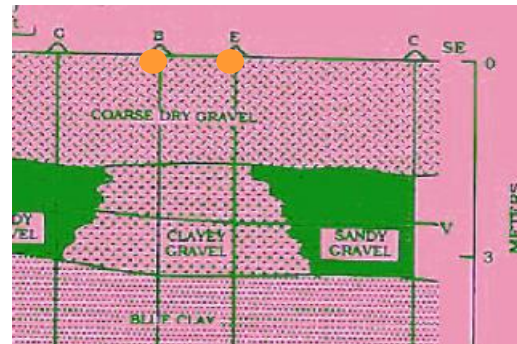
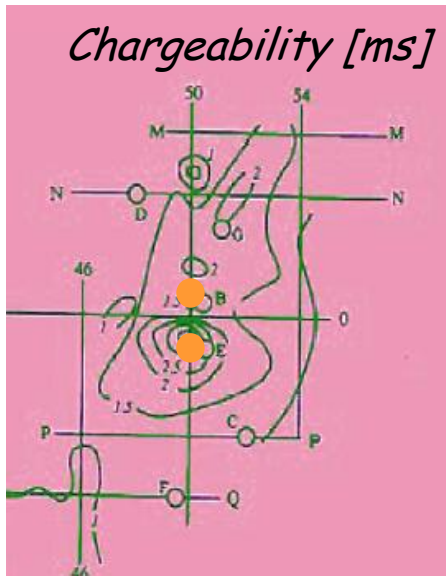
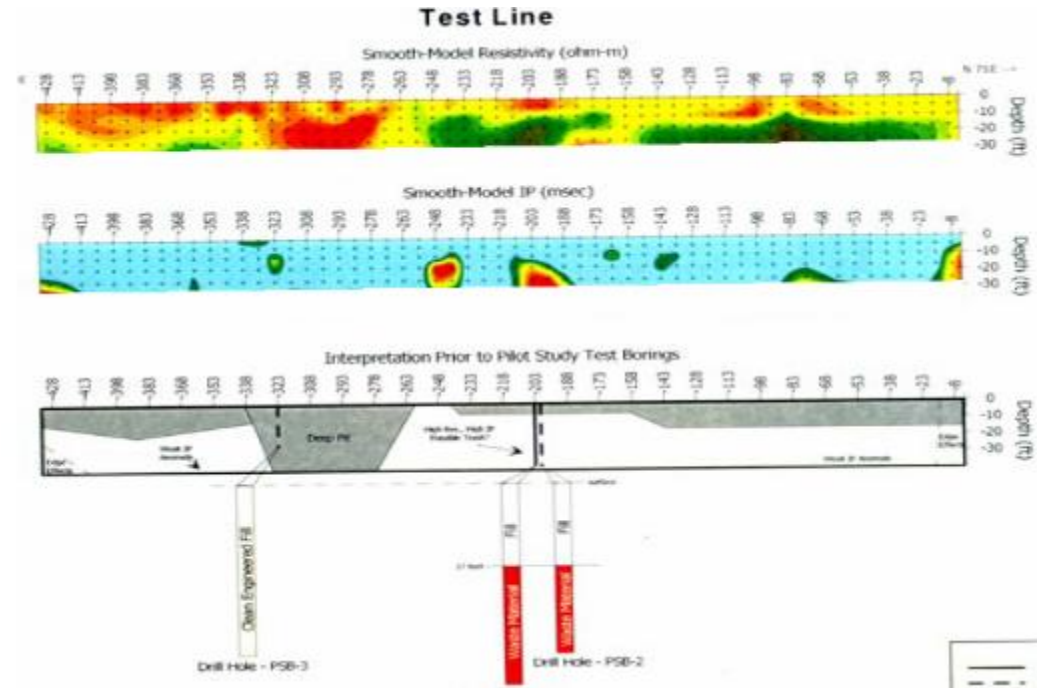


Analisi SPETTRALI su diversi minerali e su diverse granulometrie



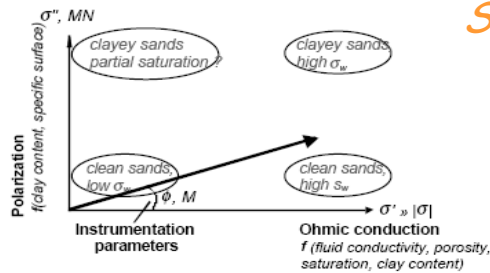
POLARIZZAZIONE INDOTTA (IP): ESEMPI

Spesso uso dell' IP con metodi di resistività (e SP) → sono complementari dal momento che si basano su approcci diversi per lo studio di fenomeni fisici correlati



POLARIZZAZIONE INDOTTA (IP): ESEMPI

IP measures of polarization



Slater, 2006

KEY:

σ'' = imaginary conductivity ϕ = phase angle
 σ' = real conductivity M = chargeability
 $|\sigma|$ = conductivity magnitude MN = normalized chargeability
 σ_w = fluid conductivity

Figure 6: Plot of normalized chargeability (MN) against conductivity ($|\sigma|$) showing discrimination of clayey samples from clean sands (clay disseminated in sand)

La caricabilità normalizzata = $M_n = M/\rho$ fornisce un'ottima indicazione dell'importanza degli effetti di polarizzazione in un certo materiale → indicatore di sedimenti argillosi specie se diffusi

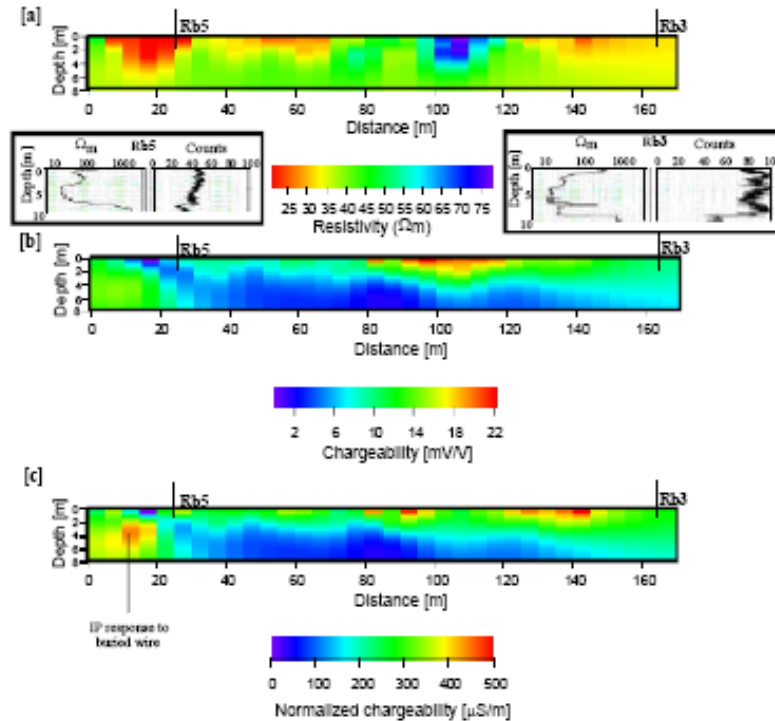


Figure 2: Results of 2D resistivity and IP imaging between Ellog wells Rb3 and Rb5 [a] resistivity [b] chargeability [c] normalized chargeability. Upper 10 m of Ellog wells shown for comparison.

