

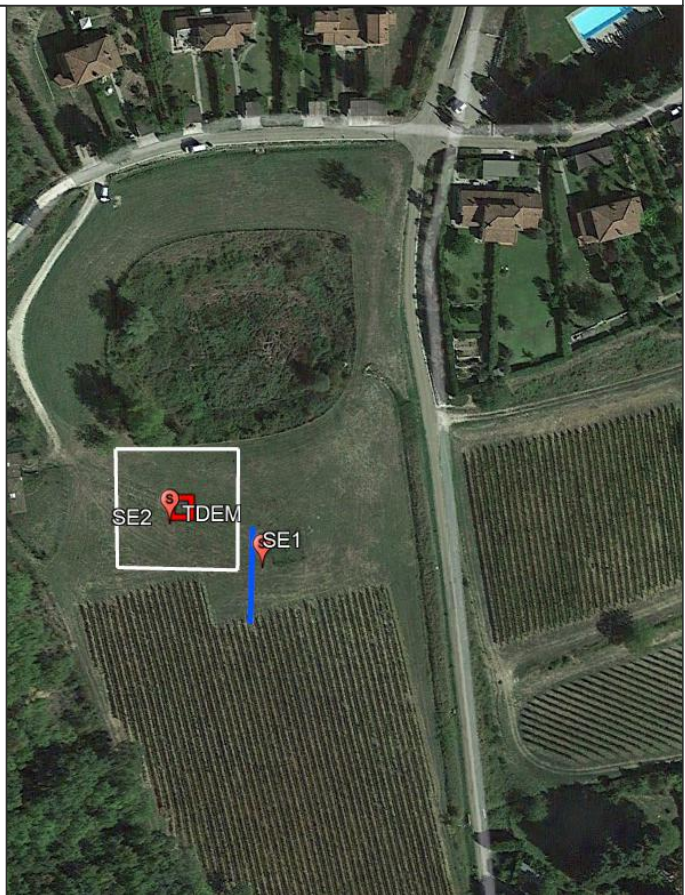
**COMUNE DI PONTASSIEVE (FI)**

**RELAZIONE TECNICA**

**Indagine geofisica di superficie mediante  
metodologia sismoelettrica, audio magnetotellurica ed elettromagnetica  
nel dominio del tempo (TDEM) per la ricerca di serbatoi acquiferi**

**Committente: Consorzio Le Fonti  
Monteloro**

**Cantiere: via di Pagnolle**



**4 Aprile 2024**

SISMOELETTRICA S.r.l.  
Via La Marmora 51  
50121 Firenze  
[www.sismoelettrica.it](http://www.sismoelettrica.it)  
[info@sismoelettrica.it](mailto:info@sismoelettrica.it)  
3290723618

Il Tecnico:  
  
**Geol. Francesco Cintelli**  
Ordine dei Geologi della Toscana n° 1460  


**SOMMARIO:**

1

1 – PREMESSA.....	2
2 – INQUADRAMENTO GEOLOGICO ED IDROGEOLOGICO .....	5
3 – PROSPEZIONE MEDIANTE METODO ELETTROMAGNETICO NEL DOMINIO DEL TEMPO (TDEM) .....	6
3.1 – STRUMENTAZIONE UTILIZZATA .....	8
3.2 – RISULTATI DELL’INDAGINE.....	8
4 - PROSPEZIONE AUDIO-MAGNETOTELLURICA.....	11
4.1 – PRINCIPIO DI FUNZIONAMENTO .....	11
5 - PROSPEZIONE ELETTRO-SISMICA .....	14
5.1 – PRINCIPIO DI FUNZIONAMENTO DEL METODO SISMO ELETTTRICO.....	14
5.2 – VARIABILI CALCOLATE.....	16
6 - CONCLUSIONI .....	23

**Allegato 1** – Report indagine elettromagnetica nel dominio del tempo TDEM.

**Allegato 2** – Sezione indagine audio-magnetotellurica (AMT).

## 1 – PREMESSA

Su incarico della Committenza, è stata eseguita una campagna d'indagine con metodologia sismoelettrica, audio-magnetotellurica e con il metodo del transiente elettromagnetico (TDEM) presso via di Pagnolle nel Comune di Pontassieve (FI) mediante:

Tipologia d'indagine	Numero
Stendimenti audio-magnetotellurici (AMT)	1
Sounding elettromagnetico (TDEM)	1
Sondaggi sismoelettrici (SE)	2

Le indagini sono state eseguite il 15/03/2024.

Le prove geofisiche oggetto del presente rapporto sono state eseguite al fine di caratterizzare, in termini di spessori e profondità, gli eventuali orizzonti acquiferi ivi presenti. Le prospezioni sono state tarate allo scopo di individuare il potenziale sfruttabile delle risorse idriche profonde. Di seguito è riportata la documentazione fotografica e l'ubicazione delle indagini effettuate.

