



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA  
Dipartimento di Agronomia, Animali, Alimenti, Risorse Naturali e  
Ambiente

Corso di Laurea Magistrale in  
Scienze e Tecnologie per l'Ambiente e il Territorio

**Indagini tomografiche geoelettriche per la  
caratterizzazione della compattazione del suolo nudo**

Relatore:  
*Prof. Jacopo Boaga*

Correlatori:  
*Dott. Alberto Carrera*  
*Prof. Francesco Morari*

Laureando:  
*Mattia Negrisolo*

Matricola n.  
*2028765*

ANNO ACCADEMICO 2022/2023







## RINGRAZIAMENTI

*Voglio ringraziare in primis il mio relatore Boaga Jacopo che mi ha concesso e permesso questo progetto di tesi, per la sua disponibilità e prontezza nell'assistermi nei momenti in cui ho avuto bisogno. Voglio ringraziare poi i miei correlatori Carrera Alberto e Morari Francesco per avermi direttamente e indirettamente supervisionato il lavoro.*

*Un grosso ulteriore grazie va singolarmente a Carrera Alberto per avermi supervisionato dall'inizio alla fine in questo ultimo anno e mezzo di lavoro, ma soprattutto per la sua disponibilità e pazienza nell'insegnarmi e approfondirmi gli aspetti pratici quello che è il vasto mondo della Geofisica, di cui questa tesi racchiude solamente una piccola goccia.*

*Voglio ringraziare successivamente Camarotto Carlo, facente parte dello staff tecnico di Unipd, per la sua supervisione e insegnamento delle tecniche di laboratorio, anch'esso paziente e disponibile nell'insegnarmi e darmi le capacità di autogestirmi nel laboratorio di Fisica del Suolo del Dipartimento DAFNAE di Unipd.*

*Ritengo di aver imparato e soprattutto apprezzato moltissime nuove nozioni e ambiti di studio dei quali non avrei mai creduto di poter occuparmi; se ripenso all'inizio di questo percorso di studi magistrale ne esco più maturo, più consapevole, e si spera, con tutte le carte in regola per poter d'ora in poi aprirmi una soddisfacente carriera lavorativa nel mondo delle scienze ambientali, le quali rappresentano tematiche di importanza significativa per il nostro pianeta e per tutti noi, e che ormai mi accompagnano da molti anni della mia vita.*

*Infine voglio ringraziare chi al di fuori dell'università mi è stato vicino per tutto questo tempo, partendo dalla mia Famiglia, mio Padre, mia Madre e mio fratello Simone ed infine, ma non per importanza, voglio ringraziare quella che considero come una seconda famiglia, i miei più cari amici partendo da Panama attraversando Belluno, Vicenza, Verona, Venezia, Rovigo, Treviso, Como e addirittura Edimburgo e Varsavia. Ma fra tutti vorrei fare una menzione specifica per Michele e Massimo i quali posso considerare i due miei amici più cari; loro sanno quanto mi sia stato difficile e arduo il mio percorso universitario e di vita in questi ultimi due anni, considerando tutte le mie difficoltà e non posso altro che ringraziarli per tutti i momenti di sfogo, di risate e di supporto che mi hanno sempre concesso, so quanto posso essere stato pesante e tedioso in certe situazioni ma spero con tutto il mio cuore di essere riuscito a ricambiare anche solo un decimo di quello che, in tutto questo tempo, hanno dato loro a me.*



## ABSTRACT

In the context of this Master's thesis, geophysical methods, in particular geoelectric (ERT), have been adopted with the aim of characterizing in a non-invasive and indirect way the state of surface thickening and soil compaction caused by the repeated passage of agricultural vehicles and machinery. The geophysical models obtained were calibrated and validated by direct (penetrometric tests) and laboratory analyses on undisturbed samples (bulk density, volumetric water content, texture). The aim is to test these methods and make them applicable in the field of agriculture in the future, to estimate soil thickening that has strong implications on crop productivity.



## RIASSUNTO

Nel contesto di questa tesi di laurea Magistrale sono stati adottati metodi geofisici, in particolare la geoelettrica (ERT), con l'obiettivo caratterizzare in maniera non invasiva e indiretta lo stato di addensamento superficiale e compattamento del suolo causato dal ripetuto passaggio di mezzi e macchinari agricoli. I modelli geofisici ottenuti sono stati calibrati e validati tramite analisi puntuali dirette (prove penetrometriche) e di laboratorio su campioni indisturbati (bulk density, volumetric water content, tessitura). Lo scopo è di testare questi metodi e renderli un domani applicativi nel campo dell'agricoltura, per stimare l'addensamento del suolo che ha forti implicazioni sulla produttività della coltura.



# INDICE

ABSTRACT .....	5
RIASSUNTO .....	7
<b>1. Introduzione</b> .....	<b>11</b>
1.1. Descrizione della problematica: Compattamento del suolo .....	11
1.2. Descrizione del sito .....	13
<b>2. Metodi Geofisici</b> .....	<b>17</b>
<b>3. ERT - Electrical Resistivity Tomography</b> .....	<b>19</b>
3.1. Teoria del metodo .....	19
3.1.1. Fisica del metodo .....	20
3.1.2. Singolo elettrodo .....	21
3.1.3. Elettrodi multipli .....	22
3.1.4. Disposizione degli elettrodi .....	25
3.1.5. Proprietà elettriche dei materiali .....	27
3.2. Configurazione del sondaggio e misurazioni .....	29
3.2.1. Protocollo di acquisizione .....	29
3.2.2. Misure in campo .....	30
3.2.3. Pseudosezione .....	33
3.3. Processing e inversione .....	35
3.3.1. Quantificazione errori dati .....	35
3.3.2. Modeling e inversione dei dati .....	41
<b>4. Metodi diretti</b> .....	<b>47</b>
4.1. Analisi granulometrica .....	47
4.2. Analisi idrauliche .....	50
4.2.1. La Curva di Ritenzione Idrica .....	51
4.2.2. ku-pF Apparatus .....	52
4.2.3. WP4C Dewpoint PotentiaMeter .....	53
<b>5. Risultati e discussioni</b> .....	<b>57</b>
5.1. Modelli ERT .....	57
5.2. Correlazioni con metodi diretti .....	61
5.3. Sviluppi futuri .....	69

<b>6. Conclusioni</b> .....	71
Indice di immagini .....	73
Bibliografia .....	77

# 1. Introduzione

## 1.1. Descrizione della problematica: Compattamento del suolo

Il compattamento del suolo è un fenomeno di compressione delle particelle del suolo in un volume più ristretto a discapito degli spazi vuoti tra le particelle stesse. Questo porta a modificare le proprietà strutturali, il regime termico e idrico del suolo in esame.

Le cause possono essere naturali, come un'azione battente delle piogge, il rigonfiamento e crepacciamento dei terreni o l'azione delle radici, oppure antropiche quali il traffico improprio di macchinari agricoli di grandi dimensioni e l'utilizzo di attrezzi impropri nelle lavorazioni dei terreni. Queste ultime, predominanti, rappresentano la vera problematica da affrontare (APAT, 2008).

Come riportato sopra questo può portare a più effetti, più nello specifico la riduzione della porosità, l'aumento della resistenza alla penetrazione (si pensi alla penetrazione delle radici delle colture), riduzione della capacità di infiltrazione dell'acqua e dell'aria che può portare a sua volta ad asfissia radicale. Una "buona" struttura del suolo, al contrario, è associata ad una bassa densità apparente (BD), una bassa resistenza alla penetrazione e alla trazione e un basso stato di compattazione; queste condizioni faciliterebbero i flussi di  $H_2O$  e  $O_2$  e rende questi fluidi disponibili alle piante, aiutandone la crescita, promuovendo il riciclo dei nutrienti e la ricarica delle acque sotterranee (Rabot et al., 2018).

Quello che ne deriva sono problematiche ambientali, ma che riguardano più il loro impatto sull'uomo. Una minore capacità di infiltrazione è causa dell'aumento del ruscellamento superficiale, che può portare a grandi eventi alluvionali in casi di precipitazioni estreme come stanno accadendo negli ultimi anni, a causa del cambiamento climatico. Viene limitata anche l'aerazione del suolo e lo scambio di gas, incrementando le emissioni di gas serra come l' $N_2O$  attraverso i processi di denitrificazione in ambiente anaerobico (Berisso et al., 2012). Mentre dal lato produttivo, questo fenomeno è legato alla diminuzione delle rese agricole (Schjøning et al., 2016), le colture fanno più fatica ad infiltrare le loro radici, la componente idrica si distribuisce in modo non omogeneo tendendo ad accumulare maggiormente in punti meno addensati.

Per ovviare a ciò si può agire in modo efficace attraverso la prevenzione, ad esempio analizzare il tipo di pneumatici e le pressioni di gonfiaggio di questi, in modo da diminuire la compattazione durante il passaggio di macchinari agricoli molto pesanti. Inoltre si può optare l'adozione di

sistemi di lavorazione alternativi alle tradizionali arature, questi aiuterebbero ad evitare la formazione della suola d'aratura, ovvero lo strato più compatto che va a formarsi al limite inferiore della lavorazione nei terreni in cui è solito effettuare continue lavorazioni convenzionali.

L'analisi del suolo, e dei suoi parametri, rientra sempre tra le valutazioni agronomiche che vengono effettuate prima di iniziare nuove colture. Ma le tradizionali misure dirette effettuate in campo agronomico si basano su metodi fisici invasivi e dispendiosi, sia in termini di tempo che di denaro. Inoltre essendo tecniche puntuali mancano di risoluzione spaziale sufficiente e possono essere eseguite solo episodicamente.

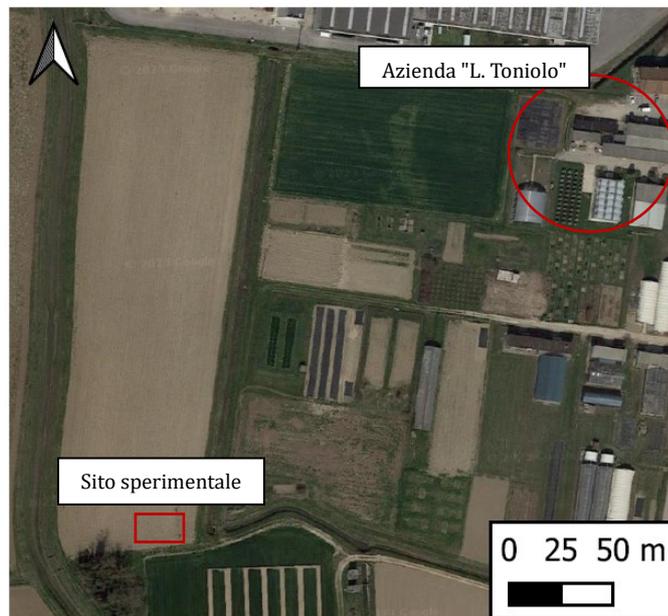
In questo contesto la geofisica può portare diversi vantaggi e può essere usata per integrare le metodologie di caratterizzazione tradizionali. I metodi geofisici sono tecniche di rilevamento non invasive in grado di misurare le proprietà fisiche (spesso elettriche e meccaniche) dei mezzi studiati, effettuando misurazioni in modo più rapido senza particolari vincoli logistici. Inoltre con l'elaborazione dei dati mediante appositi software e codici dedicati, si possono ottenere modelli del sottosuolo 2D e 3D con profondità e risoluzione spaziale maggiori (Carrera et al., 2022).

I metodi più diffusi per le indagini del suolo si basano sulle diverse proprietà elettriche dei materiali del terreno che cambiano con il contenuto e la salinità dei fluidi incorporati. Quindi, le tecniche elettriche ed elettromagnetiche sono ampiamente e con successo utilizzate nella caratterizzazione delle proprietà del suolo (densità apparente e contenuto di argilla) e delle variabili di stato (salinità del suolo, contenuto di acqua e saturazione dell'acqua) (Weihermüller et al., 2007).

La tomografia di resistività elettrica (ERT) è diventata uno strumento d'indagine standard nell'agricoltura di precisione, dimostrando la sua idoneità per una serie di compiti, come delineare gli orizzonti del suolo, stimare e descrivere il contenuto idrico e diversi scopi di monitoraggio (Besson et al., 2013; Rossi et al., 2015; Samouëlian et al., 2005).

## 1.2. Descrizione del sito

L'esperimento è stato condotto presso l'Azienda Agricola Sperimentale "L. Toniolo" dell'Università di Padova a Legnaro (45°21' N; 11°57' E, 8 m s.l.m.). Nell'area di studio (Fig. 1.1), il suolo è classificato come Fluvi-Calcaric Cambisol ((WRB, 2014) e rappresenta quasi il 50% della pianura veneta nella regione Veneto. Si tratta di un suolo limoso-sabbioso scarsamente stratificato con una bassa fertilità naturale dovuta allo scarso contenuto di carbonio organico nel suolo (circa 8-10 g kg<sup>-1</sup> nello strato 0-20 cm, fino a 0,5 g kg<sup>-1</sup> a 60-90 cm) e alla bassa capacità di scambio cationico (< 20 cmol kg<sup>-1</sup>) (Longo et al., 2021).



*Fig. 1.1: Ubicazione del sito sperimentale in riferimento all'Azienda Agricola Sperimentale "L. Toniolo" dell'Università di Padova a Legnaro.*

L'esperimento è stato condotto nella tarda primavera del 2022 in 6 parcelle di terreno nudo, larghe 1 m e lunghe 15 m ciascuna e distanziate di 2 m l'una dall'altra, in un'area totale di 400 m<sup>2</sup> (Fig. 1.2). Prima dell'inizio dell'esperimento, il campo era utilizzato per la coltivazione di seminativi secondo le pratiche agricole convenzionali, che prevedevano l'aratura a vomere a 0,3 m di profondità e l'erpatura a dischi prima della semina. Per l'impostazione specifica dell'esperimento, il terreno è stato lavorato come precedentemente descritto nel periodo di fine inverno/inizio primavera (febbraio-marzo 2022).

Due diversi gradi di compattamento sono stati confrontati con condizioni non compattate, con due repliche in un disegno completamente randomizzato. Le parcelle non compattate (no compaction, di seguito denominate "NC") sono state trattate senza alcun traffico di macchinari, considerando le osservazioni di questi trattamenti come indicative del naturale recupero della struttura del suolo in assenza di vegetazione, come riportato in (Keller et al., 2021); un trattamento di light-compaction (LC) è stato ottenuto con un trattore Fiat 680H di 2940 kg di peso (anteriore: 1060 kg, posteriore: 1880 kg), mentre la heavy-compaction (HC) è stata simulata con un trattore New Holland T7.165 S di 9750 kg di peso (anteriore: 3580 kg, posteriore: 6110 kg). Ciascun evento di compattazione è stato eseguito con un doppio passaggio del trattore, utilizzando una ruota su un solo lato come striscia di compattazione all'interno delle parcelle elementari (vedi illustrazione in Fig. 1.2). Per mantenere le condizioni di suolo nudo, la vegetazione emergente è stata soppressa con l'applicazione periodica di erbicidi non selettivi (es. glifosato).

Alla testa di ogni parcella, un mese prima dell'evento di compattazione sono state installate stazioni di monitoraggio equipaggiate con sonde multisensore (data logger Em50 e sensori 5TE prodotti da Decagon Devices Inc.) che hanno monitorato continuamente la temperatura del suolo (T, °C) e il contenuto volumetrico di acqua (VWC, %) a tre profondità (15, 30 e 50 cm) con frequenza di campionamento impostata a 30 minuti. Prima dell'installazione in campo, i sensori di umidità del suolo, che operano con una tecnica di riflettometria nel dominio della frequenza, sono stati calibrati in laboratorio con un'accuratezza del  $\pm 3\%$ .