Slater et al., 2000

POTENZIALITA' :

- Possibile uso integrato, complementarietà con altri metodi elettrici monitoraggi (discariche, falde)
- Sensibile ai minerali argillosi → informazione idrogeologica molto importante per l'ubicazione/produttività pozzi, altrimenti difficilmente ottenibile
- Utile sia per informazioni nella zona vadosa che satura
- Relativa rapidità di esecuzione e costi contenuti
- Sviluppo tecnico e teorico notevole

LIMITI:

- Richiede ottimo accoppiamento con il terreno degli elettrodi di potenziale (come SP)
- Segnali transienti (variabili nel tempo) valore assoluto 1 o 2 ordini di grandezza < rispetto a resistività → dati rumorosi
- Difficoltà teoriche/applicative per poter invertire i dati (dal dato misurato, "apparente" al valore "reale")
- In presenza di materiali conduttivi sub-superficiali è difficile ricavare informazioni in profondità
- Non univocità del dato e dipendenza dai parametri di misura (frequenze, parametri temporali, correnti utilizzate,...)
- Basi fisiche dei fenomeni di polarizzazione non ancora perfettamente spiegate per terreni naturali

METODI ELETTROMAGNETICI

Le leggi di Faraday e Ampere-Maxwell si possono combinare come:

$$\left. \begin{aligned} \nabla \times \mathbf{E} &= -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} = -\frac{\partial(\mu \mathbf{H})}{\partial t} \\ \nabla \times \mathbf{H} &= \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} + \mathbf{I} = \frac{\partial(\epsilon \mathbf{E})}{\partial t} + \sigma \mathbf{E} \end{aligned} \right\} \Rightarrow \left. \begin{aligned} \nabla^2 \mathbf{E} &= \mu \sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} + \epsilon \mu \frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial t^2} \\ \nabla^2 \mathbf{H} &= \mu \sigma \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} + \epsilon \mu \frac{\partial^2 \mathbf{H}}{\partial t^2} \end{aligned} \right\} \begin{array}{l} \text{Equazioni delle} \\ \text{onde} \\ \text{elettromagnetiche} \end{array}$$

Regime di induzione (*Metodi ELETTROMAGNETICI*):

$$f < 10^5 \text{ Hz} \rightarrow \mu \epsilon \omega^2 \ll \omega \mu \sigma$$

Prevalgono cioè le correnti di conduzione

La velocità di fase sarà dispersiva
con valori:

$$\nabla^2 \mathbf{E} = \mu \sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t}$$

$$v_{fase} = \sqrt{\frac{2\omega}{\mu \sigma}}$$

Regime di propagazione (*GPR*):

$$f > 10^7 \text{ Hz} \text{ o } 1/\rho = \sigma = 0 \rightarrow \mu \epsilon \omega^2 \gg \omega \mu \sigma$$

Prevalgono le correnti di spostamento
(displacement) o polarizzazione

La velocità di fase sarà:

$$\nabla^2 \mathbf{E} = \epsilon \mu \frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial t^2}$$

$$v_{fase} = \frac{1}{\sqrt{\mu \epsilon}} \approx \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r}}$$

METODI ELETTROMAGNETICI

I "Metodi Elettromagnetici" utilizzati in geofisica sono numerosissimi e variano per principio di funzionamento, dominio delle misure, strumentazione, valori misurati, campi di applicazione, ...

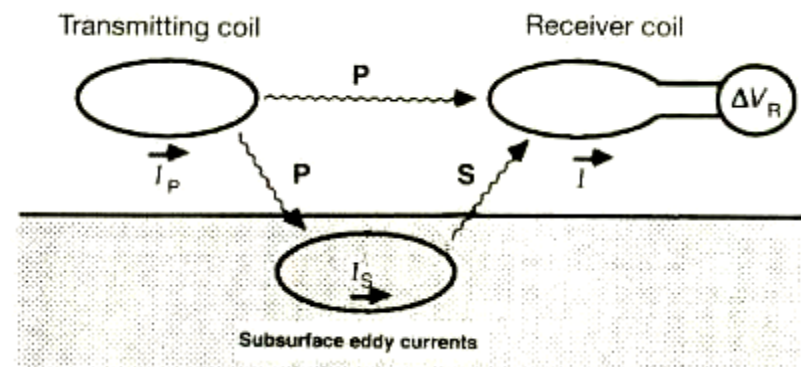
Il principio di funzionamento è quello di generare un campo elettromagnetico primario che si propaga al di sopra e nel terreno dove, se ci sono materiali conduttivi, si originano correnti indotte (dalla variazione della componente magnetica del campo incidente). Queste correnti provocano un campo EM secondario che viene "registrato", assieme a quello primario da un "ricevitore"

L'interazione tra campi EM e il terreno può essere pensata anche come un'interazione tra tre diversi sistemi:

- 1) Una bobina trasmittente (cioè che immette corrente elettrica) e una bobina ricevente (campo primario)
- 2) Una bobina trasmittente e una "bobina del terreno" (produzione di correnti indotte nel terreno)
- 3) Una "bobina del terreno" ed una bobina ricevente (misura del campo secondario indotto)



La misura dell'intensità e delle caratteristiche di questo campo indotto fornisce informazioni sulle caratteristiche del sottosuolo →
INFORMAZIONE GEOFISICA



METODI ELETTROMAGNETICI - CLASSIFICAZIONE

ERT	elettrodi a contatto diretto con il terreno	DC o <50Hz	$\Delta V \rightarrow \rho$	mappatura ρ
Method	Source characteristics	Frequency	Parameters measured	Principal application
VLF	far-field source, radio transmitter	single	tilt angle	mapping structure
AMT	natural EM source	broadband	E, B	resistivity sounding
CSAMT	intermediate-field, electric bipole	broadband	E, B, \emptyset	resistivity sounding
HLEM (Slingram)	near-field source, mobile loop	variable	B	mapping, shallow sounding vary $x(T,R)$
GCM (ground-conductivity meter)	near-field source, mobile loop	single	B	mapping, simple sounding vary $x(T,R)$
TDEM/TEM	near-field source, mobile loop, $x(T,R)$ variable	time domain	dB/dt	mapping, vary $x(T,R)$; sounding, vary time
	central loop, $x(T,R)$ fixed		dB/dt	sounding, vary time-window
GPR	Antenne accoppiate con il terreno	UHB	riflessioni onde	numerossime indagini a scala medio-piccola

METODI Magnetotellurici (Attivi o Passivi)

METODI Continuous-Wave o Frequency Domain (FDEM)