### DOCUMENTAZIONE FOTOGRAFICA



TDEM



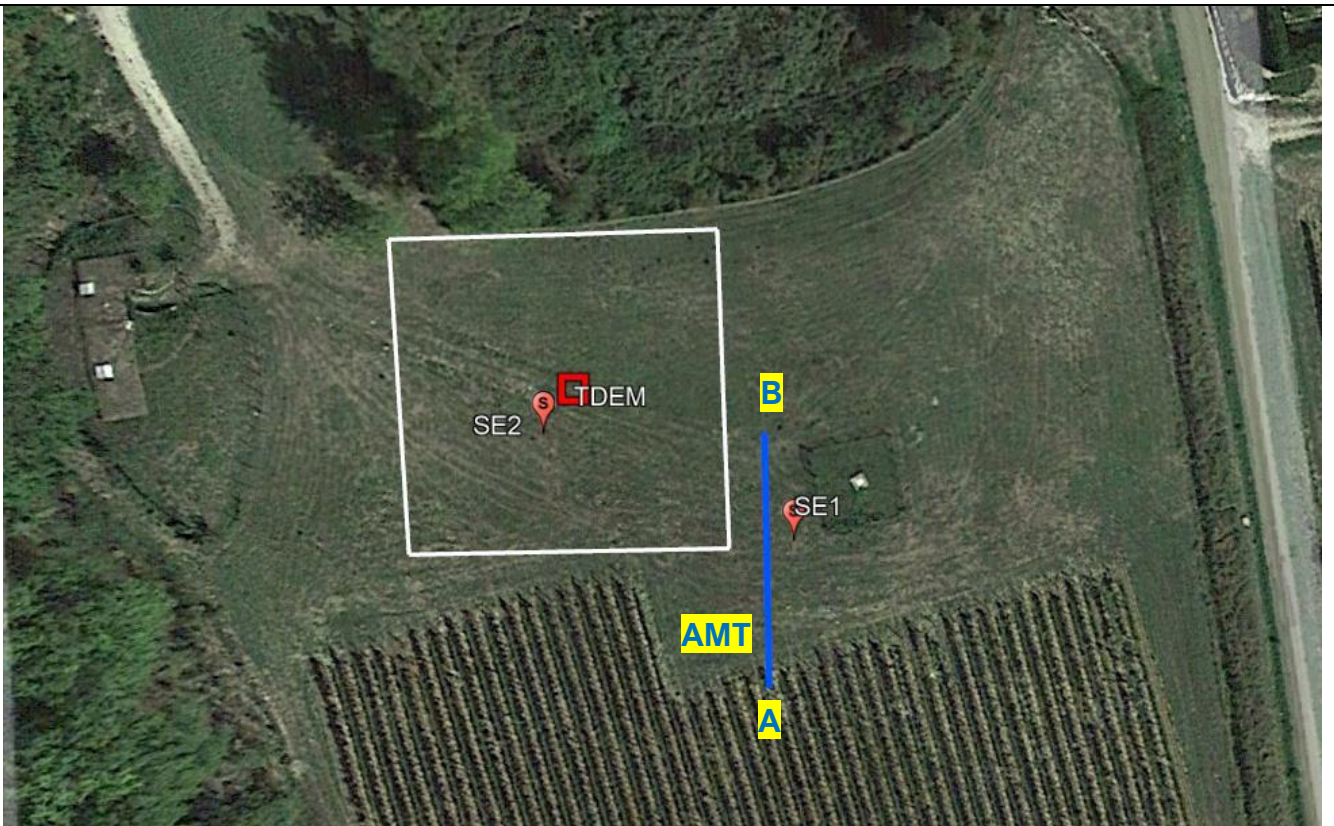
AMT



SE1



SE2



UBICAZIONE INDAGINI

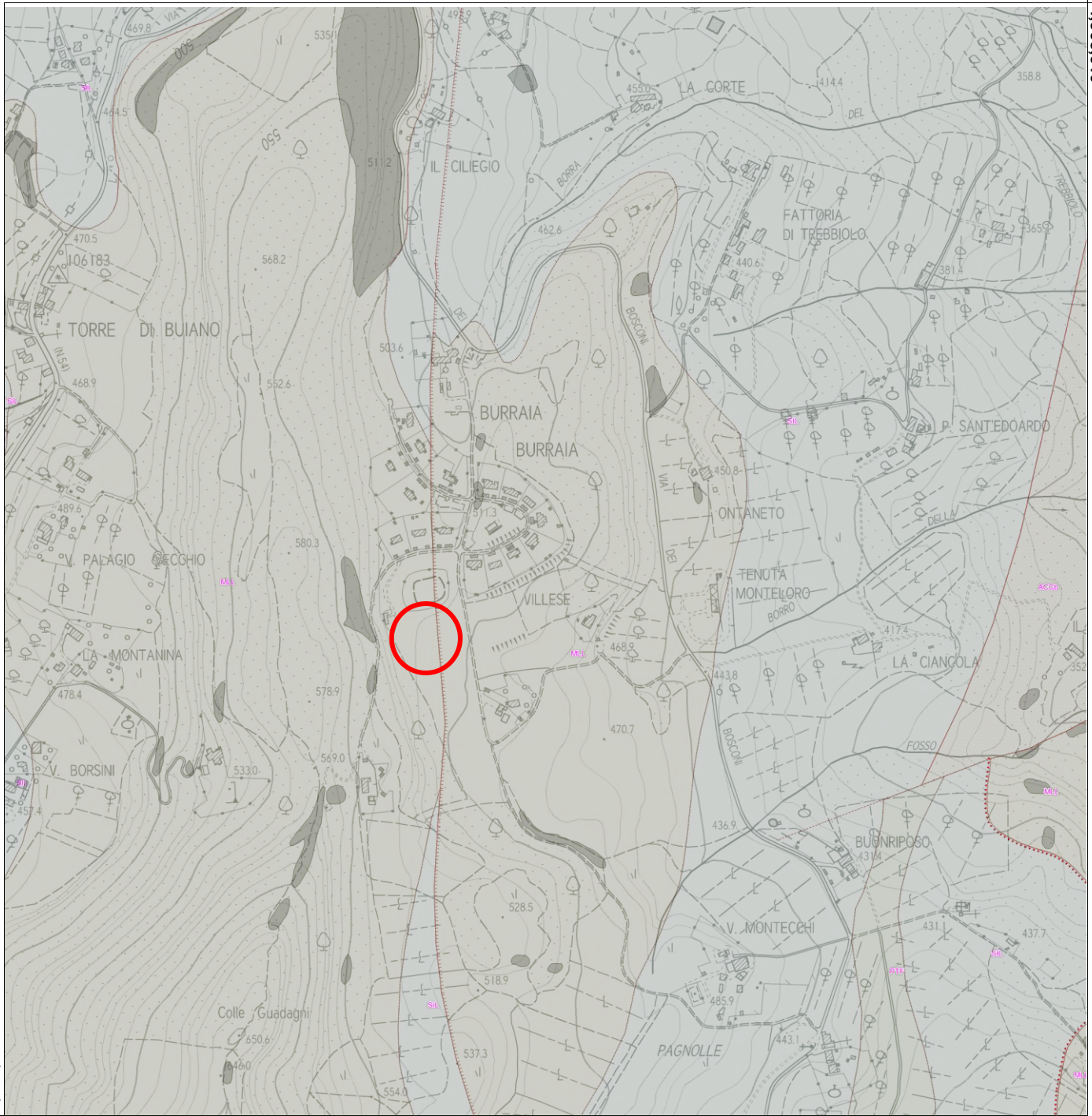


# Regione Toscana - DB Geologico

Scala 1 : 10,000

1,689,833

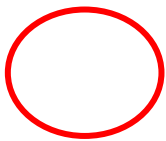
4,858,519



4,856,650

1,688,016

EPSG:3003



Area di studio




Fig. 1

# Legenda

---

**CTR 1:10.000 black**

**Frane IFFI (da db geomorfologico)**





-  Scivolamento rotazionale/traslativo
-  DGPV
-  Aree soggette a frane superficiali diffuse

**Depositi Superficiali (da db geomorfologico)**

**Limite geologico**

- contatto stratigrafico e/o litologico - sepolto
- contatto tettonico - certo
- contatto tettonico - incerto
- contatto tettonico - sepolto
- faglia - certo
- faglia - incerto
- TTTT faglia diretta - certo
- TTTT faglia diretta - sepolto

**Unita geologica areale**

-  MLL - Formazione di Monte Morello PALEOCENE SUPERIORE - EOCENE MEDIO
-  SIL - Formazione di Sillano CRETACICO SUPERIORE - PALEOCENE
-  PTF - Pietraforte CRETACICO SUPERIORE
-  ACCb - Argille e Calcari di Canetolo: Litofacies calcarea, Calcari e argille di Monteaacute PALEOCENE - EOCENE

## 2 – INQUADRAMENTO GEOLOGICO ED IDROGEOLOGICO

Come si osserva dalla Carta Geologica estratta da Geoscopio – Regione Toscana (fig. 1) il sito in esame ricade sulla seguente unità: Formazione di Monte Morello (MLL PALEOCENE SUPERIORE - EOCENE MEDIO) formata da flysch carbonatici, calcari marnosi e marne.

A breve distanza si segnala il contatto tettonico con la Formazione di Sillano (SIL del CRETACICO SUPERIORE – PALEOCENE) formata da argilliti grigio-brune e calcilutiti. In tutta l'area di studio si segnala la presenza di faglie che rappresentano vie preferenziali di risalita e circolazione dei fluidi nel sottosuolo.

5



La permeabilità è la proprietà che hanno i diversi litotipi di lasciarsi attraversare dall'acqua quando questa è sottoposta ad un certo carico idraulico. In natura si distinguono due tipi di permeabilità: per porosità, di tipo primario con grado elevato in virtù della presenza e delle dimensioni dei pori, e per fessurazione, di tipo secondario legata alle azioni meccaniche di movimenti tettonici che hanno originato faglie e fratture in cui può circolare acqua.

Dal punto di vista idrogeologico la circolazione sotterranea nell'area di studio si sviluppa grazie alla permeabilità di tipo secondario all'interno degli orizzonti calcareo-marnosi fratturati e in corrispondenza di faglie o altri lineamenti tettonici.

### **3 – PROSPEZIONE MEDIANTE METODO ELETTROMAGNETICO NEL DOMINIO DEL TEMPO (TDEM)**

I metodi elettromagnetici transitori (TEM), noti anche come elettromagnetismo nel dominio del tempo (TDEM), rilevano le variazioni nella resistività elettrica del sottosuolo utilizzando alcuni principi elettromagnetici di base (EM). I metodi TEM inducono il flusso di corrente elettrica nel sottosuolo e, dopo che il segnale trasmesso è stato interrotto, misurano un segnale di tensione restituito dai materiali terrestri. Il segnale di ritorno viene misurato in funzione del tempo e i dati vengono invertiti per recuperare un modello terrestre di resistività stratificato.

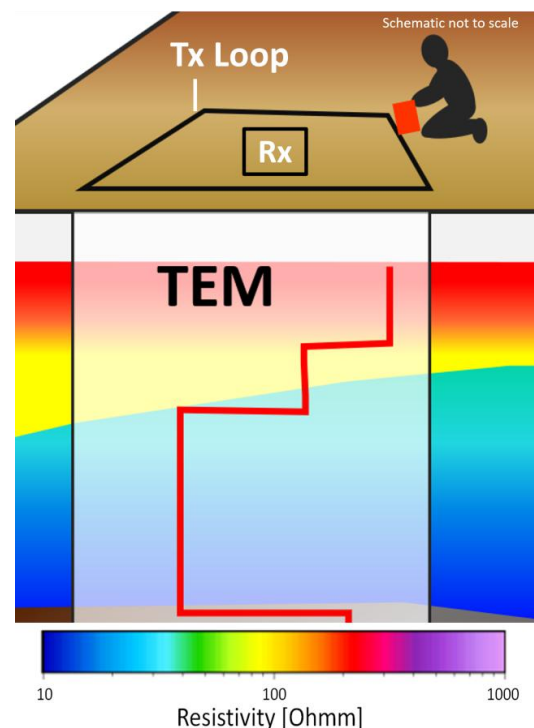
Il sondaggio TDEM consente di ottenere un modello monodimensionale (1D) del sottosuolo, individuando degli "eletto-strati", cioè delle unità caratterizzate da una ben definita resistività elettrica (espressa in  $\text{ohm}\cdot\text{m}$ ). Realizzando pertanto un sondaggio TDEM, è possibile definire la stratigrafia sino a profondità variabili in funzione del sistema utilizzato e delle condizioni ambientali e geologiche del sito. La misura "a terra" prevede la realizzazione, tramite un cavo elettrico, di un loop quadrato o rettangolare alimentato da un'unità trasmittente.

Attraverso opportuni algoritmi, il transiente può essere convertito in una curva resistività apparente-tempo.

L'inversione dei dati di campagna viene operata su quest'ultima, secondo le consuete procedure della Geofisica; viene pertanto individuato il modello (best fitting) monodimensionale (1D) che meglio approssima la curva di campagna. L'inversione, o regressione, è quel procedimento matematico-statistico col quale si stimano i parametri di un "modello interpretativo", minimizzando la "distanza", opportunamente definita, tra la funzione sperimentale, nota per punti (es. la resistività apparente) e la stessa funzione, calcolata dal modello.

E' possibile inoltre invertire i sondaggi secondo una procedura completamente automatica, detta "smoothed inversion", tramite algoritmo di Occam, che è in grado di dettagliare le variazioni di resistività e la profondità, suddividendo il sottosuolo in 20 strati sottili.

La corrente di energizzazione viene inviata sottoforma di onda quadra, per cui, ad ogni impulso positivo (time-on) segue un periodo durante il quale la corrente viene azzerata (time-off). Nel momento in cui si azzerava bruscamente la corrente, secondo quanto previsto dalla legge di Faraday, si



produce un campo elettromagnetico primario, di brevissima durata. Questo campo, che tende ad annullarsi rapidamente (nell'ordine dei millisecondi) induce delle correnti vacanti nel sottosuolo che si diffondono in profondità. Le correnti indotte si dissipano in tempi rapidissimi e generano a loro volta un campo elettromagnetico secondario, il quale contiene le informazioni che ci interessano, cioè le variazioni di resistività del sottosuolo. In realtà quello che viene misurato è un voltaggio (espresso in nV) che si annulla nel giro di pochi millisecondi (chiamato "transiente") e che viene campionato dall'unità ricevente, collegata ad una bobina (induction coil) durante il "time-off".

Tramite una serie di canali di acquisizione il ricevitore campiona il transiente in sequenza secondo intervalli prestabiliti, perché con il passare del tempo le correnti indotte penetrano sempre più nel sottosuolo indagando a profondità crescenti. La velocità di propagazione è direttamente proporzionale alla resistività elettrica del terreno, mentre la profondità d'indagine dipende dalla resistività degli strati attraversati e dal rapporto segnale-rumore. Per incrementare quest'ultimo si ricorre generalmente all'ampliamento dell'area del loop o all'incremento dell'intensità di corrente.

Le correnti indotte si propagano in profondità con una velocità che è direttamente proporzionale alla resistività elettrica (ovvero inversamente proporzionale alla conducibilità elettrica) del terreno. La profondità di penetrazione nel punto di massima intensità è regolata dalla formula:

$$d = 2\pi \sqrt{(2t/M\sigma)}$$

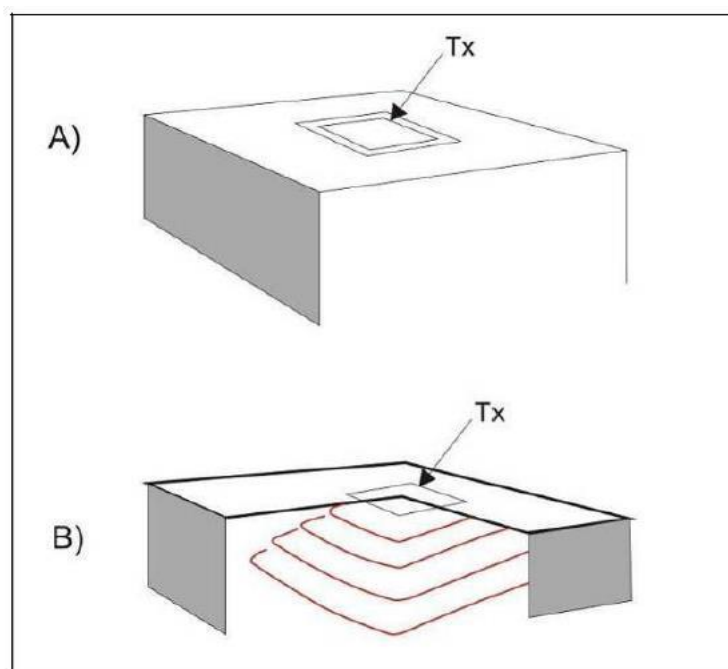
dove:

t = tempo,

M = permeabilità magnetica nel vuoto

$\sigma$  = conducibilità elettrica

Il flusso delle correnti avviene sia verso il basso, che lateralmente, a guisa di "anelli di fumo", che si allargano via via con il passare del tempo.