Subito dopo l'evento di compattazione, sono stati raccolti campioni di terreno indisturbato di 7,2 cm di diametro fino a 1 m alla testa di ogni parcella (sei in totale) utilizzando un campionatore idraulico. I campioni di suolo indisturbato sono stati pesati e una frazione (due terzi) è stata essiccata in forno a 105 °C per 24 ore per il calcolo del contenuto d'acqua gravimetrico e della densità apparente (BD). L'altra frazione di terreno (un terzo) è stata essiccata all'aria e setacciata attraverso un setaccio di 2 mm per l'analisi della tessitura. La densità apparente del suolo è stata stimata con il metodo della carota (Grossman & Reinsch, 2018), mentre la tessitura del suolo è stata determinata mediante diffrazione laser (Mastersizer 2000; Malvern Panalytical Ltd, Malvern, UK) come descritto in (Bittelli et al., 2019). La resistenza alla penetrazione (PR) è stata misurata con un penetrologger (Eijkelkamp, Olanda), in tutto lo strato 0-80 cm, con un cono di 30° cm<sup>2</sup>. In ogni parcella sono state selezionate casualmente tre zone di campionamento della PR, per un totale di 18 profili approfonditi.

Infine, lungo la linea centrale di ciascun appezzamento sono state eseguite tomografie di resistività elettrica (Fig. 1.2).

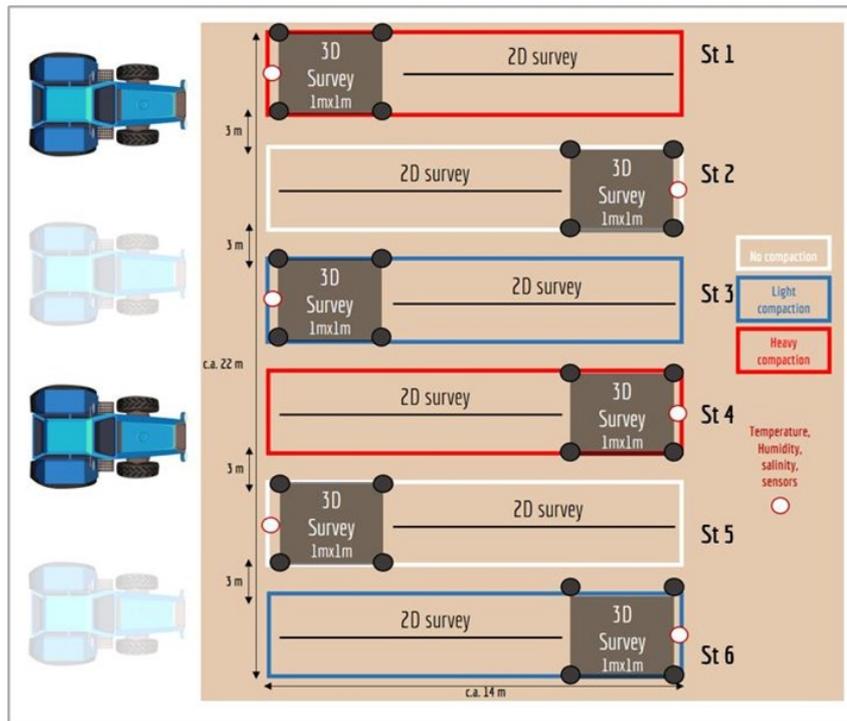


Fig. 1.2: Configurazione del sito sperimentale.



## 2. Metodi Geofisici

La geofisica applicata è una branca della geologia e geologia tecnica che permette di caratterizzare il sottosuolo, ovvero acquisire informazioni su struttura geologica, stratigrafia, dinamiche idrogeologiche e tutte le possibili contaminazioni o artefatti umani che si trovano al di sotto della superficie terrestre. In base alla tecnica geofisica utilizzata, si effettua la misura di determinate proprietà fisiche del dominio indagato, permettendo una mappatura laterale e verticale delle variazioni di suddette proprietà in modalità non invasiva (Boaga, 2021).

In generale i metodi geofisici sono suddivisi in attivi, in cui è presente una sorgente attiva – esterna e controllata – che energizza il terreno e dei ricevitori che rilevano le variazioni delle grandezze fisiche prese in esame, e passivi in cui si rilevano direttamente segnali emessi da sorgenti naturali (come il campo magnetico o il campo gravitazionale). Sono presenti anche alcuni metodi invasivi, in cui si effettuano perforazioni nel terreno per andare più in profondità ed effettuare delle analisi differenti (metodi in foro o “borehole”, quali cross-hole, down-hole, up-hole, LOG), ad esempio possono fornire anche importanti informazioni sulla stabilità e sui parametri geotecnici del sottosuolo che solo con le tradizionali tecniche non invasive sono difficili da reperire (come la densità della roccia, velocità delle onde elastiche, modulo di taglio e rapporto di Poisson).

Le applicazioni della geofisica sono molteplici, soprattutto nell’ingegneria civile ed ambientale, lo studio del sottosuolo infatti risulta essenziale in molti campi di applicazione come l’indagine preliminare o di monitoraggio di zone da bonificare (ad esempio la presenza di pennacchi di contaminazione da idrocarburi o metalli pesanti) come la revisione di (Rani & Cassiani, 2022), lo studio dell’idrogeologia del sottosuolo (Binley et al., 2015), lo studio e monitoraggio della struttura geologia di argini naturali e antropici (Perri et al., 2014), o la caratterizzazione di eventi come frane in ambiente montano (Petronio et al., 2016). In tempi odierni sono sempre più necessarie metodologie veloci, relativamente poco costose e che diano una buona qualità d’indagine.

I principali metodi geofisici si possono distinguere in metodi elettro-magnetici, gravimetrici e sismici, ognuno con diversi campi di applicazione con le proprie criticità e punti di forza. Nel lavoro di questa tesi è stato applicato un metodo geoelettrico, la tomografia di resistività elettrica (ERT), in contemporanea con metodologie d’indagine diretta come l’analisi tessiturale e analisi di conducibilità idraulica del suolo per mezzo di perforazioni ed estrazione di una carota campione.

Nei capitoli successivi verrà descritta nel dettaglio la tecnica ERT partendo dalle basi teoriche, proseguendo poi con gli strumenti utilizzati e le configurazioni di campo. Nelle conclusioni i risultati del metodo geoelettrico verranno confrontati e validati con i risultati delle metodologie dirette effettuate nel laboratorio di Fisica del suolo del dipartimento DAFNAE del campus di Agripolis dell'Università di Padova.

### 3. ERT - Electrical Resistivity Tomography

La tomografia di resistività elettrica (ERT) è uno dei metodi geoelettrici della geofisica che caratterizza un suolo studiando le sue proprietà elettriche, nello specifico la resistività elettrica ( $\rho$ ). L'applicazione del metodo si basa sull'utilizzo di quattro elettrodi, i primi due servono ad immettere corrente nel sottosuolo andando quindi a generare un campo elettrico, di solito indicati come A e B, gli altri due (elettrodi di potenziale) vanno a misurare la tensione, di solito indicati come M e N. Tutto il sistema è collegato e controllato da un georesistivometro, con il quale si effettuano le misure.

Di seguito in questo capitolo verranno analizzati concetti teorici fondamentali (Binley & Kemna, 2005; K. Knödel, G. H. Lange, J. Voigt, , 2007) così descritti come nello studio "Surface Wave Method and Electrical Surveys for the Characterization of a Landfill Site" di (Carrera, 2019); successivamente verranno illustrate le applicazioni utilizzate in questo studio.

#### 3.1. Teoria del metodo

Essendo un metodo elettrico a corrente continua (DC), l'ERT si basa sulla legge di Ohm:

$$\Delta V = R \cdot I \quad (3.1)$$

In cui  $\Delta V$  è la differenza di potenziale elettrico [V], quella che viene misurata dal dipolo M e N, I è la corrente iniettata [A], dal dipolo A e B, ed R è la resistenza [ $\Omega$ ] del suolo.

La resistenza, oltre ad essere legata al flusso di corrente, dipende anche dalla proprietà geometriche e dal materiale. Se analizziamo un flusso di corrente che attraversa un conduttore cilindrico con lunghezza L [m] e area A [m<sup>2</sup>], la seconda legge di Ohm sarà la seguente:

$$\rho = \frac{R \cdot A}{L} \quad (3.2)$$

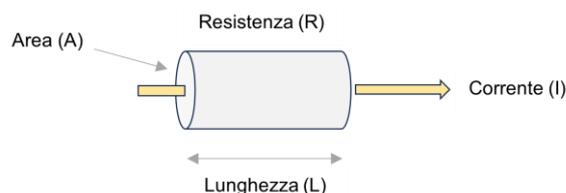


Fig. 3.1: Seconda legge di Ohm, definizione di resistività ( $\rho$ ).

Dove  $\rho$  è la resistività elettrica [ $\Omega \cdot m$ ], che può essere espressa anche come il reciproco della conducibilità elettrica  $\sigma$  [ $S/m$ ], quindi  $1/\sigma$ , essa esprime la capacità del materiale in questione di sostenere un flusso di corrente elettrica a lungo termine.

### 3.1.1. Fisica del metodo

Riprendendo le equazioni (3.1) e (3.2) in modo infinitesimale si può analizzare la fisica di propagazione delle onde di corrente in un mezzo come il suolo. In particolare se combinate fra loro si ottiene

$$\Delta I = \frac{\Delta S}{\Delta L} \cdot \frac{-\Delta V}{\rho} \rightarrow \frac{\Delta I}{\Delta S} = \frac{-\Delta V}{\Delta L} \cdot \frac{1}{\rho} \rightarrow J = \frac{E}{\rho} \quad (3.3)$$

Dove si ha:  $E$  come vettore di intensità del campo elettrico [ $V/m$ ] e  $J$  come vettore di intensità di corrente [ $A/m^2$ ]. Si può riformulare più comunemente, se si utilizza la conducibilità elettrica ( $\sigma$ )

$$J = \sigma \cdot E \quad (3.4)$$

Il campo elettrostatico è conservativo, per cui il campo elettrico può essere espresso come il gradiente del campo scalare di potenziale  $V$

$$E = -\nabla V \quad (3.5)$$

e sostituendolo nella precedente (3.4) otteniamo la legge di Ohm (3.1) in modo differenziale.

$$J = -\sigma \nabla V \quad (3.6)$$

Come già accennato, la conservazione della carica elettrica è un principio molto importante del metodo DC e descrive la stazionarietà del flusso elettrico. In generale, questo principio è scritto in modo differenziale

$$\text{div} J = \nabla \cdot J = 0 \quad (3.7)$$

dove  $\nabla = \partial/\partial x, \partial/\partial y, \partial/\partial z$  è l'operatore Nabla, che indica la divergenza del vettore.

Se si va a sostituire l'equazione (3.6) in (3.7) quello che si ottiene è la distribuzione del potenziale in condizioni stazionarie. Inoltre la forma estesa della formula descrive la possibile eterogeneità e anisotropia di  $\sigma$ .

$$\text{div} J = \nabla \cdot (-\sigma \nabla V) = 0 \quad (3.8)$$

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( \sigma_x(x, y, z) \frac{\partial V}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \sigma_y(x, y, z) \frac{\partial V}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( \sigma_z(x, y, z) \frac{\partial V}{\partial z} \right) = 0$$

Sempre ipotizzando un sistema omogeneo, le derivate parziali di  $\sigma$  si annullano a vicenda, e se anche isotropo si può raggruppare  $\sigma = \sigma_x = \sigma_y = \sigma_z$

$$\sigma_x \left( \frac{\partial^2 V}{\partial x^2} \right) + \sigma_y \left( \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} \right) + \sigma_z \left( \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} \right) = 0 \quad (3.9)$$

$$\sigma \left( \frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} \right) = 0 \quad (3.10)$$

Questo equivale all'equazione di Laplace (3.11), la quale rappresenta la diffusione del vettore potenziale attraverso un mezzo omogeneo e isotropo

$$\nabla^2 V = 0 \quad (3.11)$$

### 3.1.2. Singolo elettrodo

Per ciò che concerne questo studio è utile riformulare l'equazione di Laplace con coordinate sferiche:

$$\left( \frac{\partial^2 V}{\partial r^2} + \frac{2}{r} \frac{\partial V}{\partial r} \right) = 0 \quad (3.12)$$

Questo permette di analizzare singolarmente un elettrodo, il quale viene posto all'origine del sistema di coordinate (ovvero  $r=0$ ), punto in cui la corrente  $I$  viene iniettata.

Si ottiene quindi:

$$\frac{\partial}{\partial r} \left( r^2 \frac{\partial V}{\partial r} \right) = 0 \quad (3.13)$$

$$\rightarrow \left( r^2 \frac{\partial V}{\partial r} \right) = \text{cost} = C_1$$

$$\rightarrow V = C_2 - \frac{C_1}{r}$$

dove  $C_1$  e  $C_2$  sono delle costanti determinate dalle condizioni al contorno. Successivamente si pone la condizione  $V=0$ , cosa comune quando si ha  $r \rightarrow \infty$ , e si definisce la corrente  $J$  come funzione di  $r$  (questo perché si sta considerando una simmetria sferica e l'elettrodo posto nell'origine delle coordinate):

$$V(r \rightarrow \infty) = 0 \quad \rightarrow \quad C_2 = 0 \quad (3.14)$$

$$I = 4\pi r^2 J \quad \rightarrow \quad I = 4\pi r^2 \sigma \frac{\partial V}{\partial r} \quad \rightarrow \quad I = 4\pi r^2 \sigma \frac{C_1}{r^2} \quad \rightarrow \quad C_1 = -\frac{I\rho}{4\pi}$$

Da cui

$$V_{(r)} = \frac{I\rho}{4\pi r} \quad (3.15)$$

Nel caso in esame, quindi con l'elettrodo posto sulla superficie di un semispazio omogeneo, viene riscritta la 3.15 in cui si ha la corrente I distribuita solo su metà del volume (quindi un volume emisferico) mentre la densità di corrente J raddoppia (fig. 3.2):

$$V_{(r)} = \frac{I\rho}{2\pi r} \quad (3.16)$$

$$J = \sigma E = -\frac{1}{\rho} \frac{dV}{dr} = \frac{I}{2\pi r^2} \quad (3.17)$$

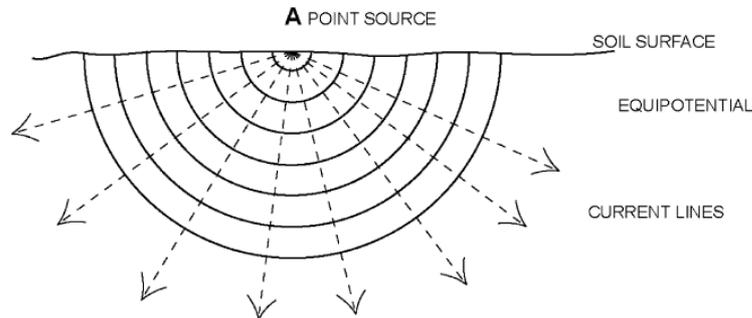


Fig. 3.2: Sorgente di corrente puntiforme sulla superficie di un mezzo omogeneo (Samouëlian et al, 2005)

### 3.1.3. Elettrodi multipli

Nel caso della Tomografia di Resistività Elettrica non si ha un solo elettrodo, ma una coppia utilizzata per l'iniezione di corrente (Fig. 3.3: C1, C2) e un'altra coppia per misurare la differenza di potenziale (Fig. 3.3: P1, P2). La corrente si distribuirà nel terreno in modo radiale attraverso un emisfero con raggio r e area superficiale  $2\pi r^2$ , questo se si considera che gli elettrodi sono disposti generalmente sulla superficie di un suolo omogeneo.