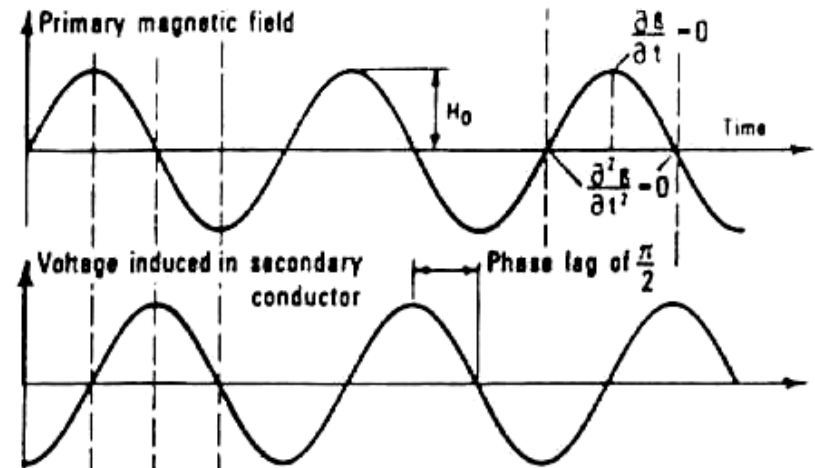
METODI Pulse Transient EM (TEM) o Time-Domain EM (TDEM)

Note:

E , electric field; B , magnetic field; \emptyset , phase; $x(T,R)$, horizontal separation between transmitter and receiver coils.

METODI ELETTROMAGNETICI

"Continuous Wave" si riferisce al fatto che la bobina trasmittente (trasmettitore) produce una forma d'onda che varia nel tempo (di solito in maniera sinusoidale) e viene diffusa in continuo mentre vengono effettuate le misure.



"Frequency Domain" si riferisce al fatto che l'acquisizione (ed elaborazione) viene effettuata su dati relativi a specifiche frequenze (una o più).

Metodi Passivi: si usano campi elettromagnetici naturalmente presenti e variabili nel tempo (attività della magnetosfera, temporali,...) → correnti magnetotelluriche

Metodi Attivi: Usano campi elettromagnetici artificiali per creare correnti nel terreno (campi elettromagnetici e correnti indotte → fenomeno di induzione elettromagnetica:

A) in campo vicino (near field) → Ground Conductivity Meters

B) a grande distanza dalla sorgente (far field) → Metodi VLF

METODI ELETTROMAGNETICI

Sistemi induttivi → principio dell'INDUZIONE elettromagnetica

A) Small Loop: molti sistemi FDEM (es. Geonics EM31, EM34-3, EM38) chiamati anche "Ground conductivity meter" e qualche TDEM



B) Large Loop (>5m÷100m): La maggior parte dei sistemi TDEM, molti dei quali aviotrasportati



METODI ELETTROMAGNETICI- FDEM

Nelle strumentazioni nel dominio della frequenza (FDEM) la corrente trasmessa varia sinusoidalmente nel tempo ad una fissata frequenza, La strumentazione FDEM è composta da una bobina trasmittitrice e da un ricevitore. La corrente alternata sinusoidale nella bobina trasmittente genera un campo elettromagnetico alternato nel terreno.

La corrente misurata dal ricevitore è la somma delle correnti dovute al campo elettromagnetico creato dal flusso di correnti "eddy current", (causate dalla variazione del campo EM indotto) nel sottosuolo e il campo magnetico principale creato dalla bobina trasmittitrice propagato attraverso l'aria. Quest'ultimo non dà informazioni utili al contrario del primo che fornisce informazioni sulle caratteristiche elettromagnetiche del sottosuolo.

Acquisizioni FDEM (originariamente chiamate Slingram)

Per eseguire un'indagine di questo tipo è necessario un operatore che trasporta una piccola bobina trasmittente, generalmente multifrequenza, che funge da dipolo verticale o orizzontale ed un operatore ricevente distante alcuni metri, che misura le componenti in fase ed in quadratura del campo magnetico verticale alle diverse frequenze. La componente in quadratura è proporzionale allo sfasamento tra l'onda emessa dal trasmettitore e quella ricevuta, ed è una misura indiretta della σ o ρ apparente del terreno tra le due bobine. Altri sistemi hanno bobine rigidamente collegate e possono essere utilizzati da un solo operatore.

METODI ELETTROMAGNETICI - FDEM

La profondità di esplorazione in questo tipo di indagini è funzione sia dello spazio tra le bobine, (m-decine di metri), sia della frequenza/e utilizzata/e (sia della disposizione delle bobine)

Strumento	Frequenza	Distanza tra le spire
EM31	9800 Hz	3.7 m
EM34-3	6400,1600,400	7.5,15,30 m
EM38	13200 Hz	1 m

Strumenti a distanza e frequenza fissa → un unico valore di conduttività
Si possono quindi effettuare misure di conduttività o resistività simili ai SEV o simili alla ERT operando in 2 modi:

A) variando la distanza tra le spire → > distanza → > profondità che condiziona le correnti indotte → **VARIAZIONE GEOMETRICA**