A) Correnti indotte nel sottosuolo subito dopo il "turn-off"

B) e dopo tempi lunghi di acquisizione.

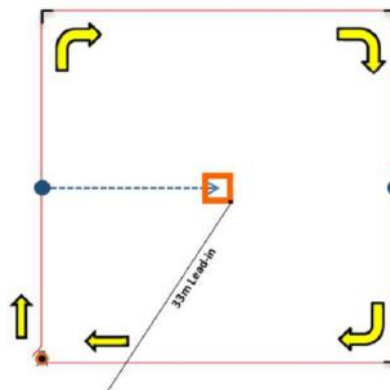
### 3.1 – STRUMENTAZIONE UTILIZZATA

La strumentazione utilizzata per l'esecuzione della prova TDEM consiste di:

- Georesistivimetro ABEM Walktem2 Advanced TX-20 bicanale;
- n. 04 possibili loop trasmettenti geometria 20×20 m – 40×40 m – 100×100 m – 200×200 m;
- n. 02 antenne riceventi RC5 – RC200 collegabili simultaneamente allo strumento;
- sistema di energizzazione interno, con potenza massima output 20 Ampere;
- possibilità di alimentazione esterna con normale accumulatore 10 - 34V DC
- Software proprietario “spia” che consente l'elaborazione dei dati.

SYSTEM CONFIGURATIONS	RX Standard + TX-8*	RX Advanced + TX-8*	RX Advanced + TX-20*
TX min. / max. output current	1 Amp / 8 Amps	1 Amp / 8 Amps	1 Amp / 20 Amps
Number of RX channels	1	2	2
Onboard inversion	No	Yes	Yes
Compatible TX Loops	20 x 20 m, 40 x 40 m	All loops	All loops
Compatible RX Coils	RC-5 only	RC-5 & RC-200	RC-5 & RC-200
Dual moment	Yes	Yes	Yes
Waveform recording & analysis	Optional	Yes	Yes
Damping resistor selector tool	Optional	Yes	Yes
Internal damping resistor array	Yes	Yes	Yes
Auto-repetition for monitoring	Yes	Yes	Yes

E' stata utilizzata configurazione con loop trasmettente delle dimensioni 40 x 40 m con antenna ricevente RC5 e RC200.



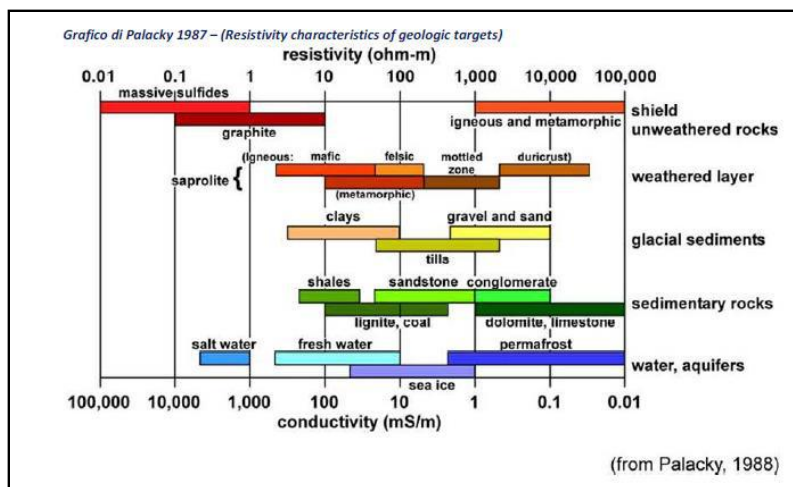
### 3.2 – RISULTATI DELL'INDAGINE

La resistività delle terre e delle rocce variano di diversi ordini di grandezze e dipende generalmente dal tipo di roccia, dalla porosità, dal collegamento fra i pori, dalla presenza o meno di fluidi, dalla presenza di materiale metallico nella matrice solida.

La maggior parte delle rocce sono costituite da minerali silicei che generalmente hanno una bassa conducibilità elettrica. I minerali più conduttivi sono rappresentati da magnetite, ematite, carbone,

grafite, pirite e pirrotite. La porosità delle rocce incide significativamente sulla resistività. La presenza di acqua o fluidi nei pori fa generalmente abbassare i valori di resistività delle rocce. Ai fini dell'interpretazione dei risultati delle indagini geofisiche è fondamentale la conoscenza del modello geologico di partenza dell'area, del target dell'indagine e la taratura delle prospezioni geofisiche con indagini di tipo diretto. Infatti è possibile che rocce diverse siano caratterizzate dalla stessa resistività. Inoltre i ranges di resistività delle varie formazioni sono variabili, in funzione delle condizioni locali, della porosità, del grado di saturazione, del grado di alterazione ecc. Nelle tabelle sottostanti, sono indicati i ranges tipici dei valori di resistività di alcuni tra i terreni costituenti il sottosuolo, secondo vari autori.

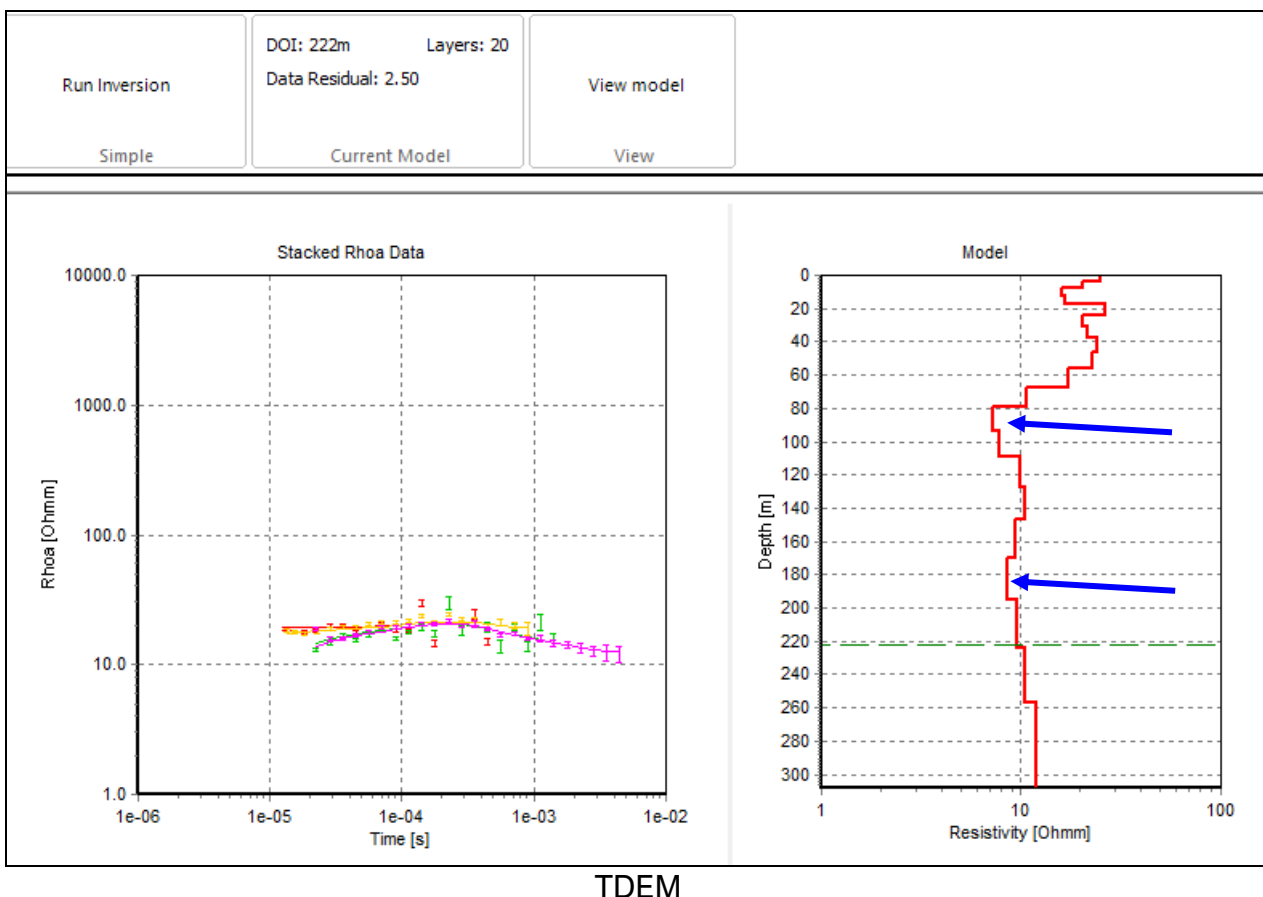
	TELFOR D (1990)		CARRARA RAPOLLA ROBERTI (1992)		NORINELLI (1996)		REYNOLDS (1997)		MUSSET - KHAN (2003)		CORRAO - COCO (2006)		GORLA (2009)	
	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max
Suolo (40% argilla)							8							
Suolo (20% argilla)							33							
Suolo areato							250	1700						
Suolo			100	200										
Conglomerati	2*10 <sup>3</sup>	10 <sup>4</sup>					2*10 <sup>3</sup>	10 <sup>4</sup>					2*10 <sup>3</sup>	10 <sup>4</sup>
Argilla	1	100	1	50			1	100	1	100	1	100		
Argilla con acqua dolce	20				10	120							5	15
Argilla con acqua salata					1	10							1	10
Argilla secca							50	150						
Alluvioni e sabbie			50	10 <sup>3</sup>			10	800					10	800
Ghiaia									100	5*10 <sup>3</sup>	100	5*10 <sup>3</sup>		
Ghiaia secca							1400							
Ghiaia satura							100							
Ghiaia ciottoli e massi													100	500
Sabbia					100	10 <sup>3</sup>			500	5*10 <sup>3</sup>	100	10 <sup>3</sup>		
Sabbia asciutta													80	200
Sabbia satura acqua dolce													30	50
Sabbia satura acqua salata													10	30
Sabbie recenti - quaternarie							50	100						
Sabbie argillose - Argille sabbiose							30	215						
Sabbia e ghiaia			70	700			30	225						
Limo													8	20
Argilliti	10	800							10	10 <sup>3</sup>			10	800
Calcere compatto													10 <sup>3</sup>	10 <sup>7</sup>
Calcere	50	10 <sup>7</sup>	300	10 <sup>4</sup>	100	5*10 <sup>3</sup>	50	10 <sup>7</sup>	50	10 <sup>7</sup>	100	5*10 <sup>3</sup>		



Roccia/Materiale	Resistività (ohm•m)
Argille, marne, grasse	3 - 30
Argille, marne, magre	10 - 40
Argille sabbiose, sil	25 - 105
Sabbie con argille	50 - 300
Sabbia, ghiaia in falda	200 - 400
Sabbia, ghiaia asciutta	800 - 5000
Calcere, gesso	500 - 3500
Arenaria	300 - 3000
Granito	2000 - 10.000
Gneiss	400 - 6000
Rifiuti domestici	12 - 30
Fanghi industriali	40 - 200
Plume contaminato da rifiuti domestici	1 - 10
Olio esausto	150 - 700

Intervalli tipici di resistività dei terreni e delle rocce (Ward S.H., 1990).