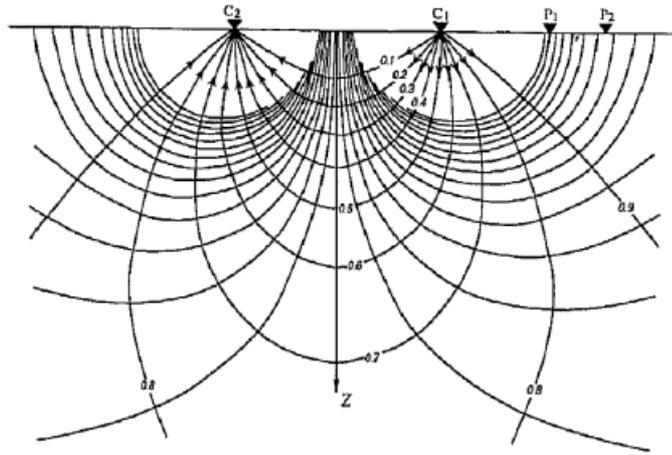


Fig. 3.3: Elettrodi di corrente (C) e di potenziale (P) piazzati sulla superficie in un spazio omogeneo, e la distribuzione della corrente e delle linee equipotenziali (H. S. Ward, 1988)

Nella realtà delle applicazioni le misurazioni vengono eseguite con molti elettrodi, solitamente 24 o 48 per campi di misurazione medio-piccoli, ma anche centinaia di elettrodi per andare ad indagare le informazioni del terreno con una maggiore qualità e quantità di dati.

La differenza di potenziale ( $\Delta V$ ) può essere facilmente descritta dall'effetto sovrapposizione

$$V_{p1} = \frac{I\rho}{2\pi r_1} + \frac{-I\rho}{2\pi r_2} \quad V_{p2} = \frac{I\rho}{2\pi r_3} + \frac{-I\rho}{2\pi r_4} \quad (3.18)$$

da cui si ottiene quello misurato

$$\Delta V = \frac{I\rho}{2\pi r} + \left[ \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_3} \right) - \left( \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_4} \right) \right] \quad (3.19)$$

In questo campo di applicazione vengono usati 4 elettrodi per dividere due contributi differenti: la resistenza data dal mezzo, che si comporta da conduttore elettronico, e la resistenza di contatto, che si comporta da conduttore ionico e dipende dall'intensità di corrente che scorre; sono generate da proprietà elettriche differenti di elettrodi e massa. La Fig. 3.4 mostra come solo 2 elettrodi non sarebbero sufficienti per separare questi contributi (e quindi rimuovere la resistenza di contatto):

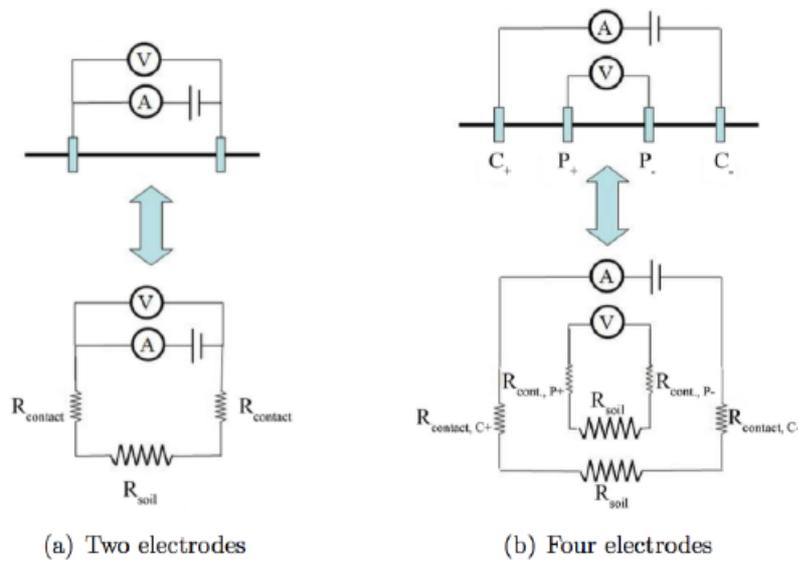


Fig. 3.4: Resistività in corrente continua DC con un dipolo (a) e con un quadrupolo (b) (lectures, J. Boaga).

Bisogna aggiungere un'importante precisazione: generalmente in natura una conformazione geologica non è quasi mai omogenea, ma mostra strati eterogenei di roccia o suolo. Questo dipende dalla litologia della conformazione, le loro proprietà differenti di densità e struttura portano ad avere anche differenti resistività (e conducibilità) che tendono a deviare le linee di corrente viste fino ad ora, cambiando la loro distribuzione seguendo i percorsi con resistenza minore, secondo il principio di Fermat. In Fig. 3.5 si vede un esempio con due strati a differente resistività ( $\rho_1 > \rho_2$ ), si evidenzia come le linee di corrente si distribuiscano diversamente nei due mezzi. Queste variazioni sono presenti sia verticalmente (in profondità) ma anche lateralmente.

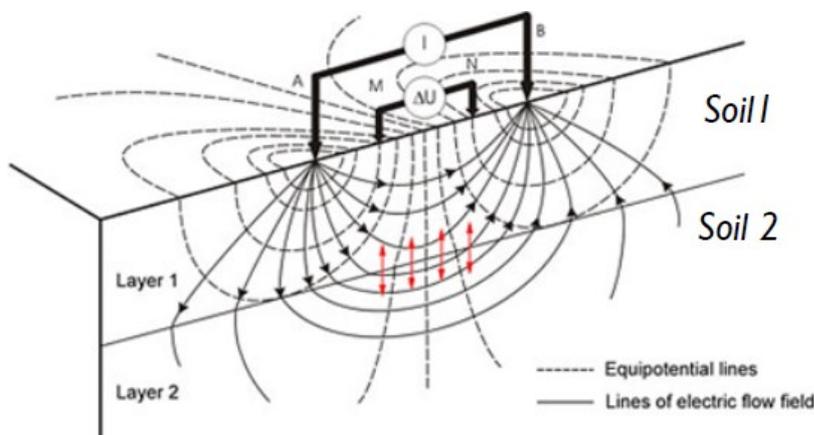


Fig. 3.5: Principio della distribuzione delle linee di corrente e linee equi-potenziali in un sistema non omogeneo, in questo caso  $\rho_1 > \rho_2$  (Lectures, J. Boaga).

Riprendendo l'equazione (3.15), se consideriamo una matrice eterogenea da indagare si può riarrangiare l'equazione per isolare una resistività apparente ( $\rho_a$ ) che rappresenta la resistività che sarebbe stata misurata se si fosse considerato un dominio omogeneo della matrice suolo indagata. L'equazione che risulta è quindi la seguente:

$$\rho_a = \frac{k\Delta V}{I} \quad (3.21)$$

Successivamente per ottenere la resistività reale si effettua il processo di inversione, verrà descritto nei capitoli successivi.

Il fattore geometrico K dipende solo dalla disposizione degli elettrodi scelta, verrà approfondito nel capitolo seguente, generalmente ha la seguente formula:

$$k = 2\pi \left[ \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_3} \right) - \left( \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_4} \right) \right]^{-1} \quad (3.22)$$

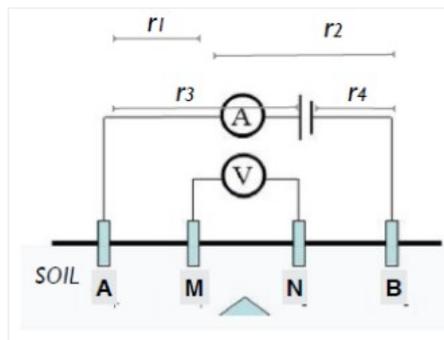


Fig. 3.6: Esempio di disposizione in cui vengono evidenziati  $r_1$ ,  $r_2$ ,  $r_3$ ,  $r_4$  (Lectures, J. Boaga).

### 3.1.4. Disposizione degli elettrodi

La disposizione degli elettrodi, o Array, è la configurazione geometrica degli elettrodi di corrente e di potenziale di un quadrupolo; disposizione che si utilizza nelle acquisizioni in campo (Binley & Kemna, 2005).

Esistono diverse configurazioni, le principali che vengono usate sono la disposizione di Wenner, di Schlumberger e Dipolo-Dipolo (Fig. 3.7).

Le caratteristiche principali che differiscono sono l'intensità del segnale, essenziale per avere un buon rapporto segnale/rumore (S/N), e la risoluzione laterale e verticale (in profondità). Ogni disposizione ha caratteristiche differenti, dovute alla diversa distanza degli elettrodi tra di loro e alla posizione degli elettrodi A e B con M e N. Più gli elettrodi sono disposti distanti fra loro più si guadagna in profondità perché le linee di corrente penetrano maggiormente, diminuendo però la risoluzione. Elettrodi più vicini fra loro guadagnano più risoluzione ma raggiungono profondità minori d'indagine.

Di norma vige la regola che la profondità di indagine massima raggiungibile è circa 1/5 della lunghezza complessiva della disposizione, e la si ottiene al centro dello stendimento, la risoluzione dipenderà dal numero di elettrodi utilizzati nell'indagine (una disposizione lunga 20 m con 12 elettrodi avrà una risoluzione sicuramente minore rispetto ad una disposizione lunga 20 m ma con 24 elettrodi utilizzati).

Tornando alle disposizioni nominate ad inizio paragrafo, con una disposizione di Wenner si ottiene una buona penetrazione, con una buona risoluzione verticale ma scarsa risoluzione orizzontale; con una disposizione Dipolo-Dipolo si ha caratteristiche opposte ovvero si ha una modesta penetrazione, con una bassa risoluzione verticale ma buona risoluzione orizzontale; con la disposizione Schlumberger si hanno caratteristiche intermedie tra le due precedenti. I fattori geometrici K cambiano in base alla disposizione degli elettrodi:

$$k = 2\pi a \quad \text{wenner} \quad (3.23)$$

$$k = (n - 1)(n - 2)\pi \frac{a}{2} \quad \text{Schlumberger}$$

$$k = \pi n(n - 1)(n - 2)a \quad \text{dipolo - dipolo}$$

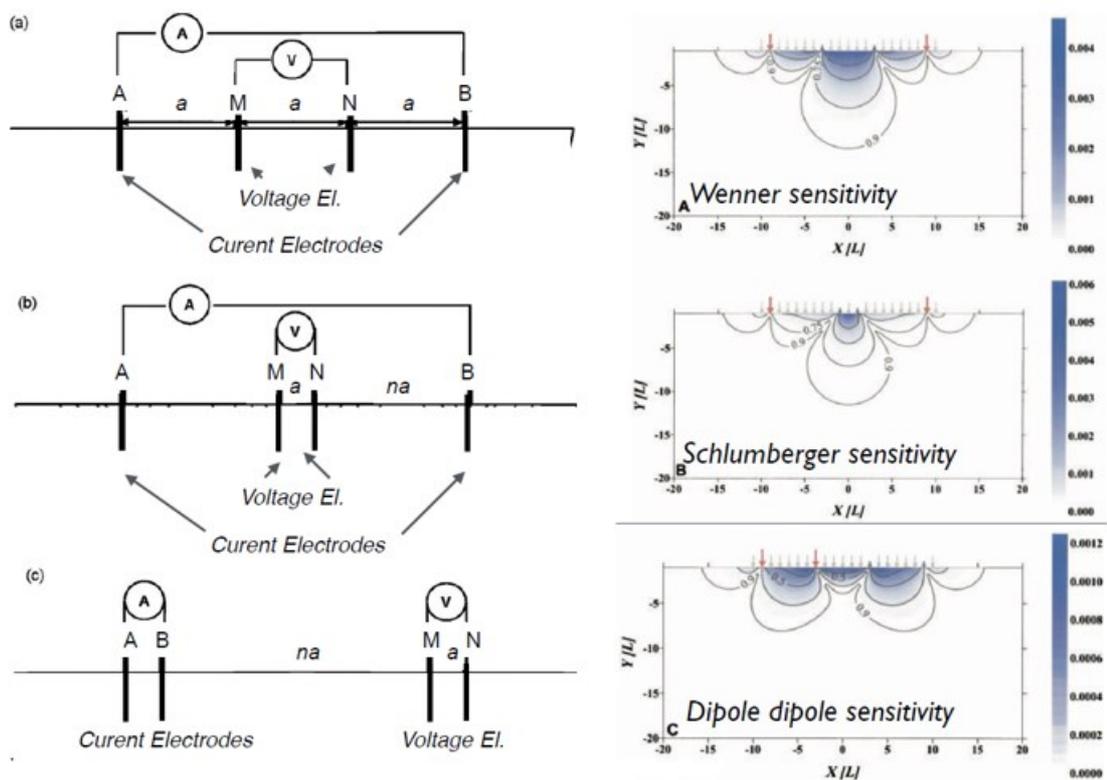


Fig. 3.7: a sinistra le tre configurazioni più comuni degli elettrodi a) configurazione Wenner, b) configurazione Schlumberger, c) configurazione Dipolo Dipolo, a destra vengono mostrate come si muovono le loro linee di corrente legate alla sensibilità della disposizione. (Lectures, J. Boaga).

### 3.1.5. Proprietà elettriche dei materiali

Le proprietà elettriche di resistività ( $\rho$ ) o conducibilità ( $\sigma$ ) sono in funzione di numerose proprietà del suolo, come la natura della parte solida (distribuzione granulometrica, mineralogia), la disposizione dei vuoti (porosità, distribuzione granulometrica, connettività), il grado di saturazione dell'acqua (contenuto d'acqua), la resistività elettrica del fluido (concentrazione di soluti) e la temperatura (Samouëlian et al., 2005).

L'aria è un mezzo isolante (cioè resistivo), la resistività dei grani solidi è correlata alla densità delle cariche elettriche sulla superficie dei costituenti, mentre la resistività della soluzione acquosa è in funzione della concentrazione ionica dei sali e/o metalli disciolti (Samouëlian et al., 2005). Infatti la conducibilità dell'acqua pura è molto bassa ( $\sim 10 \cdot 10^{-6}$  S/m), è la presenza di sali o metalli disciolti che ne determina l'incremento. Nel sottosuolo i pori ( $\phi$ ) interconnessi e saturi d'acqua,

con un certo quantitativo salino a determinate temperature (T), rappresentano i percorsi per la conduzione elettrica.

Tutti questi parametri influenzano la resistività elettrica in modi e in misura diversi, la legge che esprime la dipendenza fra loro è la Legge di Archie (1942):

$$\rho = F\rho_w = \frac{a}{\phi^m S^n} \rho_w \quad (3.24)$$

Dove  $\rho_w$  è la resistività del mezzo (o fluido, se acqua), F il fattore di formazione dipende dai coefficienti quali la porosità  $\phi$  (con esponente di cementazione m,  $1,3 < m < 2,4$ ), la saturazione S dell'acqua ( $V_{\text{water}}/V_{\text{pores}}$ ,  $0 \leq S \leq 1$ ) con esponente n di saturazione (generalmente = 2), e il fattore di tortuosità a, generalmente tra 0,5 - 1,5.