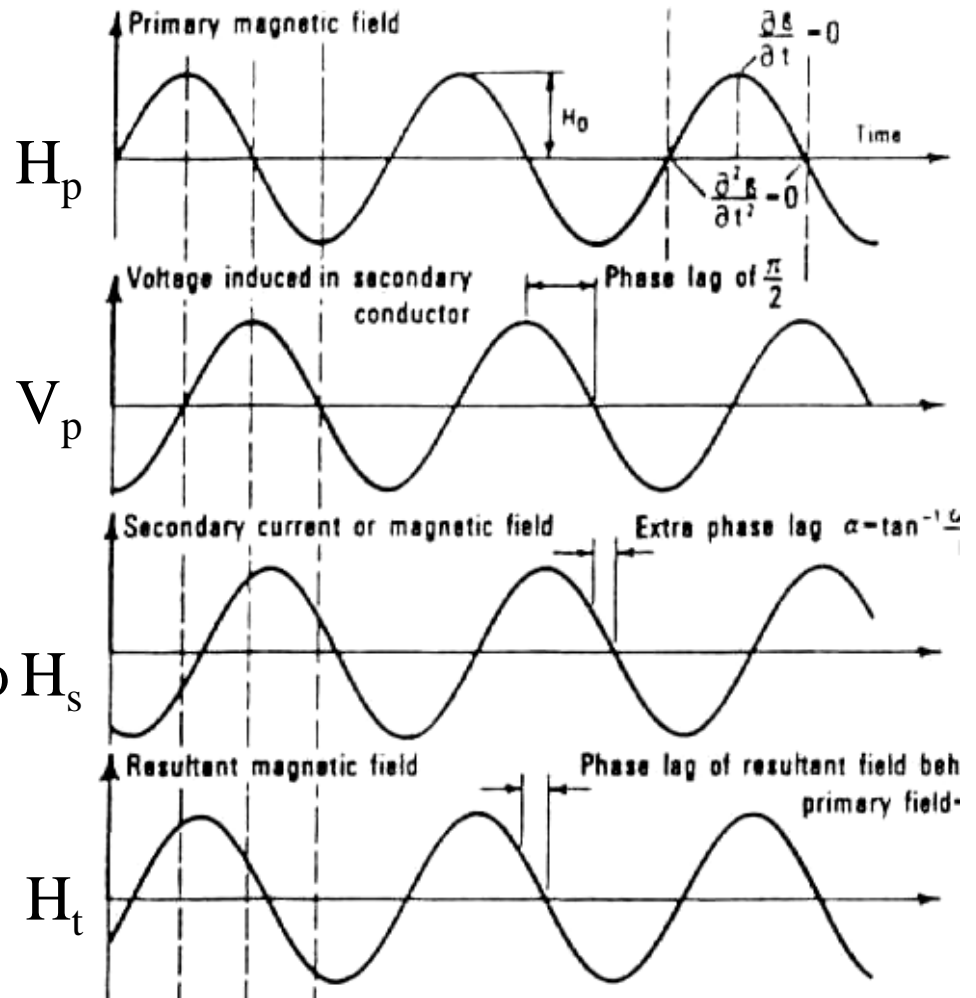
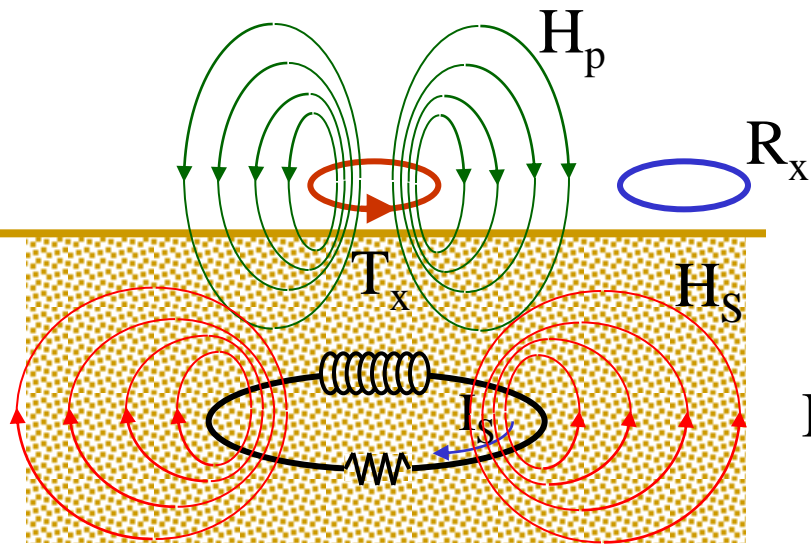
B) variando la frequenza → > frequenza → < profondità di investigazione → **VARIAZIONE PARAMETRICA**

Attualmente strumenti multifrequenza di piccole dimensioni (basta un operatore) → informazioni a varie profondità.



GEM300 della GSSI

Quindi:

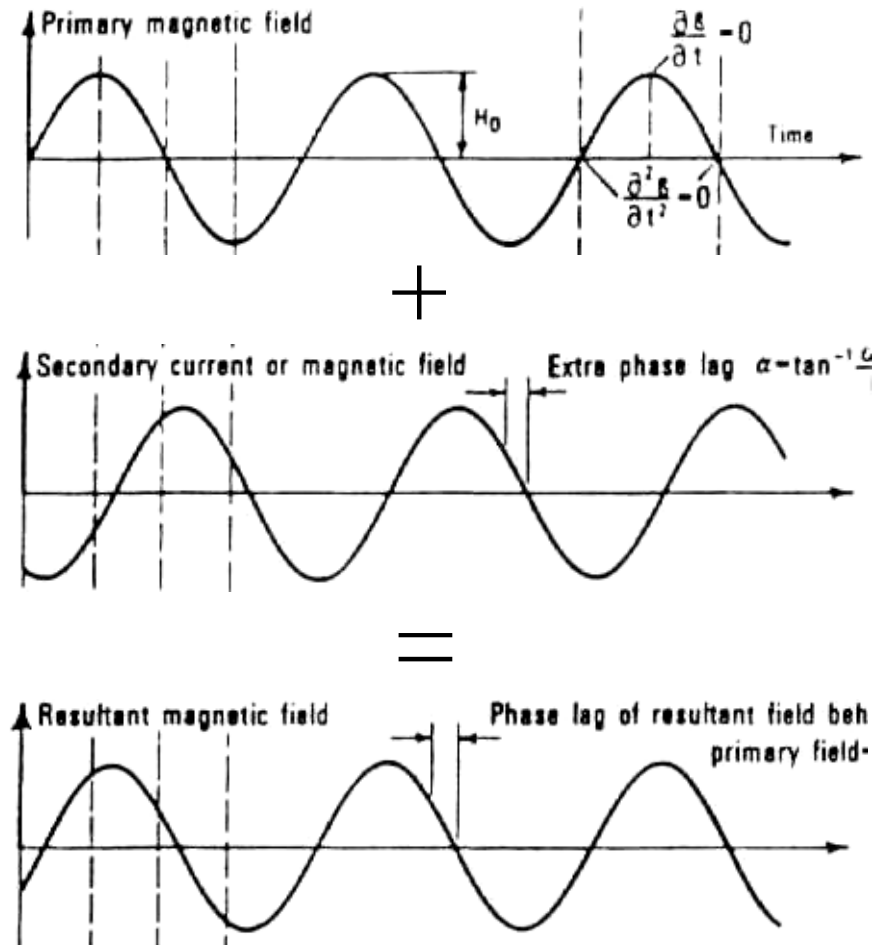
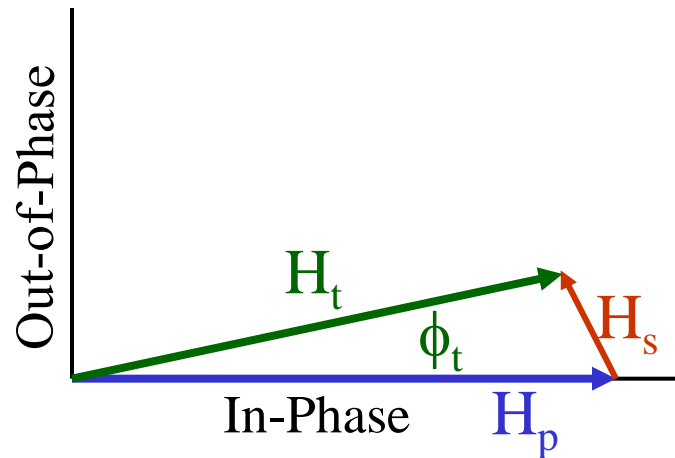


Problema: misurare le sole componenti legate alle correnti secondarie indotte dal terreno.

METODI ELETTROMAGNETICI - FDEM

Per le normali distanze tra bobine il campo primario è vari ordini di grandezza maggiore di quello indotto.