Di seguito i grafici relativamente al sounding d'indagine (TDEM) eseguito nell'area di studio (DOI 222 m) con Loop delle dimensioni 40 m \* 40 m per lato energizzazione mediante batterie esterne per un totale di 30 Volts ed acquisizione con antenna RC5 e RC200. A sinistra i valori di resistività apparente poi invertiti.



L'indagine ha consentito di individuare un primo elettrostrato, per quanto concerne l'indagine TDEM di spessore di circa 80 m con valori maggiori di 10 Ohm/m a testimonianza della presenza di rocce integre. I valori di resistività diminuiscono alla profondità di -80/-110 m e di -170/-220 m da p.c. a testimonianza di probabili orizzonti acquiferi corrispondenti a livelli calcareo-marnosi fratturati.

## **4 - PROSPEZIONE AUDIO-MAGNETOTELLURICA**

### **4.1 – PRINCIPIO DI FUNZIONAMENTO**

È noto che la Terra è interessata dal flusso di campi elettrici che fluiscono lungo la superficie terrestre, note come “correnti telluriche”. Si ritiene che la generazione di queste correnti telluriche sia indotta proprio sotto la superficie terrestre dalla ionosfera, a causa dell’influenza del vento solare sull’atmosfera, dalle scariche dei fulmini e dalle tempeste. Queste correnti telluriche hanno generalmente una durata inferiore a uno o due secondi. Le frequenze particolarmente distribuite nella parte audio dello spettro radio, sono prodotte principalmente da scariche di fulmini e disturbi elettrici nell’atmosfera. Queste correnti pertanto variano geograficamente, giornalmente, e stagionalmente. La Magnetotellurica è una tecnica di prospezione geofisica che permette di ricostruire la distribuzione della resistività elettrica nell’area investigata, attraverso la misura delle variazioni del campo elettrico e del campo magnetico terrestre registrate alla superficie. Le naturali fluttuazioni della parte di origine esterna al pianeta del campo magnetico generano fenomeni assimilabili ad onde elettromagnetiche piane che incidono sulla superficie terrestre ed inducono a loro volta delle correnti telluriche nel sottosuolo. I campi misurati alla superficie terrestre risulteranno una composizione sia di effetti legati alle sorgenti esterne che di effetti legati alle correnti indotte, che contengono le informazioni sulla struttura del sottosuolo. In particolare, il metodo utilizzato viene definito Audio Magnetotellurico (ADMT), poiché utilizza frequenze da 10 a 8000 Hz, mentre il metodo Magnetotellurico (MT) utilizza frequenze da 1/1000 a 1 Hz. Il metodo audiomagnetotellurico traccia il rapporto tra il campo magnetico alternato della terra e il campo elettrico alternato in funzione della frequenza per fornire informazioni sulla variazione di resistività con la profondità. Quindi, i metodi magnetotellurici implicano la misurazione simultanea del campo Elettrico e Magnetico nella stessa posizione su un intervallo di frequenze. Le onde elettromagnetiche di terra vengono inviate al suolo e la propagazione delle onde elettromagnetiche nella terra e nel suolo segue l'equazione di Maxwell. Se si presume che la maggior parte del suolo geotecnico sotterraneo non è magnetico ed è uniformemente conduttivo a livello generale, non c'è accumulo di carica, quindi l'equazione di Maxwell può essere semplificata in:

$$\left. \begin{aligned} \nabla^2 H + k^2 H &= 0 \\ \nabla^2 E + k^2 E &= 0 \end{aligned} \right\}$$

Dove K è denominata numero d’onda (o coefficiente di propagazione)

$$k = [\omega^2 \mu \epsilon - i \omega \sigma \mu]^{\frac{1}{2}}$$

Considerando che il coefficiente di propagazione k è un numero complesso, sia  $k = b + ia$ , dove: a è chiamato coefficiente di fase e b è chiamato coefficiente di assorbimento.

Nella gamma di frequenze elettromagnetiche misurate dalla serie ADMT del campo elettrico naturale strumenti geofisici (da 0.1Hz a 8KHz), la corrente di spostamento di solito può essere ignorata, e K è ulteriormente semplificato come:

$$k = -i\omega\mu\sigma$$

Un campo magnetico con un cambiamento nell'equazione di Helmholtz induce un campo elettrico variabile,  
e abbiamo una relazione magnetoelettrica:

$$\frac{E}{H} = -\frac{i\omega\rho}{k}$$

L'impedenza superficiale Z è definita come il rapporto tra il campo elettrico superficiale e la componente orizzontale del campo magnetico. Nel caso di terra uniforme, tale impedenza è indipendente dalla polarizzazione del campo incidente ed è correlata alla resistività di terra e alla frequenza del campo elettromagnetico:

$$Z = \frac{E}{H} = \sqrt{\omega\mu\rho}e^{i\pi/4}$$

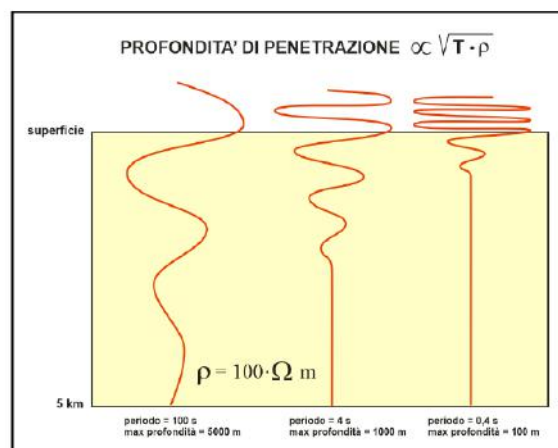
La formula che può essere utilizzata per determinare la resistività della terra:

$$\rho = \frac{1}{5f} \left| \frac{E}{H} \right|^2$$

Le profondità di investigazione caratteristiche di questa tecnica vanno dalle decine di metri fino a profondità dell'ordine delle centinaia di km. Sono gli intervalli di frequenze a cui si stima il campo elettromagnetico a discriminare i vari livelli di profondità investigati, data la proporzionalità tra la profondità di penetrazione delle onde e la loro lunghezza d'onda. Per questo le frequenze più alte si attenuano più velocemente all'interno della terra e contengono informazioni su strati più superficiali, mentre le basse frequenze risultano correlate a strati più profondi.

La conversione della frequenza f (Hz) alla profondità di penetrazione  $\delta$  (m) per un substrato di resistività  $\rho$  (Ohm m) si basa sulla relazione nota come "skin depth":

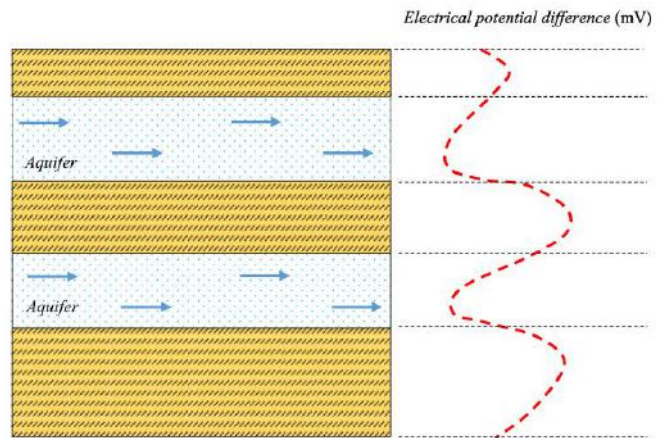
$$\delta = 0.503 \sqrt{\frac{\rho}{f}}$$



Il campo elettromagnetico naturale terrestre ha componenti che ricoprono un'ampia banda di frequenze (da qualche decina a qualche migliaio di Hz) come risultato dei disturbi elettrici nell'atmosfera.

### Strumentazione utilizzata

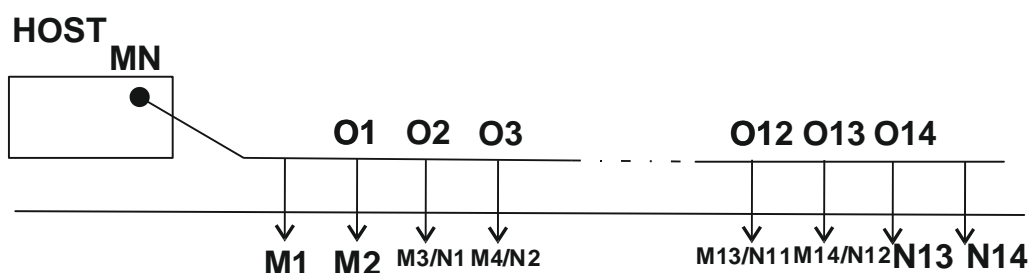
L'odierna strumentazione magnetotellurica permette uno spettro di frequenze stimato molto ampio, ciò rende questo metodo estremamente versatile. Inoltre, l'utilizzo di sorgenti elettromagnetiche naturali, generalmente generati nell'atmosfera e magnetosfera, evitano l'uso di sistemi di energizzazione rendendo l'apparecchiatura estremamente leggera e di facile utilizzo anche in aree accidentate. Di contro è necessario un efficiente sistema di filtraggio del segnale per poter sopperire ai disturbi antropici e naturali che potrebbero alterare o mascherare il segnale d'interesse. Cionondimeno, pur essendo le moderne apparecchiature digitali particolarmente sensibili e in grado di operare operazioni di filtraggio "intelligenti" durante l'acquisizione del segnale, in aree particolari come quelle aree urbane, industriali o in prossimità di elettrodotti, la metodologia potrebbe comunque non risultare applicabile in quanto le correnti naturali potrebbero essere irrimediabilmente mascherate da dispersioni di correnti e campi elettromagnetici artificiali nel sottosuolo.