Pertanto per ogni tipologia di materiale naturale si hanno dei valori tipici, presi come intervalli, di resistività ( $\rho$ ) e conduttività ( $\sigma$ ):

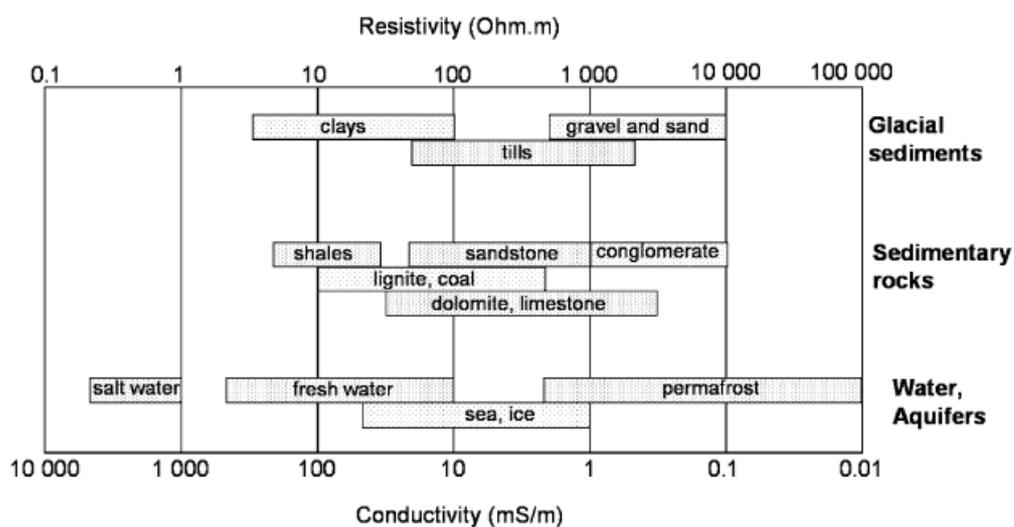


Fig. 3.8: Tipici intervalli di resistività e conducibilità di materiali naturali (Samouëlian et al., 2005)

## 3.2. Configurazione del sondaggio e misurazioni

### 3.2.1. Protocollo di acquisizione acquisizione

L'approccio generale per le acquisizioni con il metodo ERT è il posizionamento in linea retta degli elettrodi, la cui disposizione e spaziatura scelta dipenderà dallo spazio del sito sperimentale e l'obiettivo del rilievo. L'acquisizione dei dati di una linea retta di elettrodi genererà una sezione 2D del sottosuolo, ed avviene grazie all'utilizzo del Georesistivimetro, strumento dotato di multiplexer che è in grado di gestire le linee di corrente degli elettrodi di corrente e di potenziale in base all'array selezionato.

Per generare la corrente il dispositivo è collegato ad una batteria, una comune batteria d'auto, e la invia ad ogni singolo elettrodo e infine misura e memorizza il potenziale risultante di ogni quadrupolo. Gli elettrodi sono tutti collegati fra loro e a loro volta collegati al dispositivo tramite dei cavi multipolari. La corrente che viene utilizzata per le tecniche geoelettriche a corrente continua (DC) viene iniettata tramite onda quadra, alternando impulsi positivi ad impulsi negativi, per evitare l'effetto di polarizzazione degli elettrodi (Fig. 3.9).

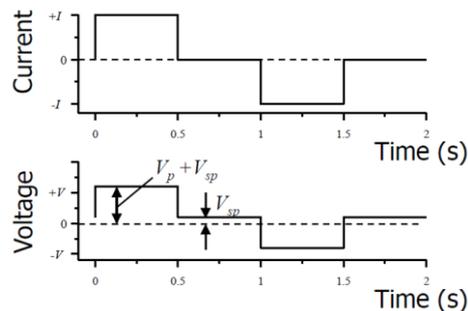


Fig. 3.9: Corrente iniettata tramite onda quadra e voltaggio (Lectures, J. Boaga).

La  $V_{sp}$  che viene indicata è dovuta ad una minima polarizzazione temporanea del picchetto, impiega più tempo a decadere.

### 3.2.2. Misure in campo

Il sito sperimentale in cui sono state effettuate le acquisizioni si trova presso l'Azienda Agricola Sperimentale "L. Toniolo" dell'Università degli Studi di Padova, presso il Campus Universitario di Agripolis, nel comune di Legnaro (45°21' N; 11°57' E, 8 m s.l.m.).

Riprendendo la Fig 1.2 della configurazione delle stazioni di prova, sono state effettuate 2 acquisizioni in due momenti diversi. La prima in data 18 maggio 2022 (tempo 0), subito dopo l'evento di compattazione, e la seconda in data 16 giugno 2022 (tempo 1), per un totale di 4 ripetizioni per ogni tipo di compattamento e non (Fig. 3.10).



*Fig. 3.10: Posa in campo delle linee di acquisizione 2D, i picchetti sono equidistanziati e collegati con dei cavi multipolari al georesistivimetro.*

Sempre in data 18 maggio 2022 è stata effettuata anche un'acquisizione con una linea trasversale alle prime tre stazioni (st.1, st.2, st.3) a metà della lunghezza degli stendimenti, per avere un profilo unico trasversale e mettere a confronto i tre gradi di compattamento diversi (Fig. 3.11).

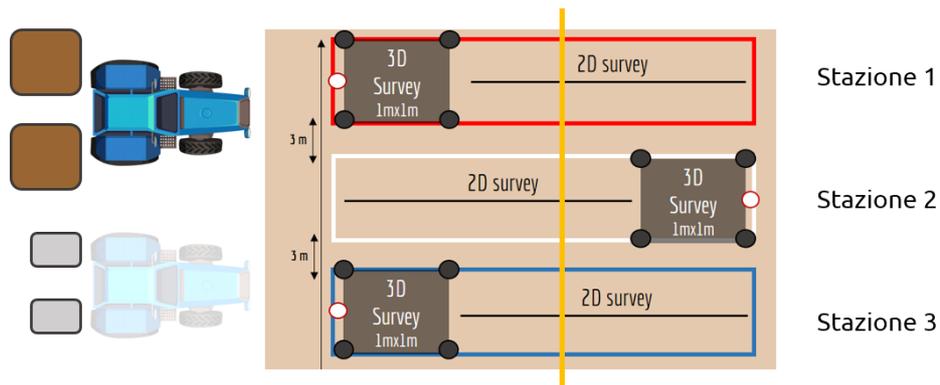


Fig. 3.11: Schema dell'acquisizione trasversale 2D (linea gialla) nelle prime tre stazioni.

Per ogni sezione è stato scelto un array di tipo dipolo-dipolo (vedi Fig. 3.7) in modalità skip 0 (durante la misura tra il dipolo A e B e tra il dipolo M ed N non vengono saltati elettrodi, Fig. 3.12), con 24 elettrodi in acciaio inossidabile collegati con cavi al Georesistivimetro, e fra loro una spaziatura di 0.25 m, per consentire una buona risoluzione superficiale andando a sacrificare la profondità d'indagine.

Per la sezione trasversale è stato mantenuto l'array dipolo-dipolo ma sono stati usati 48 elettrodi spazati 0.25 m, eseguendo un'indagine con modalità skip0 e skip4 (durante la misura tra il dipolo A e B e tra il dipolo M ed N vengono saltati 4 elettrodi, Fig. 3.12) simultanee. La seconda modalità permette una profondità d'indagine maggiore alla prima, portando una risoluzione maggiore in profondità sacrificando quella superficiale. Questo è stato fatto per confrontare due modalità di acquisizione differenti per la sezione trasversale.

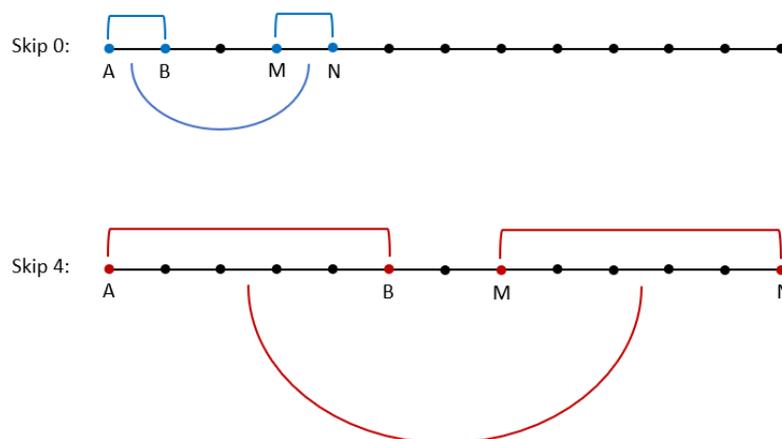


Fig. 3.12: Illustrazione delle modalità skip 0 e skip 4.

È stato utilizzato un Georesistivimetro Syscal Pro (Iris Instruments, Fig. 3.13) a 10 canali, con un'iniezione di corrente ad onda quadra di 50 mA e una lunghezza dell'impulso di 250 ms. Una batteria da 12 V è stata collegata per generare la corrente per l'acquisizione.



Fig. 3.13: Georesistivimetro Syscal Pro, Iris Instruments (immagine di Iris Instruments)

Prima dell'acquisizione del 18 maggio (tempo 0) sono stati raccolti i dati delle resistenze di contatto (Fig. 3.14) relative alle immissioni di corrente nelle varie coppie di elettrodi, questo per effettuare una valutazione preliminare sulle resistenze superficiali a contatto con gli elettrodi.

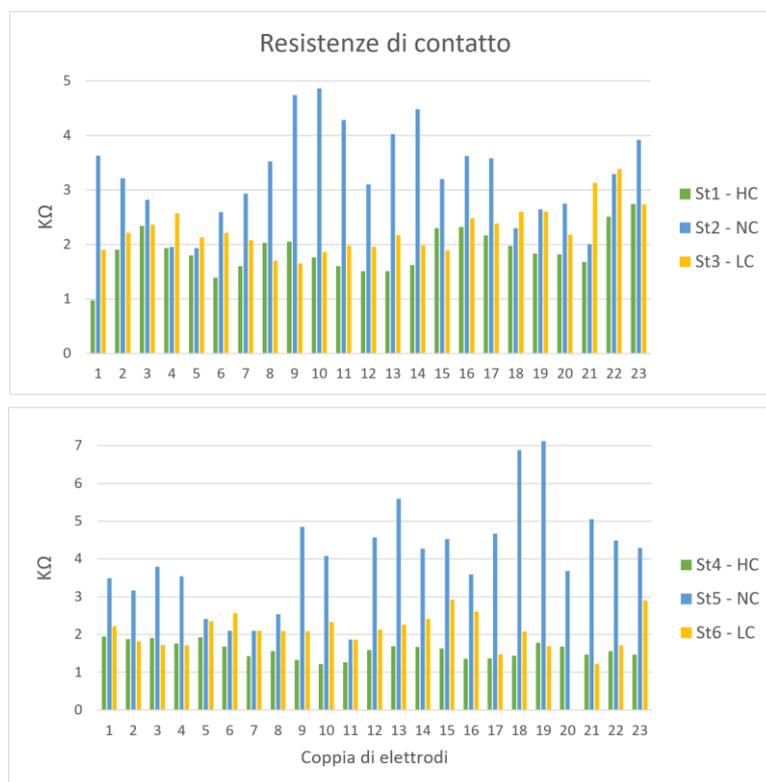


Fig. 3.14: Resistenze di contatto (kohm) relative alle sei stazioni in data 18 maggio 2022.

### 3.2.3. Pseudosezione

Un primo risultato dopo le acquisizioni in campo con il georesistivimetro, in un'acquisizione 2D, è la pseudosezione che rappresenta in i dati grezzi collocati alle pseudo-profondità senza nessun tipo di elaborazione o discretizzazione. In Fig. 3.15 vi è un esempio dimostrativo di pseudosezione 2D di un sondaggio effettuato con un array dipolo-dipolo, si notano gli elettrodi di immissione (A, B) e di potenziale ( $M_x, N_x$ ). I punti rappresentano i valori di resistività apparente legati al singolo quadrupolo preso in esame.

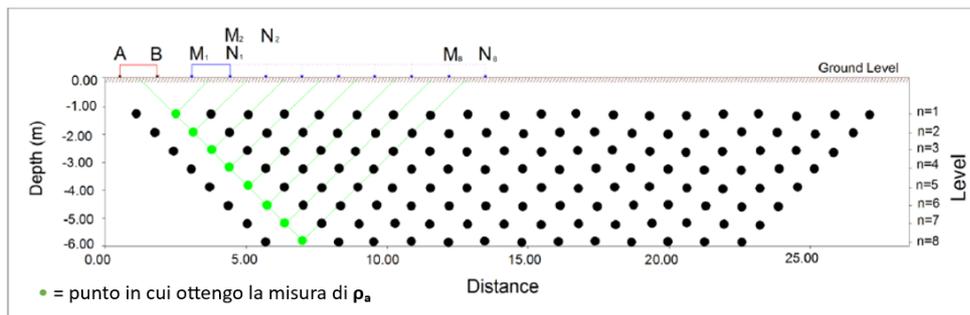


Fig. 3.15: Esempio di Pseudosezione 2D creata usando una disposizione dipolo-dipolo (Lectures, J. Boaga)

Come si nota in Fig. 3.15, più la spaziatura fra gli elettrodi è ampia e più lo stendimento aumenterà di lunghezza andando ad indagare maggiormente in profondità, questo a discapito però della risoluzione del dato di resistività apparente. Lo stesso principio sta nella differenza tra le modalità skip0 e skip4, con la seconda la spaziatura fra i due elettrodi di corrente e i due di potenziale è più ampia, permettendo una risoluzione migliore a profondità maggiori.

Inoltre si evidenzia come i sondaggi 2D con il metodo ERT vanno in profondità con una geometria triangolare, le zone laterali allo stendimento sono zone in cui nella teoria non si ricava alcun dato di resistività apparente, ma spesso nei risultati finali delle analisi geofisiche vengono rappresentate delle sezioni 2D rettangolari, questo perché il processing e l'inversione successiva alla pseudosezione va a interpolare dei dati "fittizi" anche per quelle zone. Sarebbe più appropriato effettuare un taglio delle zone esterne, ma questo solitamente va a discapito di chi esegue lo studio, perché spesso i software quando vanno a tagliare queste sezioni lo fanno con poco criterio e si sceglie l'opzione di mantenerli.

In Fig. 3.16 vengono riportate, a scopo dimostrativo, le pseudosezioni delle sei stazioni acquisite in data 18 maggio 2022.

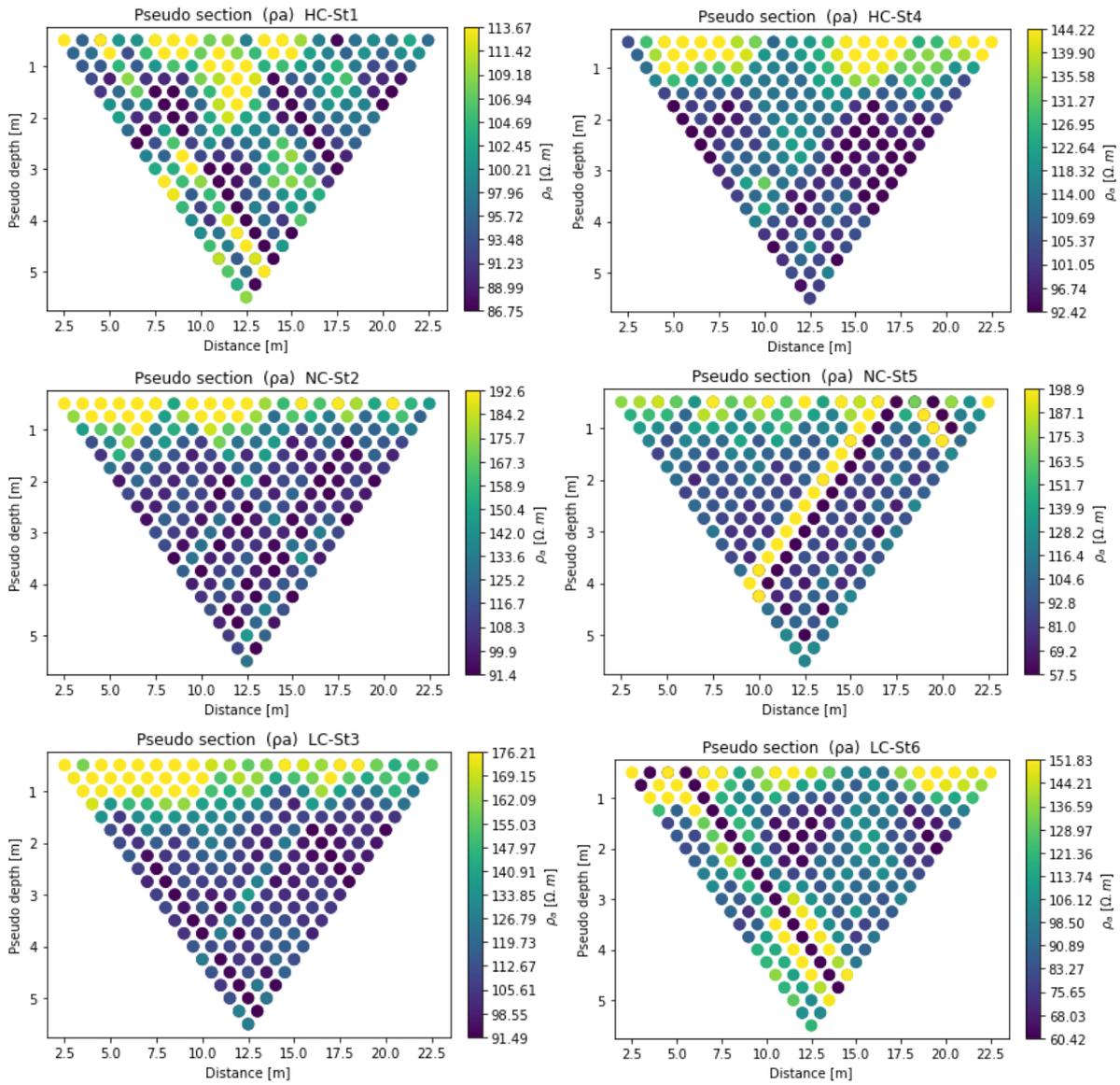


Fig. 3.16: Pseudosezioni di resistività apparente ( $\rho_a$ ) delle stazioni al tempo 0 (18 maggio 2022).