Inoltre, gran parte della variazione di fase è dovuta all'induzione primaria (variazione di fase di $\pi/2$) rispetto a quella legata alle correnti indotte (current lag)

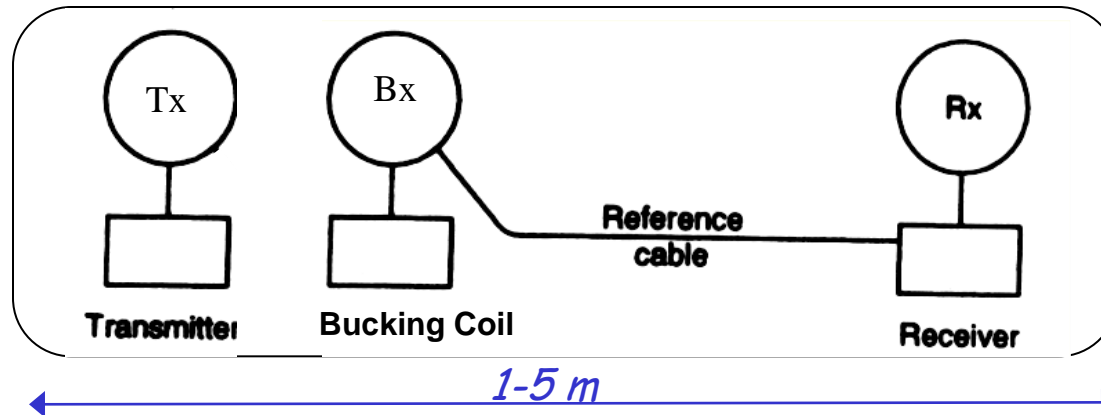


Operativamente:

- O si annulla il campo primario con una bobina aggiuntiva (bucking coil)
- O si registra il campo totale rimuovendo analiticamente tutti gli effetti non legati alle correnti secondarie indotte dal terreno.

METODI ELETTROMAGNETICI - FDEM

Rimozione del campo primario con una bobina aggiuntiva. Sistema rigido a distanze costanti



La bobina aggiuntiva rimuove esattamente la componente (costante per un dato sistema) legata al campo primario H_p



METODI ELETTROMAGNETICI - FDEM

Quali sono i parametri che vengono **EFFETTIVAMENTE** utilizzati?

- Ampiezza e Fase del campo risultante → **NON SPESSO**
- Componenti in fase e in opposizione di fase (90°) del campo indotto → **TALORA UTILIZZATO**
- **CONDUTTIVITA'** (solamente per sistemi coassiali e complanari) → **MOLTO DIFFUSO**

$$\sigma = \frac{1}{\rho} \cong \left(\frac{H_s}{H_p} \right) \frac{4}{\mu \omega r^2}$$

L'espressione è valida solamente se la distanza tra le bobine è minore della "Skin depth" definita come:

$$A_z = A_0 e^{-1} \quad \text{Skin depth} \quad \delta = \sqrt{\frac{2}{\mu \omega \sigma}} \cong \frac{503}{\sqrt{f \sigma}} \quad \text{profondità a cui l'ampiezza } A_z \text{ cala di } 1/e \text{ (37\%)} \text{ rispetto ad } A_0$$

Un valore indicativo di profondità di indagine è dell'ordine di $\delta/5$

Inoltre, la distanza tra le bobine dovrà essere grande rispetto al diametro (almeno 5-6 volte). Per un semispazio omogeneo e isotropo il valore ottenuto rappresenta la conducibilità reale, se il semispazio non è omogeneo (la norma) il valore sarà **APPARENTE** → possibilità di **INVERSIONE** → ricavare i valori **REALI** nel sottosuolo.

METODI ELETTROMAGNETICI - FDEM

Risoluzione

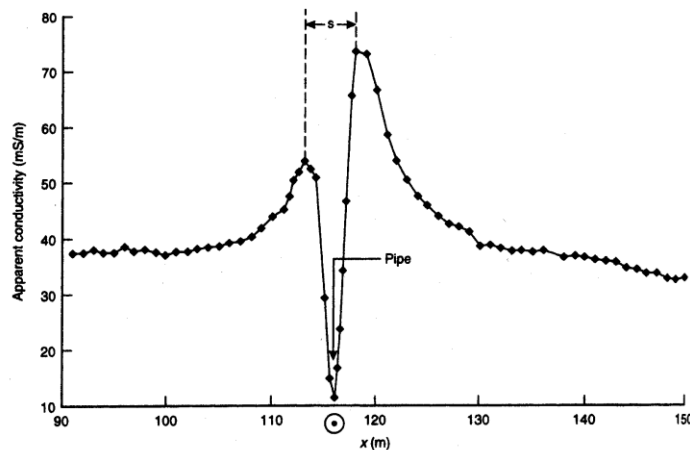
Dipende dal rapporto tra dimensioni degli oggetti (conduttori) e la spaziatura tra le bobine:

Un rapporto piccolo produrrà a parità di altre condizioni (ad es. disposizione bobine) anomalie localizzate al passaggio delle bobine sul target, un rapporto grande anomalie più grandi.

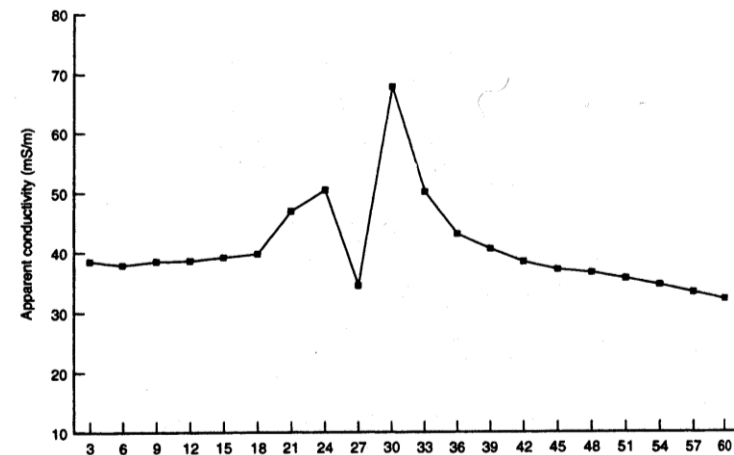
Risoluzione diminuisce con la profondità

Profondità max di investigazione fino a 6-10 volte la distanza tra le spire.

Densità di misure adeguata lungo i profili altrimenti aliasing spaziale: non si individuano I piccoli oggetti.