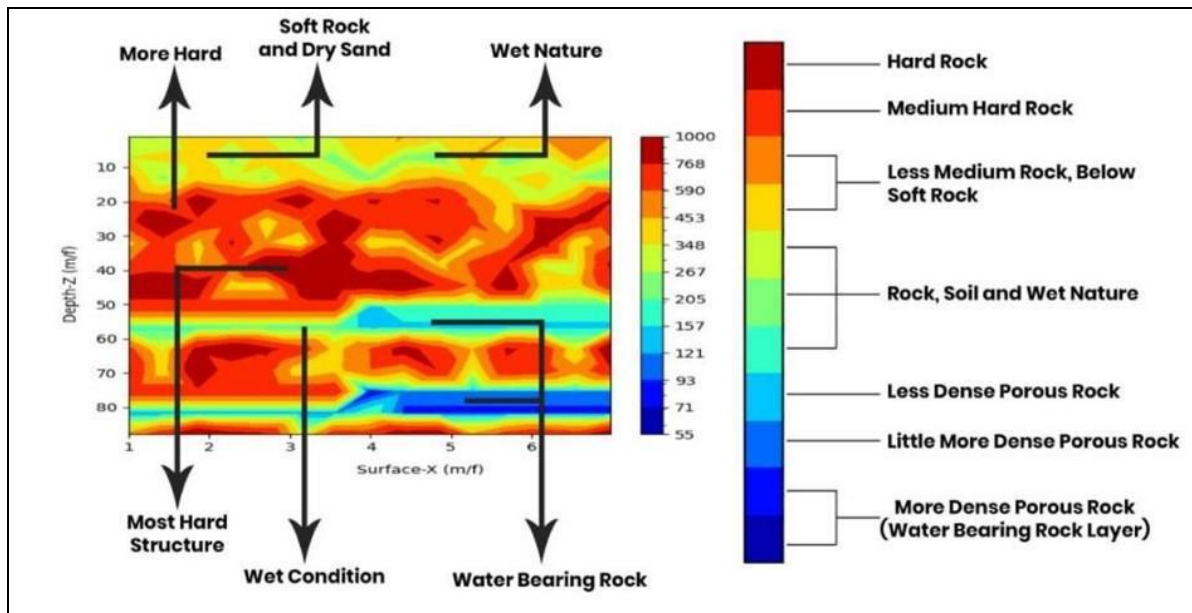
La strumentazione utilizzata restituisce sempre la variazione di conducibilità relativa del terreno in profondità ed è in grado di effettuare la misurazione della componente magnetica mediante un sensore magnetometrico. Sono stati inizialmente inseriti per lo stendimento AMT (di lunghezza 30 m) n. 16 elettrodi nel terreno, e collegati al cavo di misura inter distanza 1 m. La strumentazione è composta da 30 canali e ha completato l'acquisizione dei dati di 16 punti di misura contemporaneamente escludendo il primo e l'ultimo elettrodo. Il punto di misurazione è il punto centrale dell'elettrodo MN, ovvero il secondo elettrodo è la posizione del primo punto di misurazione e il terzo elettrodo è la posizione del secondo punto di misurazione. Per analogia, l'ultimo punto di misurazione è al penultimo elettrodo.

Lo strumento utilizzato ha una risoluzione di 0.01 mV ed è in grado di lavorare mediante l'utilizzo di varie frequenze, le quali consentono di misurare la variazione di conducibilità nel sottosuolo. I risultati del rilievo sono rappresentati mediante n. 1 registrazione fino a 200 m dove le variazioni dei valori di differenza di potenziale del terreno sono raffigurati con una scala di colori, variabili dal rosso-giallo-verde per quelli più resistivi e celeste-blu-viola per quelli più conduttivi (Allegato 2).

I potenziali livelli acquiferi individuati dalla sezione di indagine audio magnetotellurica AMT sono: -70/-75 m, -80/-110 m e -115/-145 m da p.c..



Schema di acquisizione.



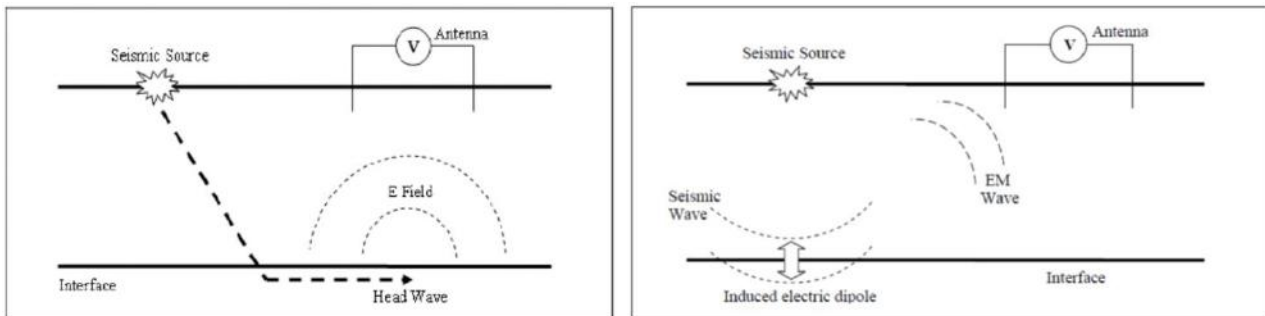
## 5 - PROSPEZIONE ELETTRO-SISMICA

### 5.1 – PRINCIPIO DI FUNZIONAMENTO DEL METODO SISMO ELETTRICO

La metodologia sismo elettrica sfrutta il debole campo elettrico che un flusso idrico sotterraneo crea e che può essere misurato in superficie con apparecchiature idonee. La loro origine viene spiegata con interazioni di tipo elettrocinetico per capillarità, causato dal passaggio del flusso idrico sotterraneo attraverso il mezzo poroso o fessurato incassante. Altri tipi di potenziale spontaneo sono generati dalla differente mobilità degli ioni contenuti in soluzione oppure da campi elettrici indotti da depositi minerali (generalmente solfuri). Questo debole campo elettrico può essere a sua volta prodotto artificialmente inducendo nel terreno un'onda di pressione verticale, la quale raggiungendo l'acquifero induce un movimento alle molecole d'acqua nel senso di propagazione dell'onda. Questo movimento delle molecole, per quanto infinitesimale, crea un debole campo elettrico che può essere misurato in superficie con specifiche strumentazioni geofisiche, atte a misurare differenze di potenziale dell'ordine del millivolt o meno e capaci di registrare il segnale geofisico con intervalli di campionamento dell'ordine del decimillesimo di secondo, oltreché dotati di un sistema di filtraggio del segnale acquisito atto ad eliminare o ridurre fortemente le interferenze causate da eventuali correnti spurie nel terreno. In questo modo è possibile ottenere un diagramma della variazione del campo elettrico in funzione della velocità di propagazione dell'onda di pressione nel sottosuolo. L'onda di pressione può essere generata con gli stessi metodi normalmente utilizzati nella prospezione sismica, quali esplosivo, cannoncino sismico o massa battente. Nella fattispecie, al fine di produrre un segnale sismo elettrico più chiaro possibile si è fatto uso di un piattello con massa battente di 8 kg.

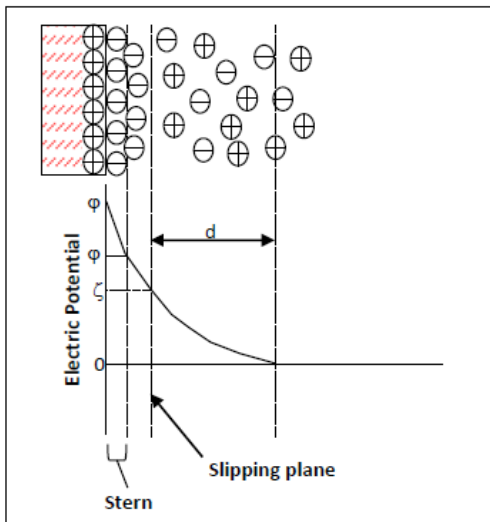
Ci sono due effetti elettro sismici che sono considerati in questo report. Il primo effetto è causato quando l'onda sismica attraversa un'interfaccia tra due orizzonti di terreno. Quando l'onda P sferica attraversa l'interfaccia, essa crea una separazione di carica dipolo a causa dello squilibrio dello streaming come mostrato nella figura seguente. Il secondo effetto è causato quando la testa d'onda sismica viaggia lungo un'interfaccia tra due orizzonti di terreno. Questo crea una separazione di carica attraverso l'interfaccia la quale induce un campo elettrico. Questo campo elettrico si muove

lungo l'interfaccia con l'onda sismica e può essere rilevato dagli elettrodi in superficie.



Effetti causati dal passaggio delle onde di compressione P.

La determinazione della profondità dell'acquifero è legata alla velocità di propagazione delle onde di pressione nel terreno, pertanto a parità di tempo di registrazione del segnale, maggiore è la velocità con cui il substrato conduce la perturbazione indotta nel sottosuolo, maggiore è la profondità



dell'acquifero. Per la stima della profondità si è fatto ricorso a dati tabellari e sulla base della conoscenza delle velocità dei terreni attraversati e pertanto, le profondità indicate possono considerarsi puramente indicative. L'ampiezza del segnale elettrocinetico è direttamente proporzionale alla porosità dell'acquifero, quindi alla possibile presenza di acqua nello stesso, e inversamente proporzionale alla profondità. In assenza di un segnale elettrocinetico si ritiene molto poco probabile la presenza di eventuali acquiferi. L'effetto elettro sismico può essere osservato quando un'onda P a spostamento rapido interseca l'interfaccia di un livello acquifero saturo avente diverse proprietà anelastiche o elettriche. L'effetto elettro sismico è in effetti una forma di energia convertita che viene rilasciata come energia

dissipata. Questa conversione di energia avviene quando un'onda P in rapido movimento produce onde P più lente mentre passa attraverso l'interfaccia. Queste onde P lente producono molto più movimento tra la roccia e l'acqua. Questo a sua volta porta ad un'elevata perdita di energia sotto forma di calore dovuta ad attrito ed effetti elettro sismici, come ad esempio radiazione elettromagnetica dovuta al movimento ionico.

I segnali elettro sismici sono prodotti dall'esterno del movimento di fase tra tutti gli ioni nell'acqua e quelli attaccati alla roccia. Il rapporto tra la pressione applicata P e la risposta del potenziale elettrico  $\phi$  per una roccia porosa è generalmente data dalla seguente equazione (Millar e Clarke 1997):

$$\phi = -CP = -\left(\frac{\epsilon_0 \zeta}{\eta \sigma}\right) P$$

$\phi$  = electrical potential response or streaming potential

C = electro kinetic coefficient

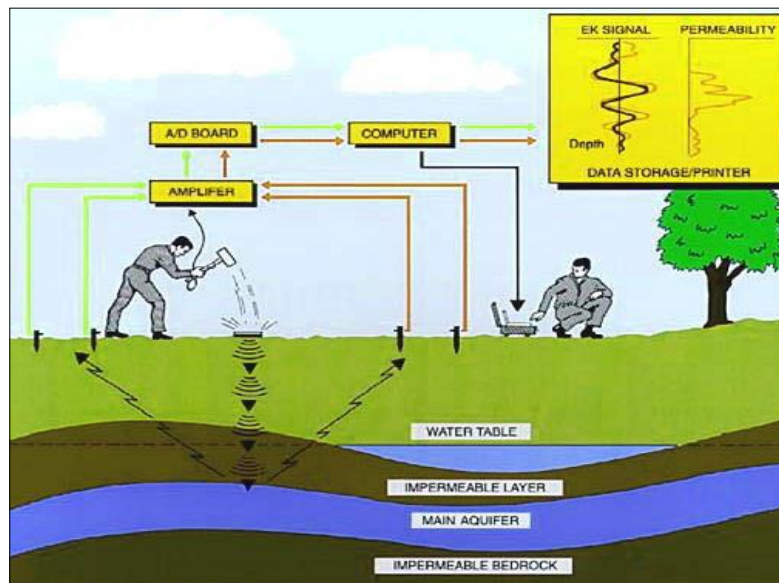
P = applied pressure

$\epsilon_0$  = permittivity of the pore space

$\zeta$  = zeta potential

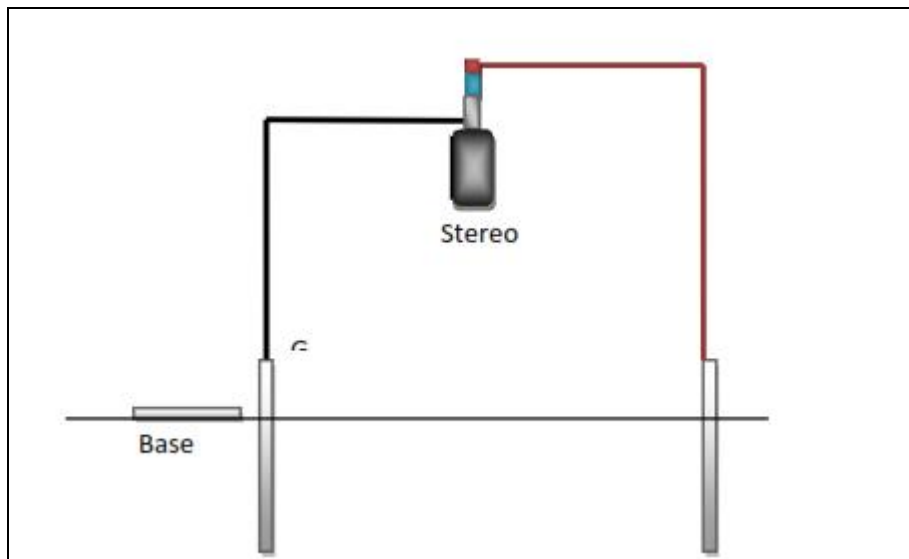
$\eta$  = fluid viscosity

$\sigma$  = electrical conductivity



Esempio di indagine sismo-elettrica.