### 3.3. Processing e inversione

I dati acquisiti rappresentati con la pseudosezione mostrano, come precedentemente detto, dei valori di resistività apparente ( $\rho_a$ ), quindi per quanto possano rappresentare in una maniera accettabile la realtà devono affrontare una necessaria elaborazione, per poter essere trasformati in valori di resistività reale ( $\rho$ ). Si dovranno sottoporre i dati ad un'analisi degli errori, e quindi ad un processo di pulizia e filtraggio, e successivamente sottoporli al processo di inversione.

Nel caso di questo esperimento i dati raccolti con i rilievi ERT sono stati visualizzati, analizzati e processati tramite Jupyter Notebook.

#### 3.3.1. Quantificazione errori dati

Le misure geoelettriche possono essere soggette a varie sorgenti d'errore, come uno scarso contatto tra gli elettrodi e la terra, errori casuali dovuti al dispositivo di misurazione o a causa di fattori esterni non prevedibili (Binley, 1995). Questi errori possono andare ad influenzare il processo di inversione e produrre delle tomografie che non rispecchiano la realtà, ad esempio con la presenza di artefatti, devono essere pertanto giustamente considerati.

Tra le pratiche più comuni nelle indagini geoelettriche per analizzare gli errori vi è l'analisi della differenza, o *misfit*, fra le misure dirette e reciproche, le seconde si riferiscono ad una successiva acquisizione dei quadrupoli dell'array in cui i dipoli di corrente vengono scambiati con i dipoli di potenziale (Pavoni et al., 2022). Impostando una determinata percentuale d'errore, ad esempio 5%, il software va a calcolare le differenze fra tutte le misure dirette e reciproche, procedendo ad eliminare dalla pseudosezione i dati in cui viene riscontrata una differenza maggiore del 5%. Le pseudo sezioni vengono così filtrate tramite una soglia d'errore.

Convenzionalmente in geofisica nei processi di filtraggio e inversione dei dati si applicano delle soglie di errori percentuali del 5%, 10% o 20%, come in (Pavoni et al., 2022), e nei casi in cui si ha una qualità del dato molto elevata si può arrivare fino al 2%.

In questo contesto, si analizzano suoli con un livello di compattamento differente fra loro. I suoli superficialmente poco compattati hanno una densità apparente minore, e la maggior presenza di aria all'interno dei pori aumenta le resistenze di contatto, portando anche a più errori di misura. Per questo, come evidenziato nel nostro caso, i dataset acquisiti su terreno areato hanno bisogno di una percentuale maggiore di filtraggio, in alternativa verrebbero scartate troppe misure e il processo di inversione potrebbe portare a degli artefatti di inversione.

Per comprendere l'effettiva qualità del dato e scegliere la percentuale di filtraggio dei dataset, dopo aver creato la pseudosezione si procede a visualizzare l'istogramma della distribuzione della probabilità d'errore (Fig. 3.17).

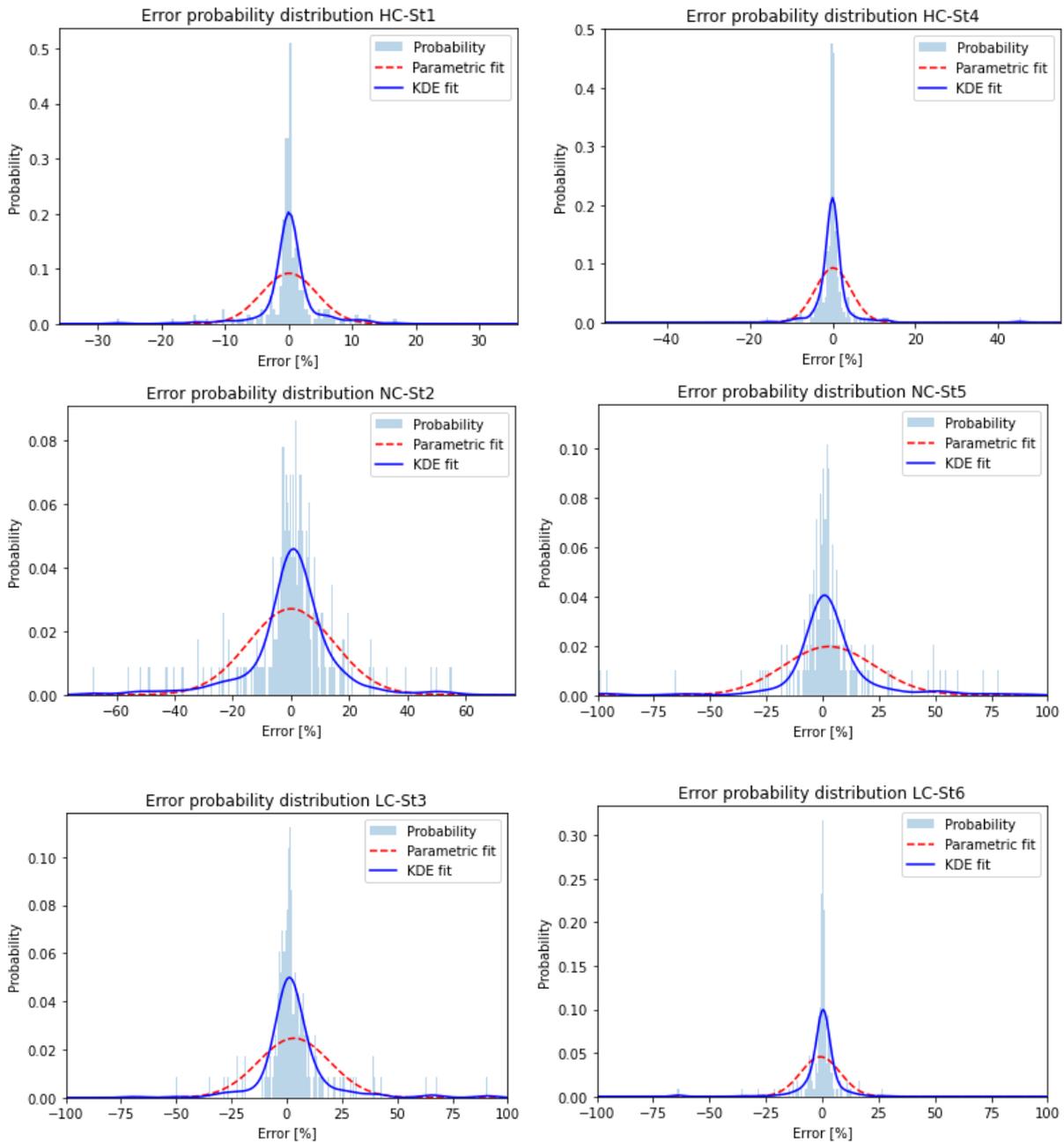


Fig. 3.17: Iistogrammi della distribuzione della probabilità d'errore dei dati delle stazioni al tempo 0 (18 maggio 2022).

La distribuzione degli errori presenta una media zero e una distribuzione normale, e come si può notare dalla Fig. 3.17 si evidenzia quello che già è stato anticipato, nei suoli non compattati (st. 2

e 5) si ha la qualità peggiore del dato mentre nei suoli altamente compattati (st. 1 e 4) si ha una migliore qualità.

In Fig. 3.18 vengono riportate, a scopo dimostrativo, le pseudosezioni filtrate al 5% delle sei stazioni in data 18 maggio 2022.

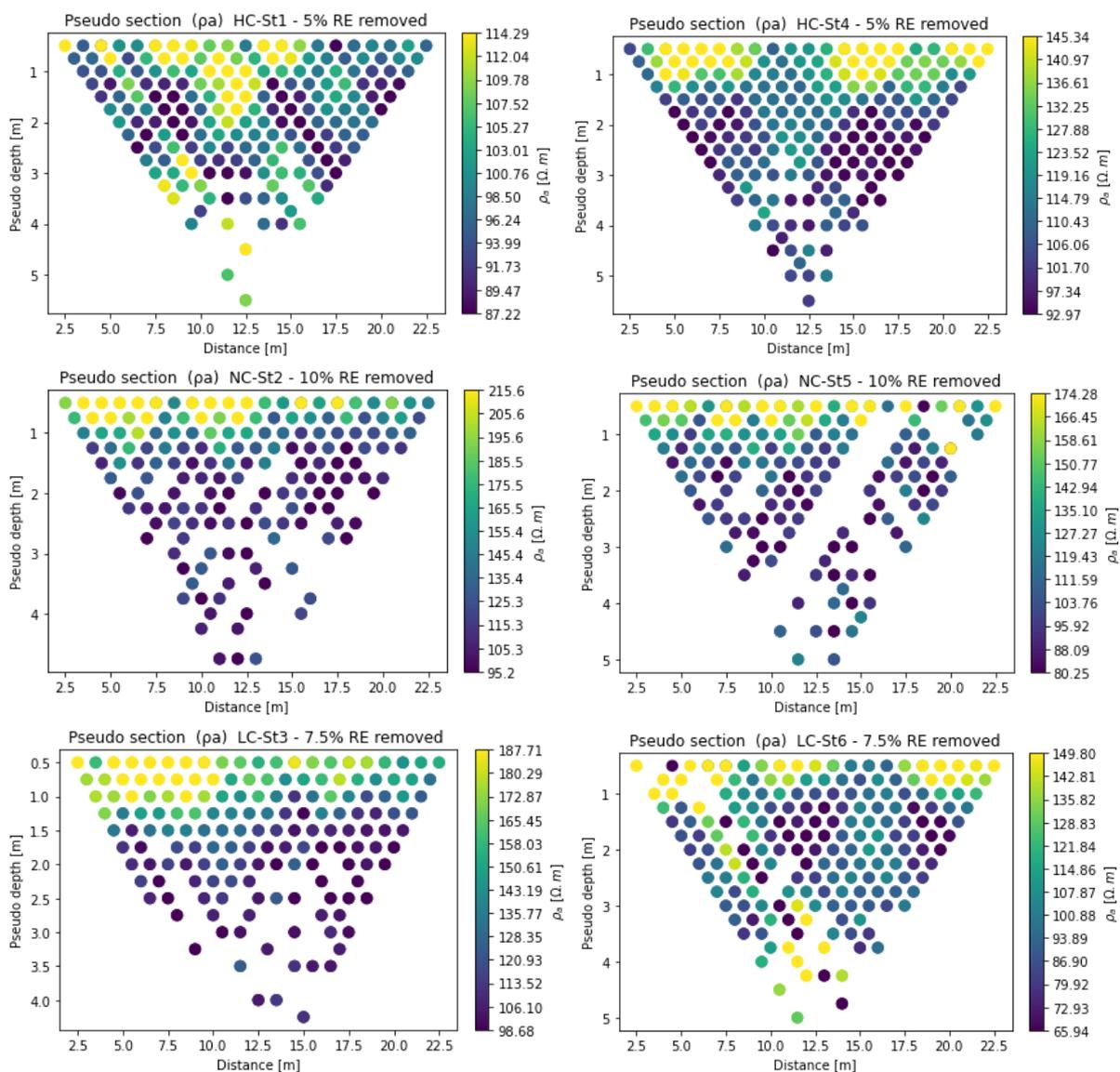


Fig. 3.18: Pseudosezioni filtrate al 5% delle stazioni al tempo 0 (18 maggio 2022).

Osservando le pseudosezioni filtrate si può notare come la maggior parte dei dati rimossi siano in profondità. Questo fatto non è una casualità, è legato alla natura della tecnica ma soprattutto allo schema di acquisizione usato, in quanto la sequenza dipolo-dipolo skip 0 ha un'elevata risoluzione

superficiale che diminuisce però con la profondità (contrariamente allo schema skip 4). Quindi, tutte le misure collegate a profondità elevate (nelle pseudosezioni intorno i 3-4 m, perché relative ad una spaziatura standard di 1m tra elettrodi) hanno geometricamente un'immissione di corrente più bassa rispetto le altre, perché lo strumento si sforza di più, di conseguenza anche il voltaggio misurato è molto basso. Questo sicuramente risulta più evidente sulla misura, perché quando si fa fatica ad immettere corrente, e di conseguenza si misurano voltaggi più bassi, il valore tra diretti e reciproci si discosta molto più facilmente.

Nel suolo non compattato (st. 2 e 5) abbiamo una qualità peggiore del dato, rispetto a quando l'elettrodo entra in un suolo compattato. Questa è una cosa che già si vedeva con le resistenze di contatto (Fig. 3.14, nelle stazioni 2 e 5 presenti valori molto alti) e con gli istogrammi della distribuzione d'errore (Fig. 3.17), dovuto alla presenza di molta più aria nei macro-pori che aumenta la difficoltà nell'immettere corrente, essendo resistiva, portando a più errori da filtrare.

Questa situazione comporta che pur di avere abbastanza dati (valori misurati), per poi riempire il modello che si andrà a presentare, bisogna essere meno selettivi nella qualità del dato. È un compromesso che normalmente si fa nella geofisica. Questo porterà ad avere un modello più omogeneo, il che non vuol dire che non sarà meno veritiero.

Se per le stazioni 2 e 5 si filtrasse al 5% si andrebbe a ridurre eccessivamente il dataset, e il processo di inversione andrebbe a creare così degli artefatti, ovvero delle "anomalie" che nella realtà non sono presenti (che si troveranno dove il dataset è meno buono, o mancante di dati). Questo processo viene di solito definito "overfitting".

Per queste motivazioni, nonostante l'evidenza di alcuni dataset, si è proceduto iterativamente partendo con soglie d'errore più alte, con un 15% per tutti i dataset, scendendo poi a quelle più ristrette del 10%, 7.5%, 5% e 2% fino ad arrivare alle percentuali scelte per i modelli finali.