Campionamento **CORRETTO**



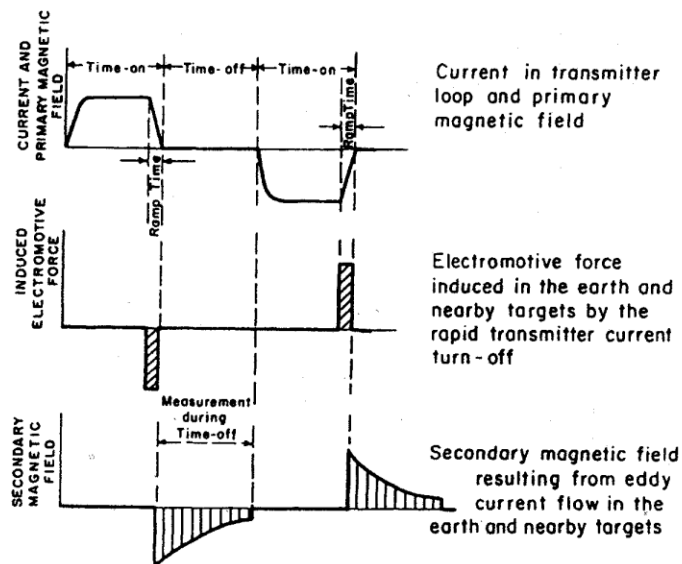
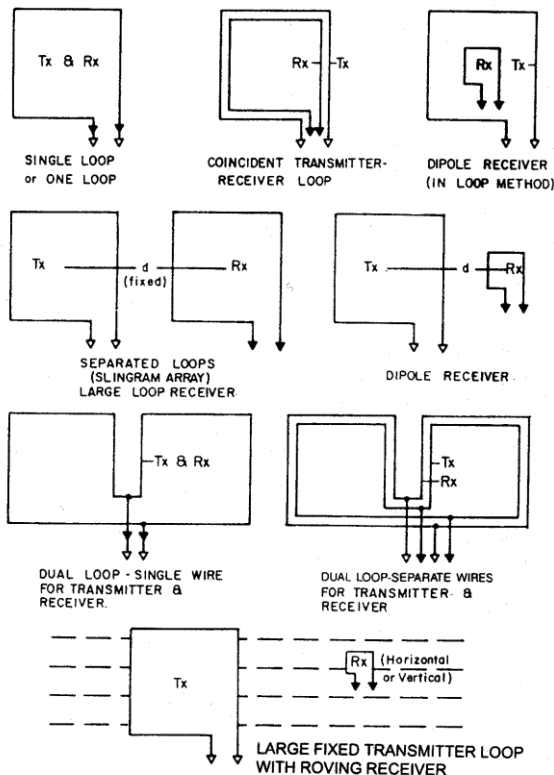
Campionamento **INSUFFICIENTE** per Ricostruire in dettaglio la forma teorica, ma...

METODI ELETTROMAGNETICI - TDEM

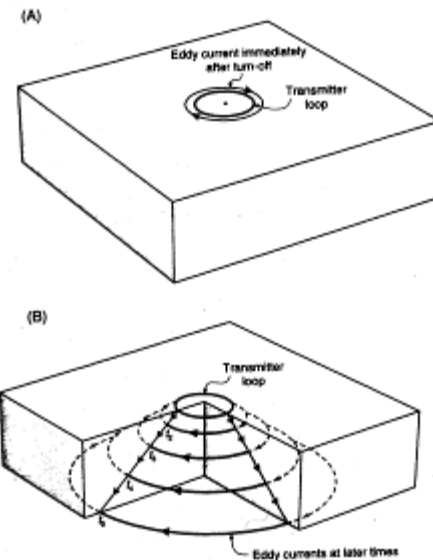
Nelle strumentazioni nel dominio del tempo (TDEM) il campo primario è applicato come un'onda quadra simmetrica (10-50ms) → campo secondario misurato una volta interrotta l'immissione di corrente → si crea una variazione del campo elettromagnetico → correnti indotte → decadimento correnti legato alle **PROPRIETA' DEL SOTTOSUOLO**

Si può utilizzare come ricevitore anche lo stesso trasmettitore (configurazione monostatica), oppure muovere il solo ricevitore o entrambi.

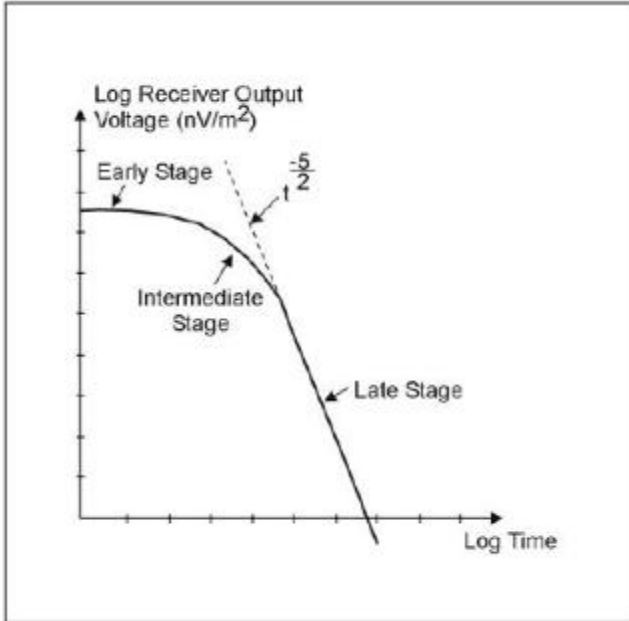
configurazioni TDEM



Principio di funzionamento



Tempi di misura crescenti
→ Informazioni a profondità crescente



Output voltage

$$e(t) = \frac{k_1 M \sigma^{3/2}}{t^{5/2}}$$

$e(t)$ = output voltage from a single-turn receiver coil of area 1 m^2

k_1 = a constant

M = magnetic moment: product of Tx current and area ($\text{A}\cdot\text{m}^2$)

σ = terrain conductivity ($\text{siemens/m} = \text{S/m} = 1/\Omega \text{ m}$)

t = time (s)

$$\rho_a(t) = \frac{1}{\sigma_a(t)} = \frac{k_2 M^{2/3}}{e(t)^{2/3} t^{5/3}}$$

*Dalla curva misurata di decadimento del voltaggio in funzione del tempo conoscendo i parametri geometrici del sistema è possibile ricavare la **RESISTIVITA'** (o **CONDUTTIVITA'**) apparente in funzione del tempo (e quindi della profondità).*

I dati possono quindi essere presentati come: sondaggi verticali, profili, mappe a tempi (profondità costanti), rappresentando una di queste grandezze:

- *il Voltaggio misurato in funzione del tempo*
- *il Voltaggio misurato per tempi ben determinati*
- *valori di **RESISTIVITA'** apparente → molto usato*

Possibilità di inversione, ma non semplice

Profondità di investigazione può partire da profondità molto piccole se viene misurato il campo indotto immediatamente (millisecondi) dopo l'interruzione del campo primario fino a valori di centinaia/migliaia di metri.

Profondità maggiore per circuiti trasmettenti di dimensioni > e campi più intensi, ma → < risoluzione

Profondità maggiore per offset più grandi tra T e R

Ordine di grandezza max profondità di investigazione con noise accettabile 2-3 volte dimensioni del circuito trasmettente.