Questa equazione mette in relazione la risposta elettrica indotta in una roccia porosa da uno stimolo incidente di onde P consentendo di caratterizzare la roccia dall'effetto ES su scala macroscopica (Fourie, 2003).



## 5.2 – VARIABILI CALCOLATE

### Conducibilità idraulica apparente

La conducibilità idraulica, come definita dalla legge di Darcy, è la quantità di acqua che scorre attraverso un'area della sezione trasversale di una falda acquifera sotto un gradiente di pressione idraulica. Questa equazione definisce questa relazione:

$$K = \frac{Q}{iA}$$

Dove, K = Conducibilità idraulica; i = Gradiente di pressione idraulica; A = area; Q = Portata.

### Trasmissività apparente

La trasmissività è definita come il volume d'acqua che scorre attraverso l'area della sezione trasversale dell'intero acquifero. È in sostanza la conducibilità idraulica su tutto lo spessore della falda acquifera. È definito in questa equazione:

$$T = Kb$$

Dove, T= Trasmissività; K= Conducibilità idraulica; b = Spessore della falda acquifera.

### Permeabilità Apparente

La permeabilità è una misura di come un materiale poroso trasmette l'acqua. Ciò è in parte dovuto alla forma, all'orientamento, alla configurazione e ai tipi di flusso percorsi nel mezzo. È la relazione tra le proprietà fisiche della roccia, le proprietà del fluido e la portata sotto un gradiente di pressione, come mostrato nella seguente equazione:

$$k = Cd^2$$

Dove, K= Permeabilità; C= Configurazione dei percorsi di flusso; d = Diametro effettivo dei pori.

La permeabilità può anche essere correlata alla conduttività idraulica e alla viscosità del fluido, come si deduce dalla seguente equazione:

$$k = \frac{Ku}{pg}$$

Dove, k = Permeabilità; K = Conducibilità idraulica; p = Densità del fluido; g = Accelerazione gravitazionale; u = Viscosità del fluido.

### Conducibilità idraulica della matrice calcolata

Questo set di dati descrive la matrice calcolata di conducibilità idraulica rilevata sotto il sito, che include le correzioni di conduttività idraulica dovute a eventuali fratture, sedimenti o meccanismi di flusso a doppia porosità rilevati nella posizione di rilevamento. Queste correzioni vengono applicate alla conduttività idraulica primaria stimata (spazio dei pori) come un fattore di moltiplicazione e causano pertanto un aumento della conduttività idraulica rispetto ai dati originari. I valori di fratturazione, sedimenti o doppia porosità sono stati raccolti da molteplici studi idrologici condotti in varie geologie a livello globale. I fattori di correzione applicati ai dati stimati di conducibilità idraulica primaria (spazio dei pori), quando vengono rilevati fratture, sedimenti o meccanismi di flusso a doppia porosità sono quelli riportati nella tabella sottostante. È importante notare che questi fattori di correzione rappresentano il minimo guadagno di conduttività idraulica riportato in tutti gli studi geoidrologici referenziati. Poiché questi fattori di correzione sono supposizioni, i valori specificati in questo set di dati potrebbero essere inferiori ai valori effettivi di conducibilità idraulica riscontrati sotto il punto di rilievo. Ciò è stato fatto deliberatamente per non sovrastimare le stime delle variabili calcolate.

<b>Meccanismo di flusso</b>	<b>Correzione</b>
Altezza della frattura	0,25 mm
Rugosità della frattura	0,5
Moltiplicatore di correzione sedimentaria	10
Moltiplicatore di correzione della doppia porosità	100

Correzioni del flusso di conducibilità idraulica della matrice.

18

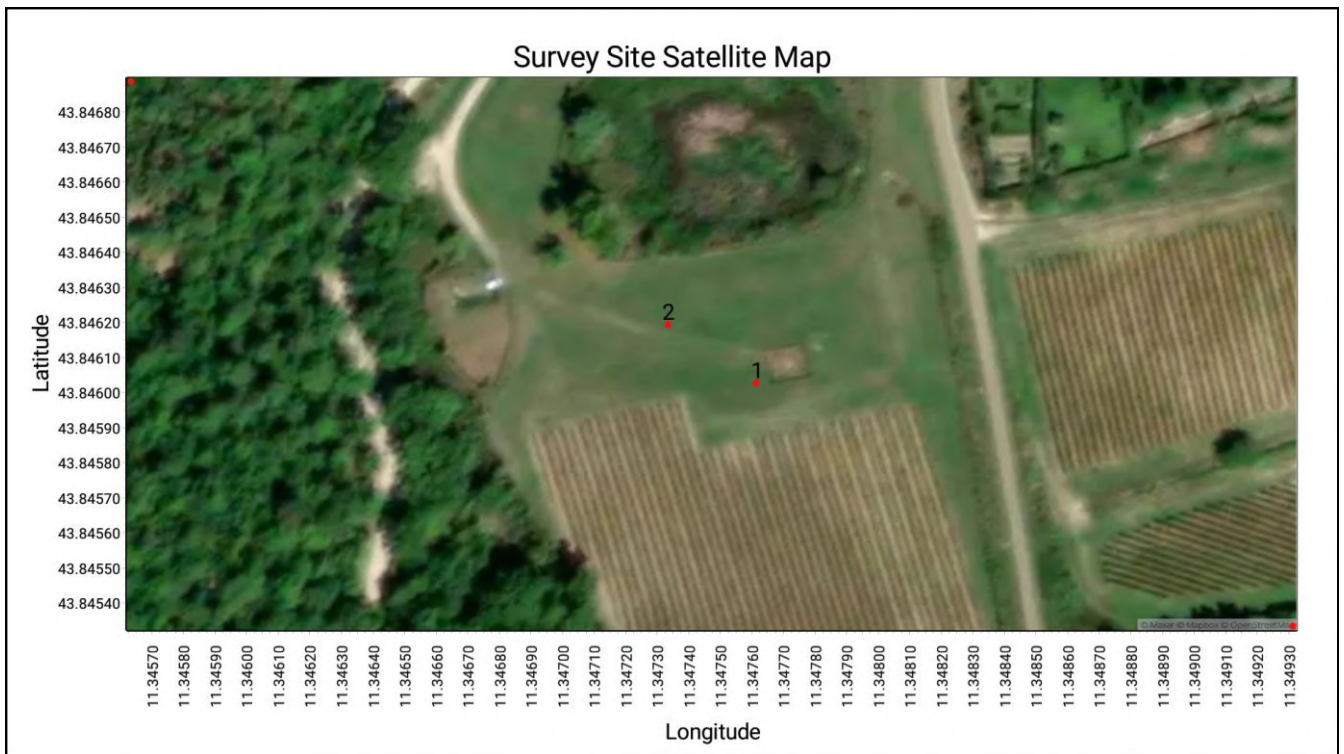
### Trasmissività della matrice calcolata

Questo set di dati descrive la trasmissività rilevata sotto il sito della matrice calcolata, che include le correzioni della trasmissività dovute a eventuali fratture, sedimenti o meccanismi di flusso a doppia porosità rilevati nella posizione di rilevamento. Queste correzioni vengono applicate alla trasmissività primaria stimata (spazio dei pori) come fattore di moltiplicazione e causano un aumento di trasmissività considerando il caso peggiore. I fattori di correzione applicati ai dati di trasmissività primaria stimata (pori-spazio) sono gli stessi della conducibilità e la loro applicazione causa un aumento del valore di trasmissività dovuto alla presenza di fratture, sedimenti e formazioni a doppia porosità rilevati nel sito.

### Permeabilità della matrice calcolata

Questo set di dati descrive la permeabilità rilevata sotto il sito della matrice calcolata, che include le correzioni di permeabilità dovute a eventuali fratture, sedimenti o meccanismi di flusso a doppia porosità rilevati nella posizione di rilevamento. Queste correzioni vengono applicate alla permeabilità primaria stimata (spazio dei pori) come fattore di moltiplicazione, così come fatto per le due variabili descritte precedentemente. I fattori di correzione applicati ai dati di permeabilità primaria stimata (pori-spazio) sono i medesimi della conducibilità e causano un aumento del valore di permeabilità dovuto alla presenza di fratture, sedimenti e formazioni a doppia porosità rilevati nel sito.

<b>Punti d'indagine</b>	<b>Latitudine WGS84</b>	<b>Longitudine WGS84</b>	<b>Altitudine (m s.l.m.)</b>
Punto SE1	43.846028	11.347611	509
Punto SE2	43.846194	11.347333	512



Ubicazione dei punti d'indagine 1 e 2 su ortofoto da satellite.