Questo viene mostrato di seguito in Fig. 3.19 e Fig. 3.20, gli istogrammi presentano la percentuale dei dati scartati tramite il filtraggio rispetto al totale, per ogni stazione sia per le acquisizioni del 18 maggio che del 16 giugno, messe a confronto. Normalmente tra le prime e le seconde acquisizioni si dovrebbe notare un incremento generale dei dati rimossi, dovuto al normale ritorno delle condizioni iniziali precedenti al fenomeno di compattamento, portando a più errori dovuti alla maggiore presenza di aria fra i grani del suolo. È quello che si nota nelle stazioni 2, 4 e 6. In modo contrario nelle stazioni 1, 3 e 5 non si nota questo fenomeno, essendo delle stazioni – quindi dei suoli – diversi è probabile che si siano create delle condizioni nel sottosuolo differenti,

di conseguenza i dati acquisiti dallo strumento hanno fornito un trend differente. Ciò non toglie la buona qualità e significatività dei dati raccolti.

In Fig. 3.21 viene mostrato anche l'istogramma per la sezione trasversale.

Infine, nel Capitolo 5 vengono illustrati i modelli finali che sono stati scelti eseguendo prima una valutazione numerica delle percentuali di dati scartati sul totale e poi una valutazione visiva dei modelli stessi. Tali modelli saranno poi utilizzati per il confronto e validazione con le prove idrauliche e di granulometria che verranno illustrate nel successivo Capitolo 4.

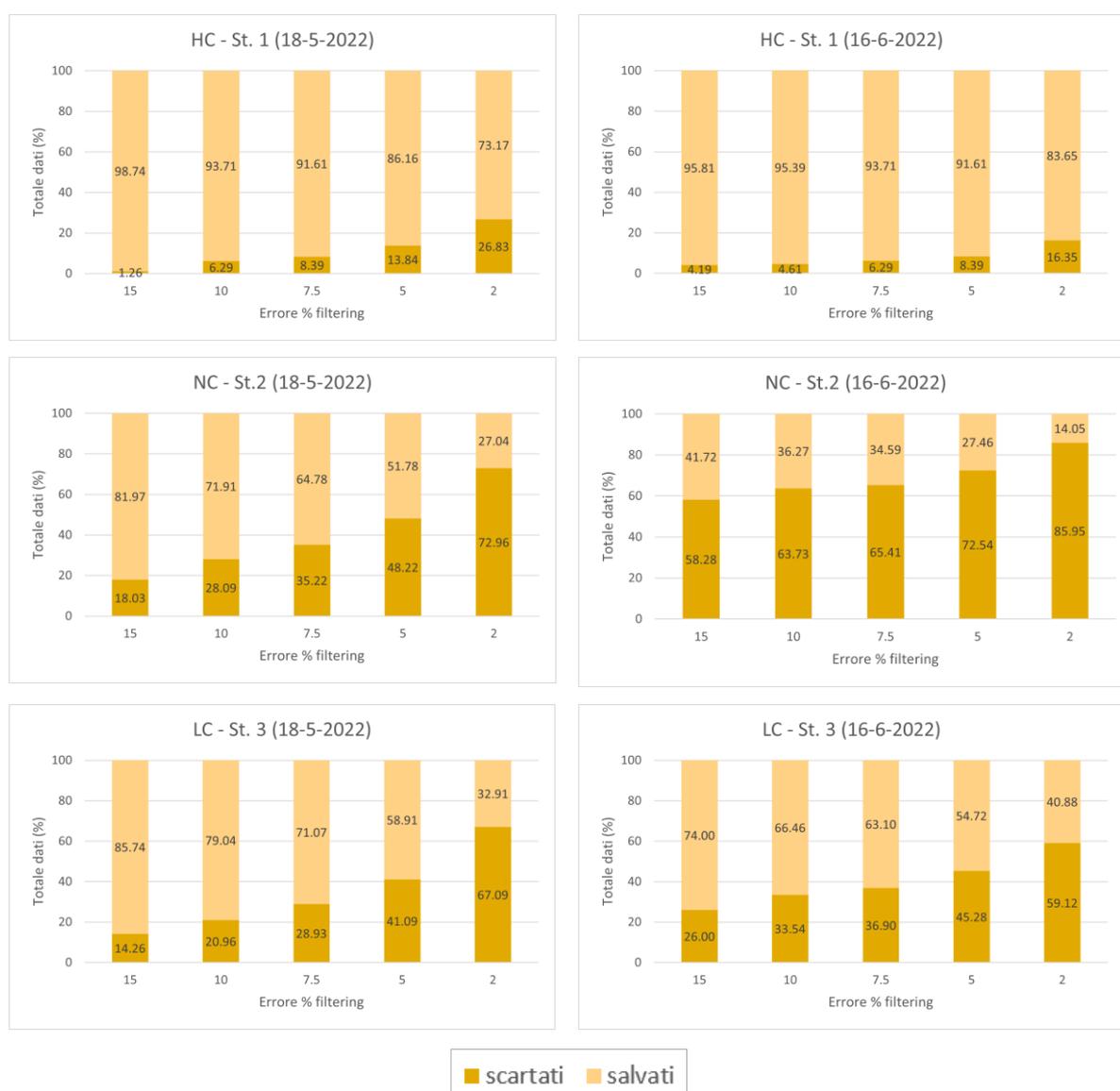


Fig. 3.19: Percentuali di quadrupoli salvati e scartati per ciascuna soglia di errore, per le prime tre stazioni in data 18 maggio e 16 giugno.

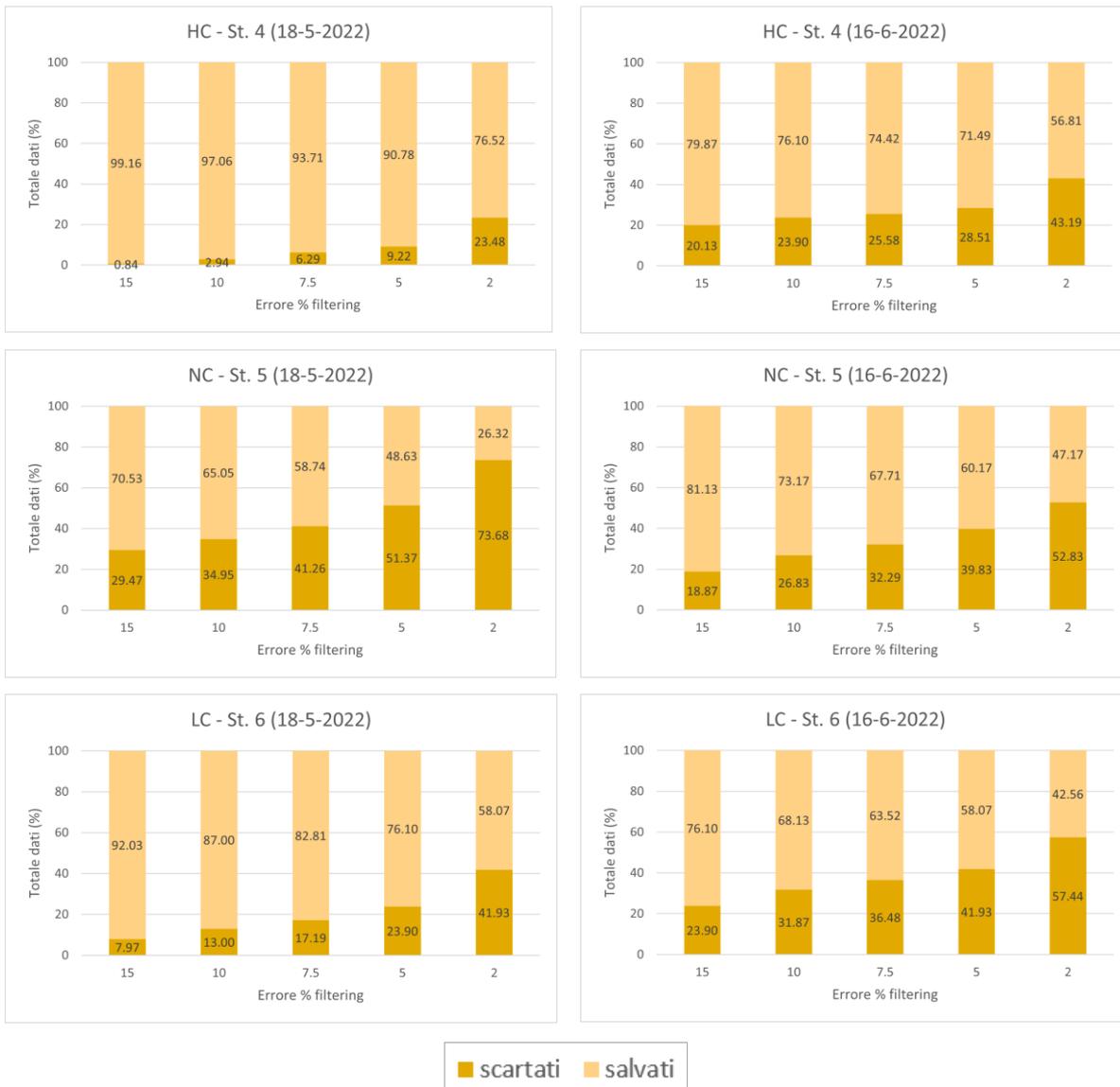


Fig. 3.20: Percentuali di quadrupoli salvati e scartati per ciascuna soglia di errore, per le seconde tre stazioni in data 18 maggio e 16 giugno.

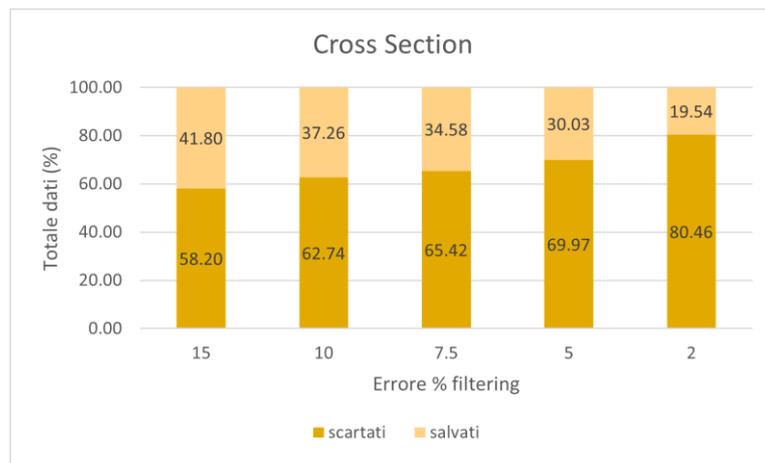


Fig. 3.21: Percentuali di quadrupoli salvati e scartati per ciascuna soglia di errore, per la sezione trasversale (in data 18 maggio 2022).

### 3.3.2. Modeling e inversione dei dati

La misura geofisica è finalizzata alla stima di determinati parametri fisici nel sottosuolo, nel caso del metodo ERT si parla di resistività elettrica, ma i semplici dati sperimentali non sono significativi e utilizzabili per una diretta interpretazione dei risultati (Boaga, 2016), necessitano di essere invertiti per ottenere un modello il più rappresentativo della realtà possibile.

Innanzitutto, esistono due tipologie di modellazione e inversione dei dati nell'ambito della geofisica applicata. Il primo prevede la creazione di un modello sintetico partendo da dei dati teorici di distribuzione di resistività scelti e il processo di inversione andrà a creare il miglior modello che minimizza le differenze (misfit) tra i dati sintetici e i dati calcolati con l'inversione. Questo rappresenta la modellazione diretta, o "forward modeling" (Fig. 3.22) (Binley & Kemna, 2005).

Con la modellazione inversa invece, o "inverse modeling", dato un insieme di misure (dati) acquisite in campo il processo di inversione crea un modello finale di resistività elettrica che minimizza le differenze (misfit) tra i dati acquisiti in campo e i dati calcolati con l'inversione, creando così una distribuzione di tali proprietà che meglio spiegano le osservazioni iniziali. (Binley & Kemna, 2005).

Idealmente, la creazione di un modello sintetico dovrebbe essere eseguita prima di qualsiasi indagine per progettare la configurazione più appropriata per il sondaggio in campo. Sono utili per calcolare i segnali attesi, ad esempio in situazioni in cui si ha già un'idea della situazione del sottosuolo, e confrontare questi segnali con la risoluzione dello strumento per valutare la

probabile risoluzione del segnale. Rappresenta quindi un “modello predittivo” (Binley & Kemna, 2005).

A questi problemi non esiste una soluzione univoca, i metodi elettrici hanno un certo grado di non unicità intrinseca, ovvero in linea generale un numero infinito di modelli adatta i dati all’interno di un determinato livello di incertezza. Per questo motivo, limitando sistematicamente la ricerca del modello, ad esempio impostando determinate caratteristiche nel processo di inversione, è possibile ottenere una soluzione “unica” rilevante ai fini dello studio.

Per la creazione dei modelli vengono usati metodi dalle differenze finite o dagli elementi finiti, in cui la distribuzione continua delle proprietà indagate è approssimata da una griglia (mesh) di singoli elementi o celle, ciascuna con conducibilità costante in questo caso. Il potenziale viene quindi calcolato in punti discreti (nodi della mesh) risolvendo un sistema lineare di equazioni.

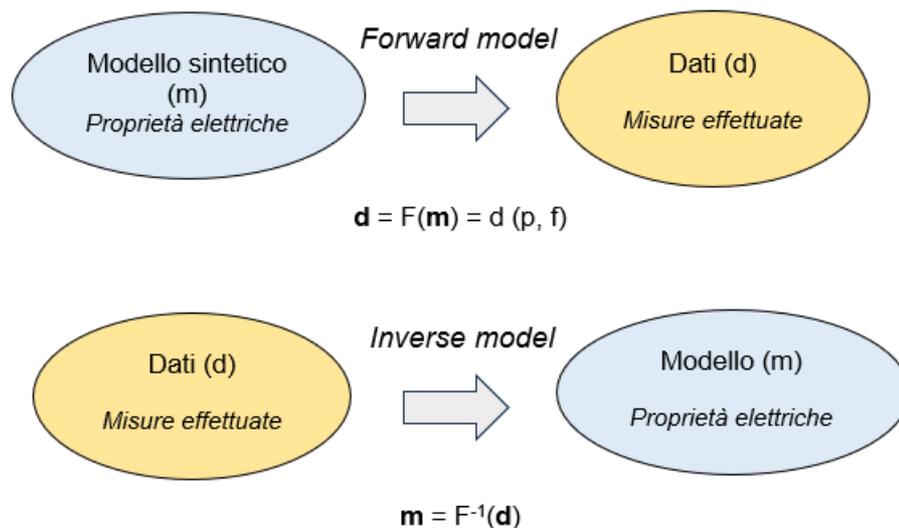
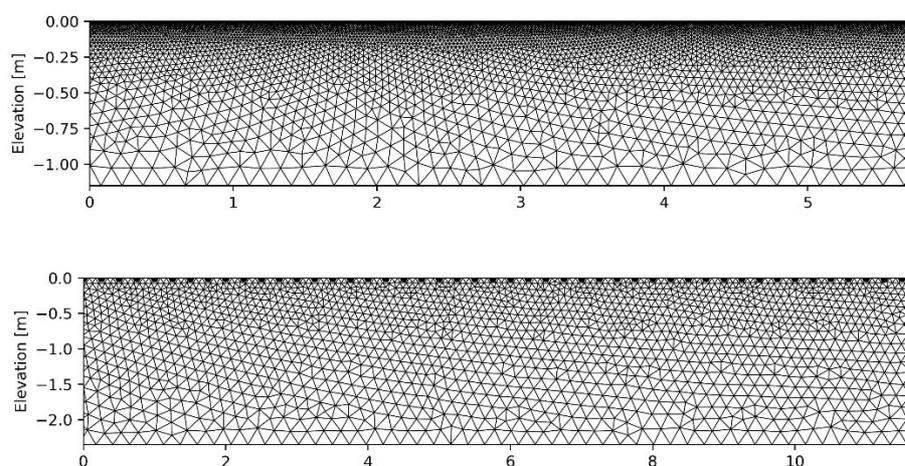


Fig. 3.22: Definizione del problema diretto ed inverso nella Geoelettrica, dove  $p$  = parametro fisico del terreno, ed  $f$  = condizioni forzanti.