Il valore massimo del campo elettromagnetico si propaga in profondità con una velocità chiamata di diffusione: $v=(2\sigma\mu t)^{-1/2}$

Diffusion Depth $d = \sqrt{\frac{2t}{\mu\sigma}}$ *esprime la profondità a cui il campo*

elettromagnetico transiente assume il valore massimo. E' l'analogo nel dominio del tempo della skin depth nel dominio delle frequenze.

METODI ELETTROMAGNETICI - ESEMPI DI APPLICAZIONE

UD2

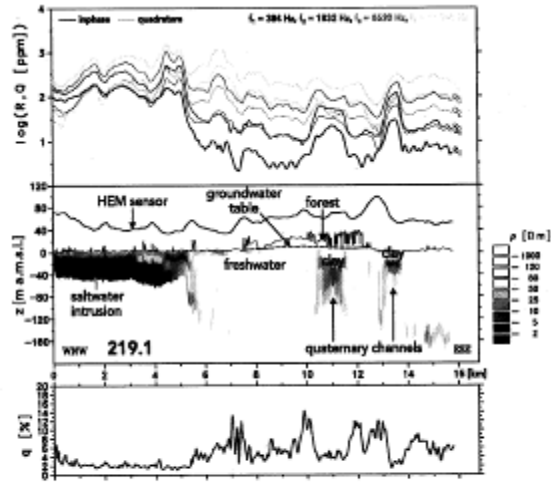
I metodi si basano sulla presenza di conduttori nel sottosuolo. In ambito geologico varie situazioni di interesse:

- Zona asciutta/insatura (poco conduttiva) rispetto a zona satura (+ conduttiva)*
- Acqua dolce (poco conduttiva) rispetto ad acqua salata (+ conduttiva)*
- Zone inquinate rispetto a zone non inquinate (conduttività dipende da soluzioni)*
- Sedimenti argillosi (+ conduttivi) rispetto a sedimenti più grossolani*
- Zone ad intensa fratturazione (di solito + conduttive) rispetto a aree compatte*
- Limiti laterali, lenti, faglie, ...*

*Differenze dovute ai tipi di sistemi utilizzati e alle loro caratteristiche: di solito metodi FDEM utilizzati per piccole profondità (<50m) → acquiferi in sedimenti sciolti o per porosità secondaria
metodi TDEM per profondità maggiori fino a varie centinaia di metri → studi di acquiferi in sedimenti sciolti a porosità primaria*

Possibilità di correlazione con altre metodologie → taratura → estrapolazione di informazioni altrimenti solo puntuali.

METODI ELETTROMAGNETICI - ESEMPI DI APPLICAZIONE **FDEM** **UD2**

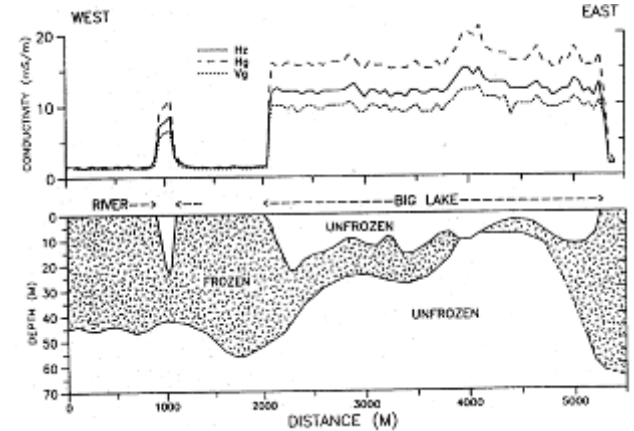


Intrusioni saline ed elementi idrogeologici

Fig. 4: Example for a vertical resistivity section (VRS): From top to bottom, the in-phase and out-of-phase (quadrature) values of the HEM data (in ppm) for four frequencies (f_1 - f_4), the 1-D resistivity models (ρ in $\Omega \cdot m$) using the topographic relief as base line (in m a.m.s.l.), and the misfit of the inversion q (in %) are displayed. The altitude of the HEM bird is plotted above the resistivity models.