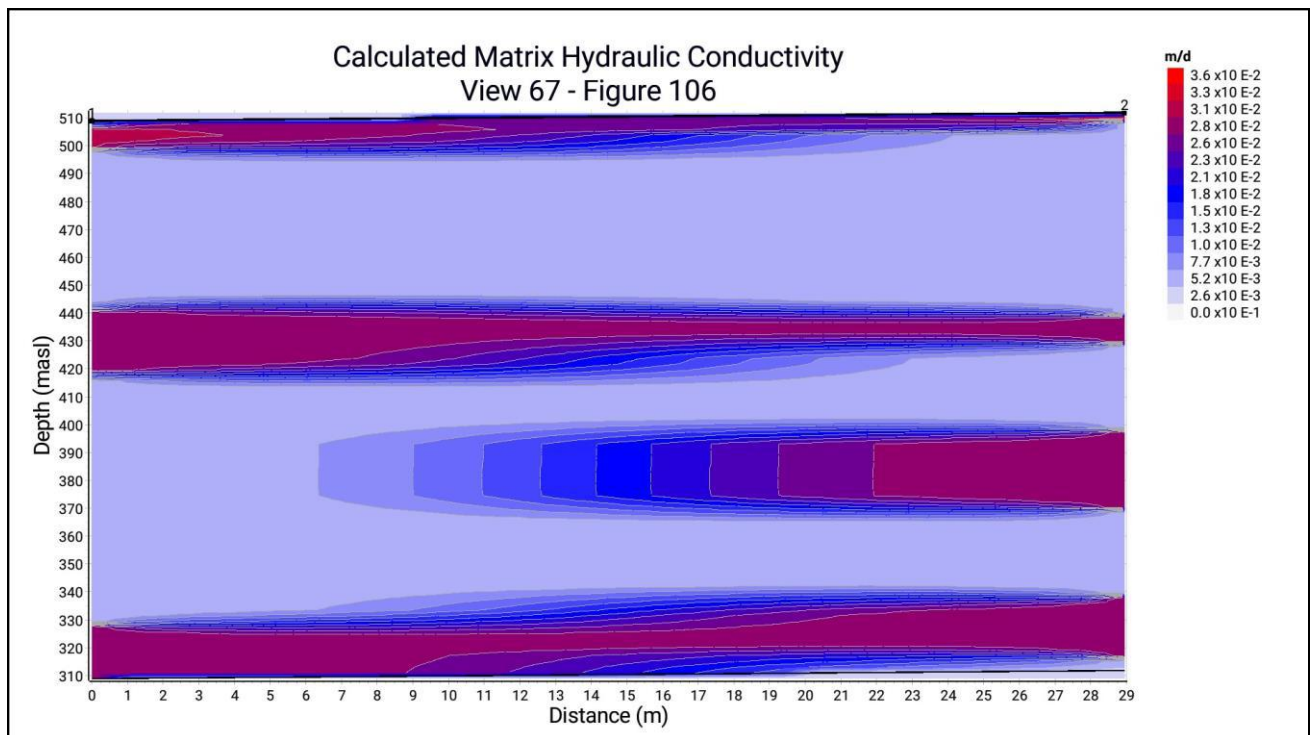


Fig. 2 - Mostra i dati di conducibilità idraulica (espressa in m al giorno) della matrice calcolata per il sito; sono riportati i due punti d'indagine sull'asse delle ascisse (distanza in m) e sull'asse delle ordinate è indicata la quota in m s.l.m..

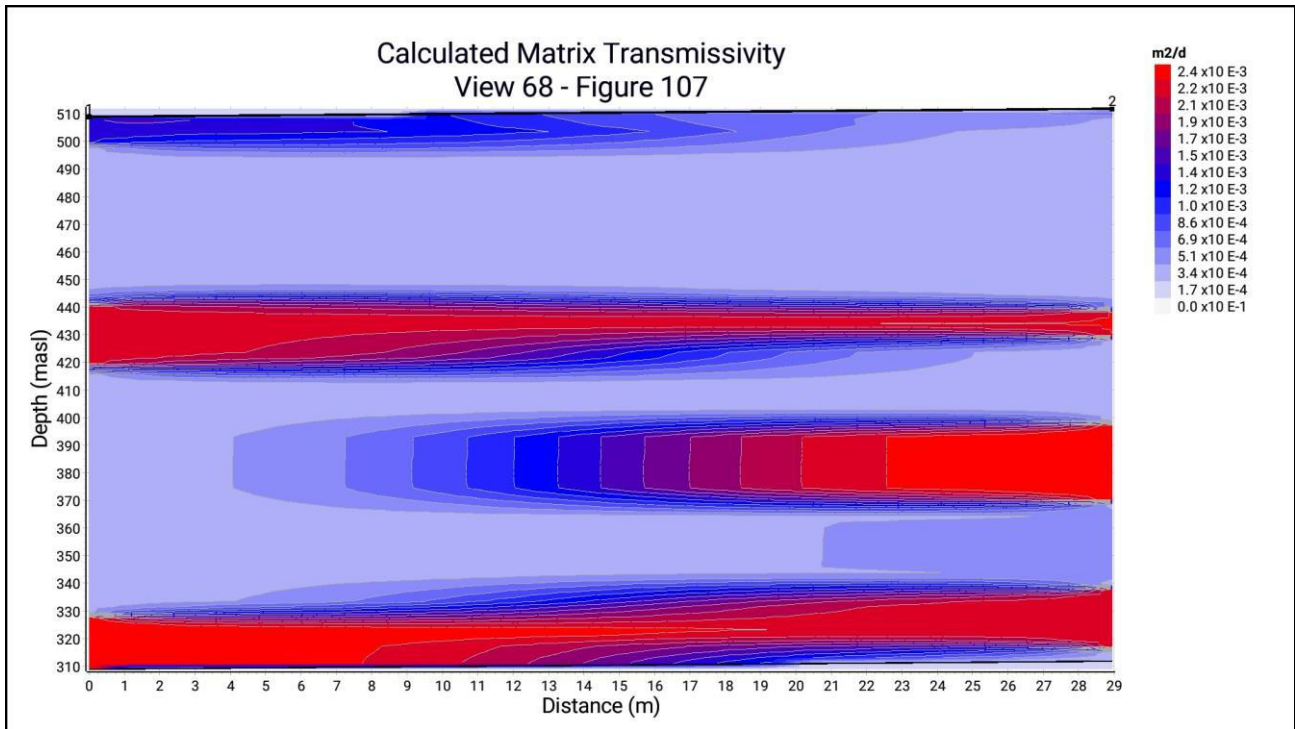


Fig. 3 - Mostra i dati di trasmissività (espressa in m<sup>2</sup>/giorno) della matrice calcolata per il sito di indagine; sono riportati i due punti d'indagine sull'asse delle ascisse (distanza in m) e sull'asse delle ordinate è indicata la quota in m s.l.m..

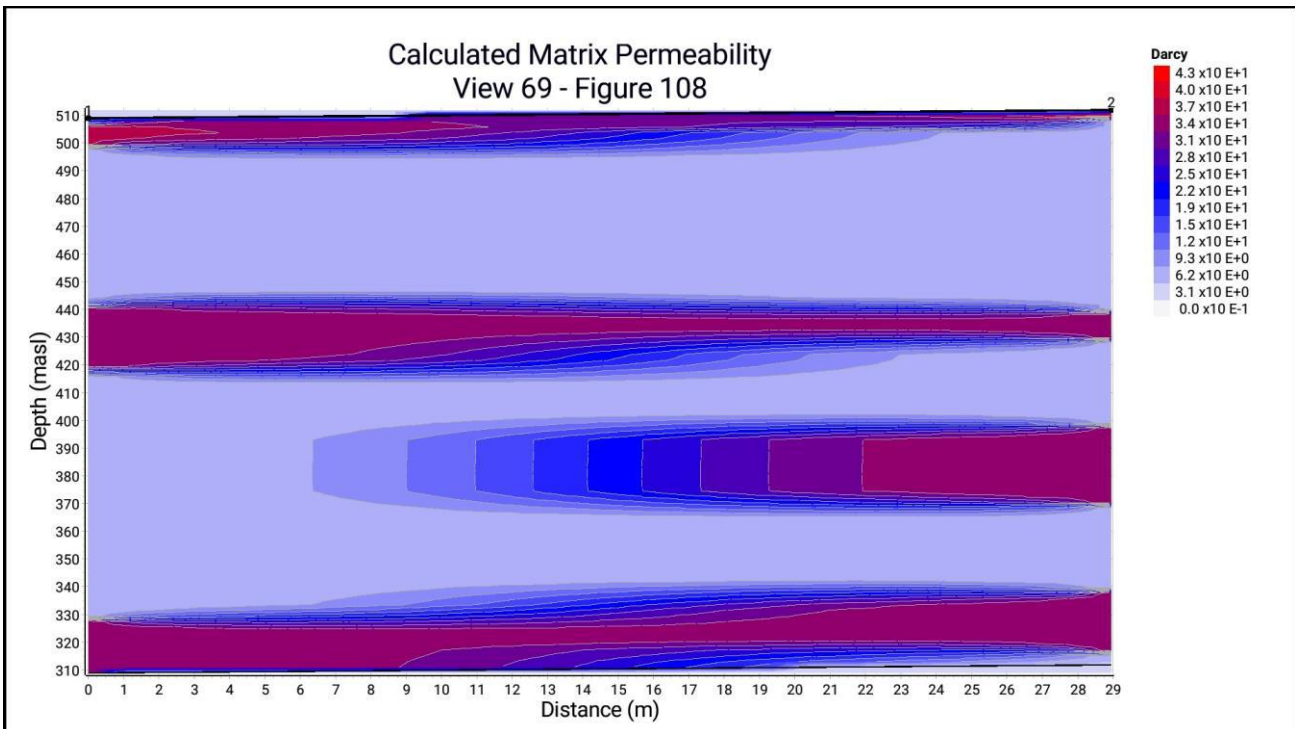


Fig. 4 - Mostra i dati di permeabilità della matrice calcolata per il sito di indagine; sono riportati i due punti d'indagine sull'asse delle ascisse (distanza in m) e sull'asse delle ordinate è indicata la quota in m s.l.m..

In questo sito sono stati rilevati n. 3 principali gruppi acquiferi:

### Acquifero 1

Questa falda acquifera ha una profondità media di 323 m s.l.m, si estende da una profondità media di 333 m s.l.m. ad una profondità media di 313 m s.l.m. ed ha uno spessore medio di 20 metri. L'acquifero è intersecato dai punti di rilievo: 1 e 2.

21

### Acquifero 2

Tale falda acquifera ha una profondità media di 406 m s.l.m., si estende da una profondità media di 430 m s.l.m. ad una profondità media di 381 m s.l.m. ed ha uno spessore medio di 48 metri. L'acquifero è intersecato dai punti di rilievo: 1 e 2.

### Acquifero 3

Questa falda acquifera ha una profondità media di 490 m s.l.m., si estende da una profondità media di 506 m s.l.m. ad una profondità media di 474 m s.l.m. ed ha uno spessore medio di 32 metri. L'acquifero è intersecato dai punti di rilievo: 1 e 2.

**In corrispondenza dei livelli sotto riportati si identificano i principali livelli fratturati corrispondenti a probabili orizzonti acquiferi sulla base delle figg. 2, 3 e 4:**

- dalla profondità media di 79 m, si estende da una profondità di -67 m ad una profondità di -91 m da p.c. ed ha uno spessore di 24 metri nel punto SE1;
- dalla profondità media di 190 m, si estende da una profondità di -181 m ad una profondità di -200 m da p.c. ed ha uno spessore di 19 metri nel punto SE1;
- dalla profondità media di 77 m, si estende da una profondità di -72 m ad una profondità di -83 m da p.c. ed ha uno spessore di 11 metri nel punto SE2;
- dalla profondità media di 128 m, si estende da una profondità di -114 m ad una profondità di -143 m da p.c. ed ha uno spessore di 29 metri nel punto SE2;
- dalla profondità media di 185 m, si estende da una profondità di -174 m ad una profondità di -195 m da p.c. ed ha uno spessore di 21 metri nel punto SE2.