In questo contesto tutti i dataset sono stati invertiti con il codice R2, basato sul metodo di inversione di Occam, come eseguito in (Pavoni et al., 2022). Per proseguire con il processo di inversione è stato impostato come precisione del modello la stessa soglia percentuale usata per il filtraggio dei reciproci. Convenzionalmente in geofisica si usa questa modalità anche se è possibile effettuare un’inversione con una precisione minore rispetto a quella usata per il filtraggio, anche se non ottimale. Il processo contrario non si può fare, non si può chiedere al modello una

precisione maggiore rispetto alla precisione con cui sono stati filtrati i dati, andrebbe a creare dei modelli irreali, non rappresentativi della realtà e con numerosi artefatti di inversione.

Di seguito, in Fig. 3.23, vengono rappresentate le mesh su cui il modello va a calcolare la distribuzione della resistività elettrica, creata per le inversioni dei sondaggi 2D delle stazioni e della sezione trasversale. Presentano elementi triangolari ed una profondità d'indagine impostata ad 1/5 della lunghezza dello stendimento, che si ricorda essere di 5,75 m per le stazioni e di 11,75 m per la sezione trasversale:



*Fig. 3.23: Mesh ad elementi triangolari create per l'inversione, sopra la mesh per le sezioni delle stazioni, sotto la mesh per la sezione trasversale.*

Si nota come siano maggiormente fitte in superficie mentre con l'aumento di profondità gli elementi triangolari si fanno via via più grandi. Una griglia più fitta rappresenta più iterazioni necessarie per il calcolo del modello finale, ma comporta una risoluzione maggiore.

In questo contesto, per la prima mesh era sufficiente avere una profondità d'indagine di circa 1 m, per questo motivo è stato scelto un certo tipo di array con una certa lunghezza per poter andare a tale profondità. In base alle valutazioni preliminari dello studio, si è scelto poi di creare una mesh molto fitta per i primi 70-80 cm di profondità e meno fitta per gli ultimi 20-30 cm, zona che non necessitava un'eccessiva risoluzione.

Lo stesso ragionamento si può applicare alla mesh della sezione trasversale che inizialmente presenta una profondità di poco superiore ai 2 m a causa della lunghezza dello stendimento, ma i modelli finali (vedasi il Capitolo 5) saranno tagliati a 1.5 m di profondità.

Per concludere, nella Tabella 3.1 seguente vengono illustrati tutti i dati relativi alle percentuali di filtraggio dei reciproci, il totale delle misure, la percentuale dei quadrupoli scartati e salvati, i

dati usati per le inversioni con il numero delle iterazioni che sono state necessarie e l'RMSE (*root-mean-square error*).

Tabella 3.1: Dati relativi alle inversioni di tutti i dataset, compresi di ogni percentuale di filtraggio e inversione usate iterativamente.

St.	dat a	errore % filtering	totale misure	quadrupol i scartati	% scarto	% salvata	dati usati per l'inversione	RMSE	n. iterazioni
1	1	15	477	6	1.26	98.74	243	1	1
1	2	15	477	20	4.19	95.81	236	0.39	1
2	1	15	477	86	18.03	81.97	203	0.38	1
2	2	15	477	278	58.28	41.72	107	1.13	1
3	1	15	477	68	14.26	85.74	212	1.09	1
3	2	15	477	124	26.00	74.00	184	0.65	1
4	1	15	477	4	0.84	99.16	244	1.01	1
4	2	15	477	96	20.13	79.87	198	0.46	1
5	1	15	475	140	29.47	70.53	176	1	3
5	2	15	477	90	18.87	81.13	201	0.74	1
6	1	15	477	38	7.97	92.03	218	1.75	1
6	2	15	477	114	23.90	76.10	189	0.44	1
cross	1	15	4402	2562	58.20	41.80	931	0.94	1
1	1	10	477	30	6.29	93.71	231	1.01	1
1	2	10	477	22	4.61	95.39	235	0.54	1
2	1	10	477	134	28.09	71.91	179	0.54	1
2	2	10	477	304	63.73	36.27	94	1.06	1
3	1	10	477	100	20.96	79.04	196	0.22	1
3	2	10	477	160	33.54	66.46	166	0.94	1
4	1	10	477	14	2.94	97.06	239	1.02	1
4	2	10	477	114	23.90	76.10	189	0.66	1
5	1	10	475	166	34.95	65.05	163	1.27	2
5	2	10	477	128	26.83	73.17	182	1	1
6	1	10	477	62	13.00	87.00	206	1.09	2
6	2	10	477	152	31.87	68.13	170	0.63	1
cross	1	10	4402	2762	62.74	37.26	840	0.97	1
1	1	7.5	477	40	8.39	91.61	226	1.01	1
1	2	7.5	477	30	6.29	93.71	231	0.68	1
2	1	7.5	477	168	35.22	64.78	162	0.69	1
2	2	7.5	477	312	65.41	34.59	90	1	2
3	1	7.5	477	138	28.93	71.07	177	0.28	1
3	2	7.5	477	176	36.90	63.10	158	1	2
4	1	7.5	477	30	6.29	93.71	231	1.04	1
4	2	7.5	477	122	25.58	74.42	185	0.84	1
5	1	7.5	475	196	41.26	58.74	148	1.75	2
5	2	7.5	477	154	32.29	67.71	169	1	2

6	1	7.5	477	82	17.19	82.81	196	1.38	2
6	2	7.5	477	174	36.48	63.52	159	0.81	1
cross	1	7.5	4402	2880	65.42	34.58	783	1.19	1
1	1	5	477	66	13.84	86.16	213	1.03	1
1	2	5	477	40	8.39	91.61	226	0.94	1
2	1	5	477	230	48.22	51.78	131	0.99	1
2	2	5	477	346	72.54	27.46	73	1	2
3	1	5	477	196	41.09	58.91	148	0.36	1
3	2	5	477	216	45.28	54.72	138	1	2
4	1	5	477	44	9.22	90.78	224	1.08	1
4	2	5	477	136	28.51	71.49	178	1.17	1
5	1	5	475	244	51.37	48.63	124	1.26	3
5	2	5	477	190	39.83	60.17	151	1	2
6	1	5	477	114	23.90	76.10	180	1.12	2
6	2	5	477	200	41.93	58.07	146	1.13	1
cross	1	5	4402	3080	69.97	30.03	690	1	2
1	1	2	477	128	26.83	73.17	182	0.24	1
1	2	2	477	78	16.35	83.65	207	1	2
2	1	2	477	348	72.96	27.04	72	1	2
2	2	2	477	410	85.95	14.05	41	1.03	2
3	1	2	477	320	67.09	32.91	86	0.59	1
3	2	2	477	282	59.12	40.88	105	1.04	2
4	1	2	477	112	23.48	76.52	190	0.36	1
4	2	2	477	206	43.19	56.81	143	1.02	2
5	1	2	475	350	73.68	26.32	71	1.86	4
5	2	2	477	252	52.83	47.17	120	1.03	2
6	1	2	477	200	41.93	58.07	137	1	3
6	2	2	477	274	57.44	42.56	109	1.01	2
cross	1	2	4402	3542	80.46	19.54	472	1.01	2



## 4. Metodi diretti

Ciò che riguarda questo capitolo è l'approfondimento delle metodologie di analisi di laboratorio, ovvero le analisi granulometriche e idrauliche successive ai carotaggi. Lo scopo è stato quello di calcolare il contenuto d'acqua (volumetric water content – WVC) e la densità apparente (bulk density - BD) relativi ai suoli con un livello compattamento differente.

È stata eseguita anche una di resistenza alla penetrazione (PR), misurata con un penetrologger (Eijkelkamp, Olanda), in tutto lo strato 0-80 cm, con un cono di 30° cm<sup>2</sup>. In ogni stazione sono state selezionate casualmente tre zone di campionamento della PR, per un totale di 18 profili approfonditi.

Le analisi si sono svolte nel laboratorio di Fisica del suolo del dipartimento DAFNAE del campus Agripolis a Legnaro (PD).

### 4.1. Analisi granulometrica

L'analisi della granulometria è stata effettuata tramite il metodo a diffrazione laser. Sono state prese in esame le 6 carote prelevate nei pressi delle 6 stazioni con un campionatore idraulico. Le carote, denominate AS1, AS2, AS3, AS4, AS5 e AS6, sono state divise in dieci parti, di circa 10 cm di spessore per un totale di 62 subcampioni ottenuti (due carote hanno prodotto 11 campioni). Di questi subcampioni una frazione (due terzi) è stata essiccata in forno a 105 °C per 24 ore per il calcolo del contenuto d'acqua gravimetrico e della densità apparente (BD) e un terzo è stato utilizzato per l'analisi granulometrica. Prima dell'analisi le porzioni di campioni sono state seccate all'aria e setacciati a 2 mm.

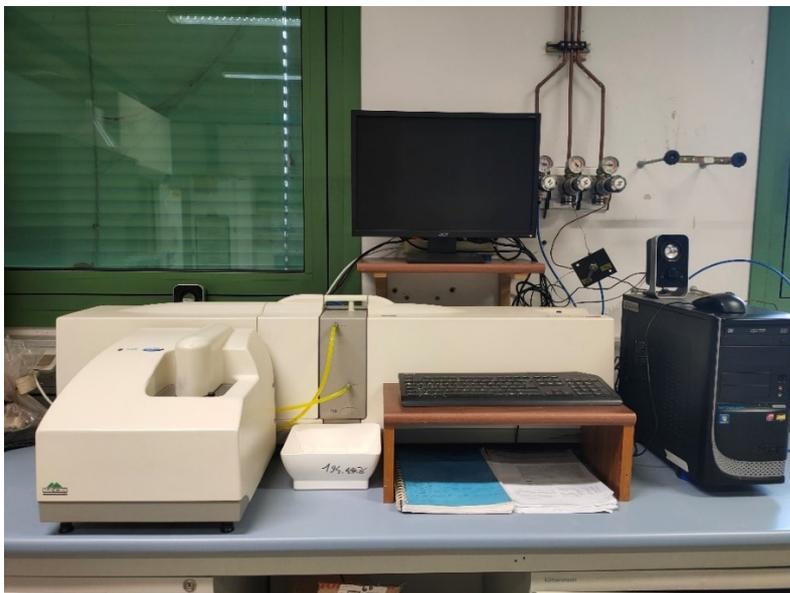
Per ogni subcampione sono stati prelevati 0.4-0.5 g di suolo, poi disciolti in 35 ml di soluzione di esametafosfato di sodio al 2% e posti in un agitatore a 200 rpm per circa 24 ore (Fig. 4.1). La misura della dispersione ottica è stata effettuata mediante il diffrattometro laser Mastersizer 2000 (*Malvern Panalytical Ltd, Malvern, UK*, Fig. 4.2), dotato di un laser He-Ne con lunghezza d'onda di 633 nm, una lunghezza del fascio attiva di 2.4 mm, e operante nell'intervallo da 0.02 a 2000 µm. Per il ricircolo del campione sono state impostate velocità dell'agitatore interno pari a 400 rpm e velocità della pompa pari a 2000 rpm, impostazioni standard secondo il manuale.

Le classi utilizzate per ripartire le frazioni di campione sono aderenti alla classificazione USDA, in cui l'argilla ha dimensioni inferiori a 2 µm, il limo 2-50 µm e la sabbia 50-2000 µm (Soil Survey

Staff, 1999). I valori ottenuti tramite il metodo a dispersione laser sono poi stati standardizzati al metodo della pipetta mediante un algoritmo dedicato.



*Fig. 4.1: Preparazione dei campioni per l'analisi diffrattometrica (Provette Falcon da 50 ml).*



*Fig. 4.2: Mastersizer 2000 (Malvern Panalytical Ltd, Malvern, UK), strumentazione utilizzata per l'analisi della granulometria.*

Di seguito, in Fig. 4.3, viene riportato un esempio di come si presentano i dati dopo l'elaborazione, prendendo in esame solo alcune profondità della stazione 1, con i relativi valori medi percentuali (Tab 4.1).

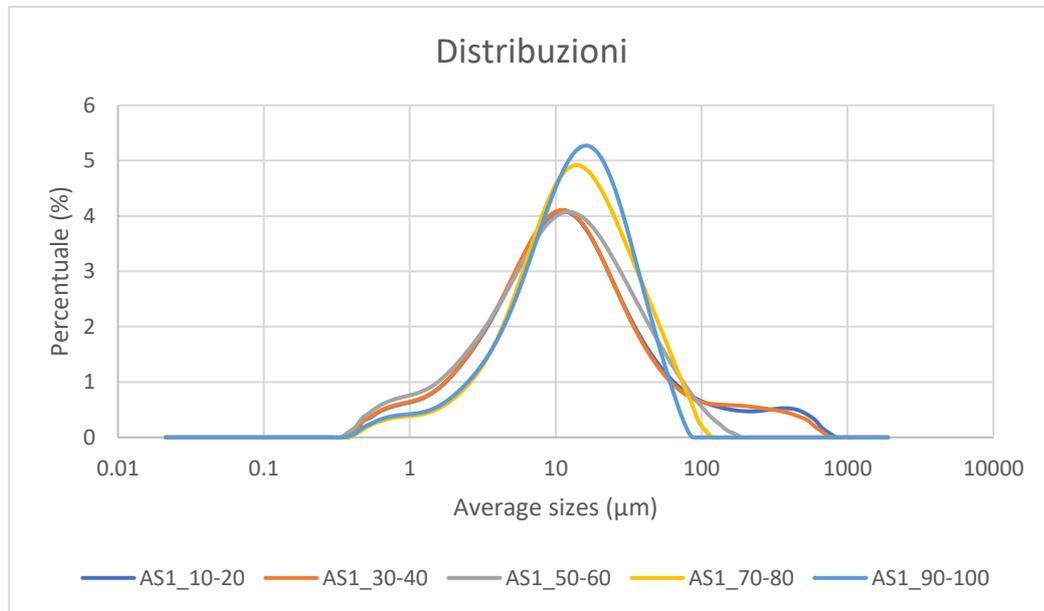


Fig. 4.3: Esempio di come si presenta la distribuzione di granulometria delle varie stazioni, qui è presa in esame la stazione 1 con cinque profondità differenti (10-20 cm, 30-40 cm, 50-60 cm, 70-80 cm, 90-100 cm).

Tabella 4.1: Percentuali (%) di Sabbia (Sand), Limo (Silt) e Argilla (Clay) secondo la classificazione USDA delle profondità prese in esempio dalla stazione 1 (Fig. 4.3).

	Sand > 50.000 µm	Silt 2-50 µm	Clay < 2.000 µm
AS1_10-20	12.1	57.1	30.8
AS1_30-40	11.7	56.8	31.5
AS1_50-60	6.9	56.0	37.0
AS1_70-80	6.0	75.5	18.5
AS1_90-100	3.2	76.4	20.4

La tessitura di un suolo è un parametro da cui dipende la densità apparente, in quanto maggiore sarà il contenuto di sabbia, rispetto a limo e argilla, maggiore sarà la dimensione dei pori e maggiore sarà il contenuto d'aria, o potenzialmente d'acqua, che possono contenere (Hillel, 1998). Questo va ad incidere sulle acquisizioni geoelettriche presentate nei capitoli precedenti, in fase di presentazione dei risultati (vedi capitolo 5) verranno mostrate le correlazioni dirette fra i dati di granulometria e di resistività.

Inoltre è un parametro da cui dipende fortemente la forma e l'estensione della curva di ritenzione idrica (vedi paragrafo 4.2.1.), in generale maggiore è il contenuto di argilla e maggiore è la ritenzione idrica di un suolo, un terreno argilloso presenta una distribuzione granulometrica dei pori più uniforme e viene adsorbita una maggiore quantità d'acqua, in modo che l'aumento della suzione matriciale provochi una diminuzione più graduale dell'umidità (Hillel, 1998).