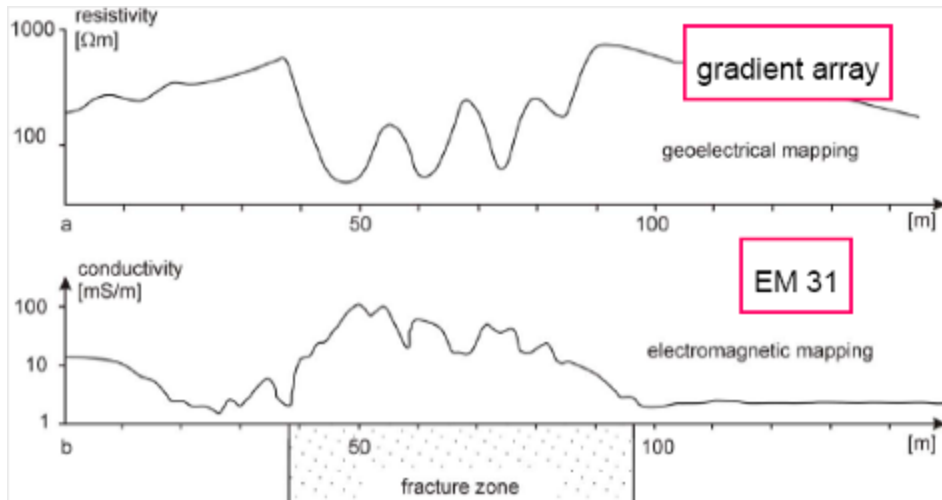
Simon e Steuer, 2005

Mappatura in zone a Permafrost



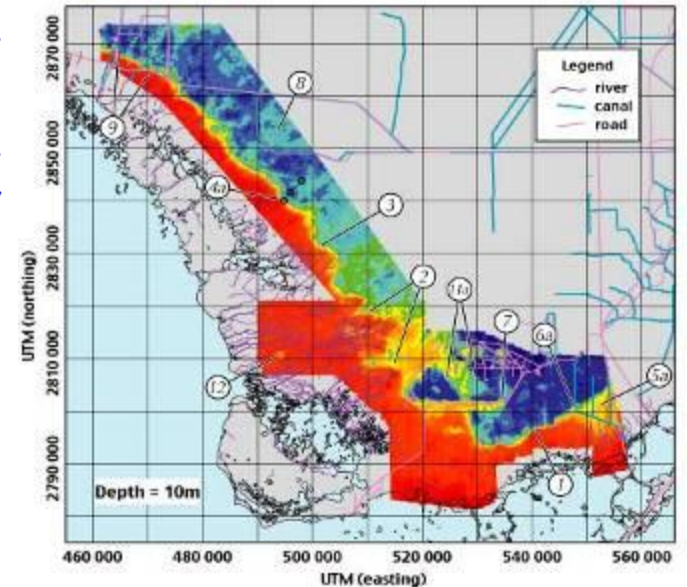
Todd et al., 1990

Correlazione resistività → cloruri → ingressione salina



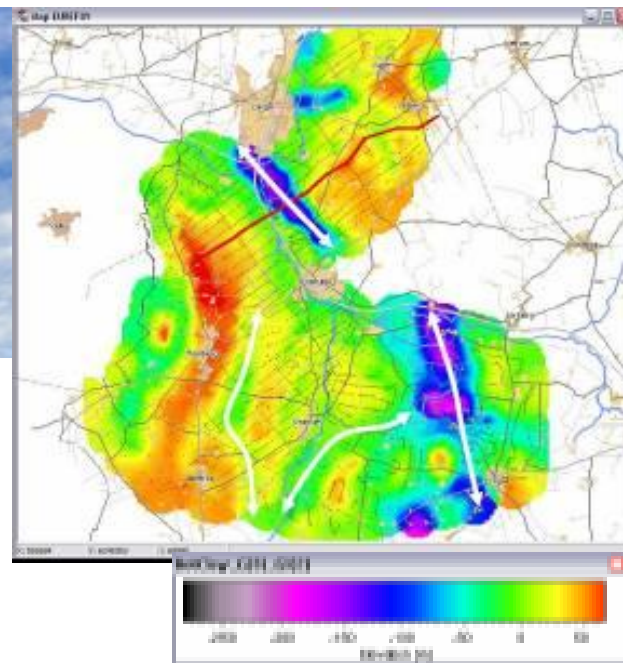
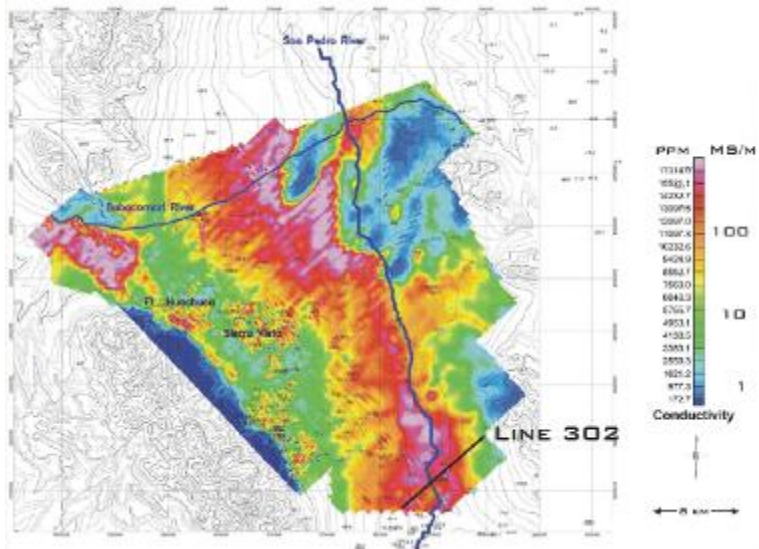
Diverso grado di fratturazione

Kirsch, 2004



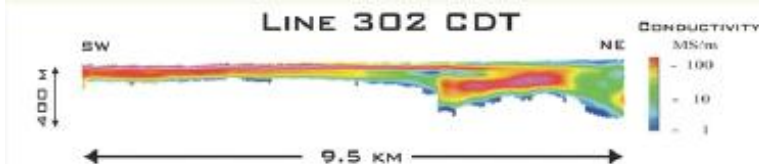
Grossman et al, 2005

METODI ELETTROMAGNETICI - ESEMPI DI APPLICAZIONE TDEM

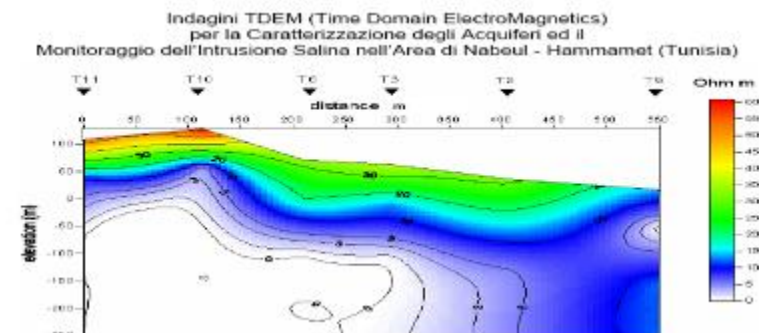


Unità idrogeologiche

Sørensen, 2004

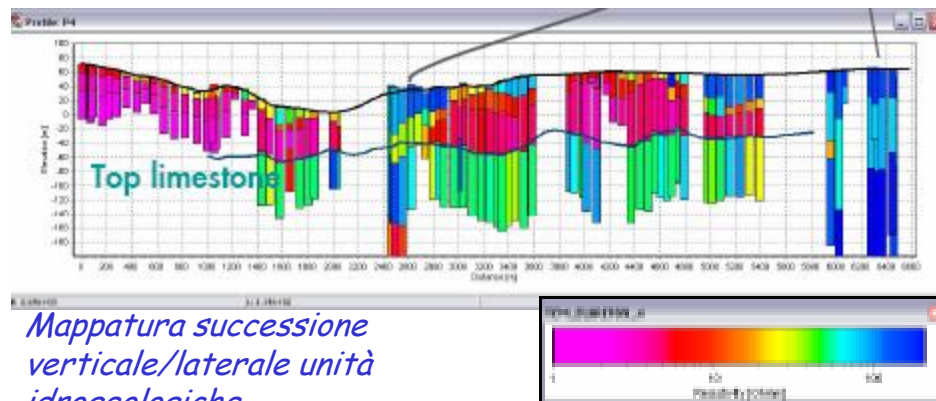


Potenzialità idrogeologica e situazione geologica Fitterman et al, 2004



Intrusione salina

Ranieri G., 2000



Mappatura successione verticale/laterale unità idrogeologiche

Sørensen, 2004

POTENZIALITA'



- Operazioni di misura non richiedono infissione nel terreno di elettrodi → produttività >> rispetto a misure di resistività convenzionali (aerei, elicotteri) e possibilità di uso in aree con difficoltà logistiche
- Strumentazioni mature con possibilità di utilizzo in situazioni molto diverse con configurazioni variabili (geometria, frequenze, tempi di misura,...)
- Grande profondità di penetrazione, non comparabile ad altri metodi elettrici
- Tecniche analoghe per indagare le porzioni più superficiali di terreno o quelle più profonde/ possibilità di indagini multiobiettivo
- Informazioni "globali" e "mediate" di diretta applicazione ad indagini idrogeologiche
- Costi di indagine contenuti rispetto ad altre tecniche

LIMITI



- Necessità di avere contrasti rilevanti di conduttività. Metodi non adatti a materiali molto resistivi
- Difficilmente applicabile in aree urbanizzate (linee elettriche, metalli, veicoli, tubazioni,...)
- Non univocità dei risultati. Effetti simili legati a situazioni idrogeologiche molto diverse.
- Limiti di risoluzione. Risultati non comparabili ad es. con GPR
- Inversione complessa e non sempre possibile, soprattutto nei casi 2D e 3D
- Strumentazioni costose, specie TDEM



Domande ???