## Parametri e considerazioni indagini sismoelettriche

Tutte le indagini ES producono insiemi di dati relativi. Queste relatività includono:

- Le stime della profondità sono relative ai modelli di velocità sismica applicati utilizzati durante la produzione di un modello ES.
- I parametri idraulici sono relativi ai dati di calibrazione applicati utilizzati per creare un modello.
- Parametri geologici come la conduttività e la composizione chimica di una formazione geologica influenzano i dati ES interpretati.

Le interpretazioni elettrosismiche sono relative e soggette al contesto geologico del sito indagato.

Pertanto, tutti i dati di risposta ES sono relativi alla composizione geologica e geo-idrologica del sito.

Quindi è necessario fare alcune ipotesi quando si interpretano i set di dati ES.

- Il software stima i dati sulla velocità sismica per le formazioni sotto una posizione sondata e come tale è soggetto a limitazioni, incertezze e rischi associati a uno studio geofisico. Pertanto, i modelli di velocità e profondità calcolati e stimati le stime per le formazioni sotto le posizioni dei sondaggi possono variare fino al 33% dei valori dichiarati.

- I set di dati ES sono set di dati verticali, che descrivono la geologia e la geoidrologia del sito direttamente sotto il punto di rilevamento. In quanto tale, la risoluzione laterale del punto di rilevamento ES gioca un ruolo significativo nella dimensione e nelle dimensioni delle strutture e delle caratteristiche geologiche quasi verticali che devono essere delineate o interpretate dai set di dati ES.

- Anche se la risoluzione verticale di un sondaggio ES è relativamente alta, con campionamento ogni 8-12 cm di profondità verticale a seconda del modello di velocità utilizzato, è importante notare che gran parte della risoluzione viene persa durante l'elaborazione dei dati. Ciò è dovuto al filtraggio applicati al set di dati. Pertanto, non è praticamente possibile delineare con precisione caratteristiche geologiche più sottili di 1 m di spessore.

- I set di dati ES per le interpretazioni 2D e 3D si basano fortemente sull'interpolazione per descrivere la correlazione tra le caratteristiche geologiche e idrologiche. Poiché i parametri di interpolazione sono impostati su valori predefiniti, si presuppone che l'ambiente geologico di qualsiasi sito sia per lo più stratificato in modo orizzontale o vicino alla pianura orizzontale.

- Nel caso di interpretazioni di dati idrologici non calibrati, deve essere inteso che tutti i dati idrologici ES sono soggettivi e relativi ai valori massimi di risposta ES registrati. Tali insiemi di dati devono essere considerati con riferimento all'assetto geologico del sito. Il modo migliore per evitare queste interpretazioni errate è calibrare il modello su parametri idrologici di un pozzo noto che risiede nella stessa geologia del sito di indagine.


- I calcoli del rendimento, discussi in questo rapporto, non possono prevedere il rendimento assoluto delle acque sotterranee che una falda acquifera interpretata produrrà.

Tutte le stime di rendimento discusse in questo rapporto sono stime calcolate e come tali sono soggette a limitazioni, incertezze e rischi associati agli studi geofisici.

- Il flusso di lavoro di elaborazione e interpretazione dell'ES presuppone che i dati raccolti sul campo siano stati effettuati sulle condizioni superficiali del suolo e dei sedimenti caratteristiche simili. Si presuppone che le condizioni del suolo del sito siano uniformi in termini di contenuto di umidità, conduttività elettrica e composizione del suolo.

Forti riflettori sismici interfacciali geologici possono causare effetti fantasma in un rilevamento. Ciò è dovuto ad un forte riflettore geologico ridelimitando l'onda sismica prodotta che poi ripassa attraverso le caratteristiche geologiche nel suo ritorno in superficie. Ciò provoca ciò che appare essere un'immagine speculare dei dati con profondità.

- I metodi ES non sono in grado di distinguere tra falde acquifere completamente e parzialmente saturate. Pertanto, i metodi ES non possono determinare se è stata presente una falda acquifera parzialmente disidratata o se una falda acquifera è completamente saturata. Si presuppone che tutti gli acquiferi delineati dai metodi ES siano completamente saturi e in grado di produrre acqua sotterranea.

	Indagine geofisica di superficie con metodologia sismoelettrica, audio-magnetotellurica ed elettromagnetica nel dominio del tempo (TDEM).	Cantiere: via di Pagnolle	Committente: Consorzio Le Fonti Monteloro
---	---	---------------------------	--

Poiché vengono effettuate diverse ipotesi utilizzando i metodi ES per stimare e interpretare la geologia e la geoidrologia di un sito, non è possibile garantire che i risultati presentati e le interpretazioni fornite in questo rapporto siano assolutamente corretti. I dati ES possono fornire solo una visione stimata la composizione geologica e geoidrologica di un sito di studio sulla base delle informazioni disponibili.

## **6 - CONCLUSIONI**

L'indagine conoscitiva eseguita ha previsto un'iniziale indagine bibliografica preliminare circa l'area in studio, evidenziando la presenza della Formazione di Monte Morello formata da flysch carbonatici, calcari marnosi e marne. In tutta l'area di studio si segnala la presenza di faglie che rappresentano vie preferenziali di risalita e circolazione dei fluidi nel sottosuolo.

Dal punto di vista idrogeologico la circolazione sotterranea nell'area di studio si sviluppa grazie alla permeabilità di tipo secondario all'interno degli orizzonti calcareo-marnosi fratturati e in corrispondenza di faglie o altri lineamenti tettonici.

Lo scopo dell'indagine era quello di determinare l'andamento degli orizzonti stratigrafici più promettenti per la presenza di falde acquifere al loro interno.

Tutte le indagini sismiche eseguite nell'area di studio concordano nell'individuare un orizzonte acquifero alla profondità di circa -70/-110 m da p.c.. Spostandosi a maggiori profondità sono stati individuati due ulteriori orizzonti acquiferi alle profondità di circa -115/-145 m e -175/-200 m da p.c. come si deduce dai grafici delle indagini sismoelettriche, audio magnetotelluriche ed elettromagnetiche.

Firenze, lì 04/04/2024

  
 Via La Marmora 51 - 50121 Firenze (FI)  
 P.IVA: 07015800480 Codice SDI: W7YYJK9  



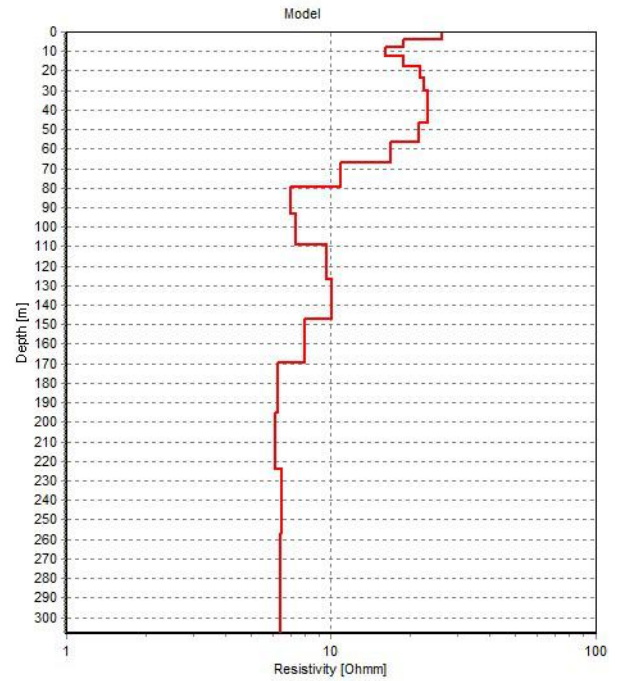
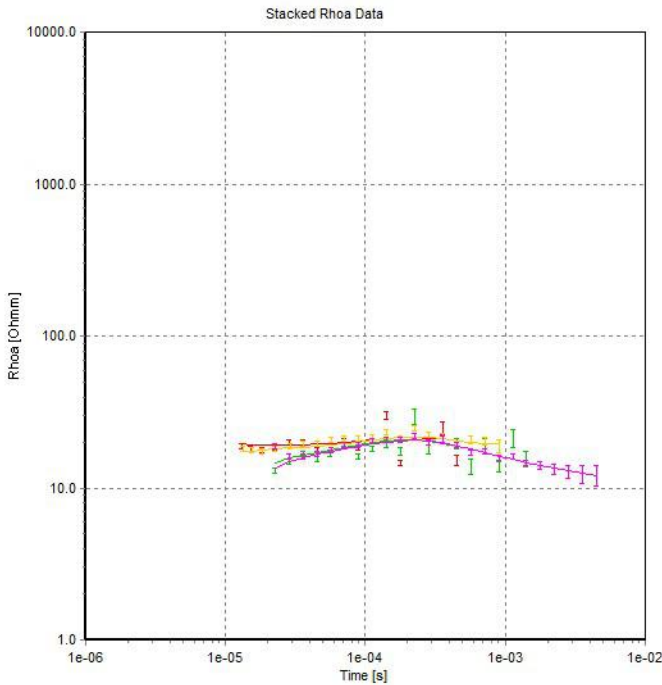

## **ALLEGATO 1**

**REPORT INDAGINI ELETTROMAGNETICHE**

# TDEM

**Print Date:** 26-03-2024  
**Database Name:** Project69.gdb  
**UTMX:** Unavailable.  
**UTMY:** Unavailable.  
**EPSG:** Unavailable for these coordinates  
**Importer:** WalkTEMImporter.exe  
**Version:** 3.2.1.0  
**Data Residual:** 2.5  
**No. of Layers:** 20  
**DOI:** 229m  
**Program:** SPIA.exe, version 3.2.1.0

#	Res	ResSTD	Thk	ThkSTD	Dep	DepSTD
1	26.1	1.31	3.67	1.001	3.67	1.001
2	18.8	1.37	4.14	1.001	7.81	1.001
3	16	1.34	4.68	1.001	12.5	1.001
4	18.7	1.34	5.28	1.001	17.8	1.000
5	21.8	1.36	5.96	1.001	23.7	1.000
6	22.5	1.37	6.73	1.001	30.5	1.000
7	23.1	1.41	7.6	1.001	38.1	1.000
8	23.2	1.46	8.58	1.001	46.6	1.000
9	21.4	1.45	9.69	1.001	56.3	1.000
10	16.9	1.42	10.9	1.001	67.3	1.000
11	10.9	1.36	12.4	1.001	79.6	1.000
12	7.03	1.33	13.9	1.001	93.6	1.000
13	7.37	1.39	15.7	1.001	109	1.000
14	9.67	1.49	17.8	1.001	127	1.000
15	10	1.66	20.1	1.001	147	1.000
16	7.96	2.00	22.6	1.001	170	1.000
17	6.31	2.68	25.6	1.001	195	1.000
18	6.17	3.79	28.9	1.001	224	1.000
19	6.48	5.04	32.6	1.001	257	1.000
20	6.45	6.00				



**ALLEGATO 2**  
REPORT INDAGINE AUDIO MAGNETOTELLURICA

# STENDIMENTO AMT - 200 M