## 4.2. Analisi idrauliche

Le analisi idrauliche sono state effettuate su tre campioni di suolo indisturbati prelevati dalle stazioni 1, 2 e 3 del campo di prova, differenti dai campioni prelevati per l'analisi granulometrica. Di ogni campione si è deciso di analizzare 3 sub-campioni a profondità diverse, precisamente 10-20 cm, 30-40 cm, 50-60 cm (Fig. 4.4) considerati da qui in avanti quindi come 9 campioni a sé stanti.

La strumentazione utilizzata è composta dal Ku-pF Apparatus (*ICT International, AUS*) e dal WP4C Dewpoint PotentiaMeter (*METER Group, Inc. USA*) che hanno permesso di ricostruire la curva di ritenzione idrica e la curva della conducibilità idraulica.

Questo permette di avere un profilo, sulla profondità, della conducibilità idraulica. Profilo che verrà confrontato e validato dalle analisi geofisiche (che prendono in considerazione la resistività elettrica e il grado di compattamento).



Fig. 4.4: Sub-campioni 10-20 cm, 30-40 cm, 50-60 cm del campione S3 (Stazione 3).

### 4.2.1. La Curva di Ritenzione Idrica

La curva di ritenzione idrica (Fig. 4.5) è un buon strumento per studiare le proprietà idrologiche di un suolo: essa mette in relazione il contenuto d'acqua (espresso come umidità volumetrica) e il fattore pF, ovvero il logaritmo del reciproco del potenziale idrico,  $\Psi$  (Costantini, 2006).

$$pF = -\log|\Psi| = \log \frac{1}{|\Psi|} \quad (4.1)$$

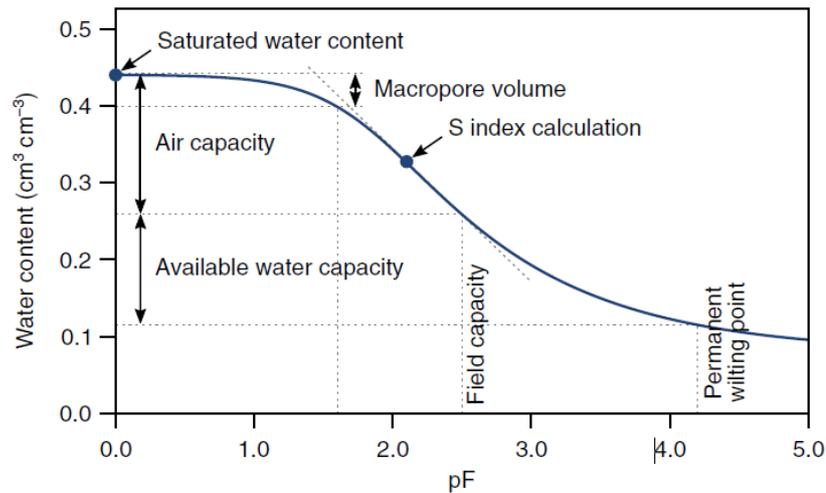


Fig. 4.5: Curva di ritenzione idrica (Rabot et al., 2018).

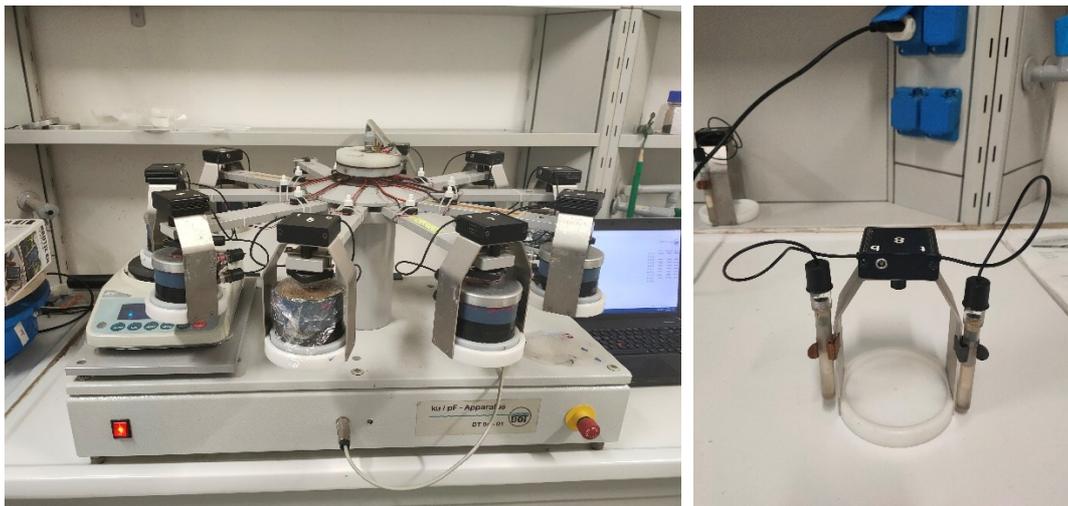
Per determinare la curva sono state utilizzate due strumentazioni: il ku-pF Apparatus, che lavorando in un intervallo di tensione tra 0 e -90 kPa permette di ricavare i dati per il calcolo della parte iniziale della curva dove si parte da completa saturazione (100% dell'umidità), e il WP4C Dewpoint PotentiaMeter, che lavorando in un intervallo di tensione tra 0 e -300.000 kPa permette di ricavare i dati per la parte finale della curva dove ci si avvicina al punto di avvizzimento (*wilting point*), considerato a -1.5 MPa.

I risultati ottenuti con le strumentazioni da laboratorio sono stati poi elaborati con un approccio modellistico, mediante il Software RetC. Il modello calcola la curva di ritenzione idrica e la conducibilità idraulica insatura rispettivamente secondo i parametri dell'equazioni di Van Genuchten (1980) e Mualem (1976).

#### 4.2.2. ku-pF Apparatus

Il ku-pF Apparatus (Fig 4.6) è uno strumento automatico per la determinazione della curva di ritenzione idrica nell'insaturo e la conducibilità idraulica di campioni di suolo, si basa sul metodo dell'evaporazione – Wind's method – Fig. 4.7, (Comegna et al., 2012).

Il dispositivo presenta una forma a stella con 10 braccia per l'analisi di 10 campioni simultaneamente. Ad ogni braccio è collegato un carrello che sorregge il campione e due tensiometri, inseriti nello stesso, sono collegati ad un trasduttore di pressione che trasmetterà il segnale al data-logger presente nel dispositivo. Lo strumento gira e compie una misura per ogni campione ogni dieci minuti, andando a misurare quindi sia la perdita di acqua che la diminuzione della tensione. La prima viene quantificata da due pesate successive grazie alla bilancia collegata al dispositivo, mentre la seconda dalla lettura dei due tensiometri.



*Fig. 4.6: sx: ku-pF Apparatus in funzione con i campioni posizionati sui carrelli, con a sinistra la pesa e a destra il pc; dx: dettaglio di un carrello con i due tensiometri.*

Prima di effettuare l'analisi, i tensiometri sono stati opportunamente calibrati e i nove campioni portati a saturazione. Sono stati preparati con una garza posta nella parte inferiore e del nastro isolante per tappare i buchi laterali per l'inserimento successivo dei tensiometri (posti a una distanza di 3 cm, che corrisponde ad una differenza di 0.3 kPa di tensione). Quindi sono stati messi in una vaschetta, alla quale sono stati aggiunti 2-3 cm di acqua al giorno. In questo modo si effettua una lenta saturazione dal basso, per assicurarsi di far uscire tutte le bolle d'aria e saturare tutti i

pori. L'intera procedura ha impiegato circa due settimane per raggiungere la completa saturazione.

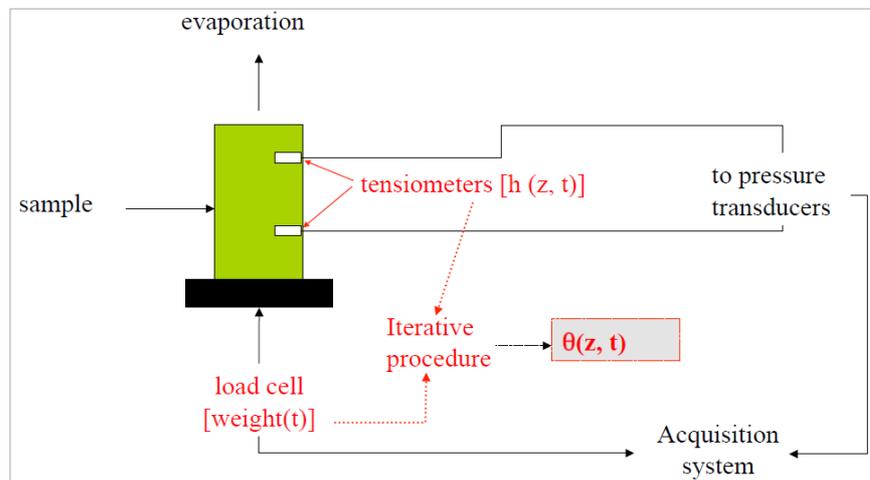


Fig. 4.7: Schema metodo Wind (A. Basile, CNR-ISAFOM, seminario "Proprietà idrauliche del suolo: parametrizzazione e misura", 2011)

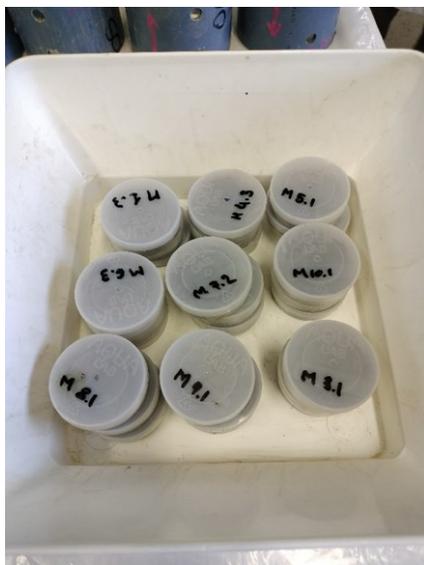
#### 4.2.3. WP4C Dewpoint PotentiaMeter

Una volta terminate le analisi con il sistema ku-pF Apparatus si tolgono i carrelli dallo strumento e si procede con l'estrarre i campioni dai loro cilindri in PVC, andando così a "disturbare" i campioni. Con l'inizio di questa procedura sono stati calcolati tutti i pesi dei materiali utilizzati, quali il cilindro in PVC contenente il suolo, la base forata in plastica, il coperchio in metallo, la garza e il nastro isolante, i carrelli con l'ID per l'identificazione, ed infine il peso lordo umido dei campioni con la vaschetta in alluminio, senza la porzione tolta per i sub-campioni, e dei sub-campioni per il WP4C con il loro contenitore di plastica.

Per l'analisi con il WP4C sono stati preparati 27 sub-campioni totali (Fig. 4.8), prendendo quindi casualmente 3 sub-campioni di circa 4.5-5 g da ciascun campione analizzato con il metodo Wind, messi in piccoli dischi di plastica, chiusi poi ermeticamente con del parafilm, per ridurre al minimo l'evaporazione.

Le porzioni di campioni restanti provenienti dal Wind, contenute nelle vaschette in alluminio, sono state essiccate in stufa a 105° per due giorni per il calcolo del peso secco, lo stesso procedimento per i 27 sub-campioni dopo l'analisi con il WP4C. Peso umido e peso secco sono stati utilizzati per

il calcolo dell'umidità volumetrica (Volumetric Water Content - VWC) e la densità apparente (Bulk Density - BD).



*Fig. 4.8: I 27 sub-campioni pronti per l'analisi con il WP4C.*

Il WP4C (Fig. 4.9) utilizza la tecnica al punto di rugiada a specchio raffreddato per misurare il potenziale idrico di un campione, ovvero misura la pressione di vapore all'interno della camera sigillata (denominata spazio di testa), che si trova in equilibrio con il potenziale idrico del campione.

All'interno della camera sigillata sono presenti: una ventola, per velocizzare l'equilibrio tra campione e aria di testa, un sensore per misurare la temperatura del punto di rugiada dell'aria, un termometro a infrarossi per mantenere la temperatura del campione costante, e un sensore che rileva la temperatura del campione per calcolare la pressione del vapore dell'aria nello spazio di testa.

Prima dell'analisi è stato calibrato il sistema con una soluzione di KCl, eseguendo una prima misurazione con lo standard, che deve indicare un valore di  $-2.22 \text{ MPa} \pm 0.5$ . Nel caso di un discostamento maggiore, si opera un settaggio manuale a  $-2.22 \text{ MPa}$ .

La camera sigillata lavora a  $25 \text{ }^\circ\text{C}$  e per effettuare la misurazione la temperatura del campione deve essere prossima a quella della camera (non più di  $0.5 \text{ }^\circ\text{C}$  di scarto). Ogni misura impiega all'incirca 30 minuti per essere portata a termine.

Ad ogni lettura con lo strumento sono stati presi manualmente i dati registrati della tensione (MPa) e il peso lordo del campione (peso campione + peso contenitore), seguendo lo stesso principio utilizzato per il sistema ku-pF Apparatus. L'obiettivo è quello di creare una correlazione tra la tensione registrata con il WP4C e il peso del campione che, tra una misura e la successiva, perde acqua per evaporazione, andando a diminuire il suo peso e la tensione.

Per ogni sub-campione sono stati presi 3 valori fra -1 e -2 MPa, quindi prossimi al punto di avvizzimento (convenzionalmente -1.5 Mpa), per la costruzione della parte finale della curva di ritenzione idrica.



*Fig. 4.9: Strumento WP4C in funzione, a destra due sub-campioni in attesa della misura.*



## 5. Risultati e discussioni

In questo capitolo verranno discussi i risultati ottenuti con le acquisizioni ERT e con i metodi di laboratorio riguardanti le carote campione analizzate. Verranno integrati anche con i risultati delle prove di resistenza alla penetrazione (PR) e i dati acquisiti con i sensori. I diversi metodi verranno analizzati separatamente e infine confrontati per la validazione.

### 5.1. Modelli ERT

La scelta dei modelli finali è stata fatta confrontando numericamente i dati delle inversioni, cercando un compromesso tra la quantità di dati scartata e salvata durante il processo di filtraggio, e successivamente controllandone la qualità visiva dei modelli. Sono stati scelti quindi:

*Tabella 5.1: Percentuali di filtraggio e livello di errore nell'inversione dei modelli finali, con relativo errore di convergenza (Root Mean Square Error).*

Stazioni	% di filtraggio ed errore			
	18-5-2022	RMSE	16-6-2022	RMSE
St. 1 HC	5%	1.03	5%	0.94
St. 2 NC	5%	0.99	5%	1.00
St. 3 LC	7.5%	0.28	7.5%	1.00
St. 4 HC	5%	1.08	5%	1.17
St. 5 NC	5%	1.26	7.5%	1.00
St. 6 LC	7.5%	1.38	5%	1.13
Sezione trasversale	5%	1.00	//	//

La buona qualità dei dataset ERT ha permesso di non dover ricorrere a soglie elevate di errore accettabile nel filtraggio e di conseguenza nell' inversione.

In Fig. 5.1 e 5.2 sono illustrate le sezioni 2D delle acquisizioni del 18 maggio 2022. Si nota una marcata differenza tra i diversi suoli analizzati. Le sezioni altamente compattate (HC) delle stazioni 1 e 4 presentano come previsto un pattern di resistività quasi omogeneo – stazione 1 meglio della stazione 4 – dovuto al forte evento di compattamento, con un range di resistività compreso tra  $\sim 20$  e  $\sim 30 \Omega m$ , permettendo di avere un suolo con bassa resistività anche nello strato superficiale. Al contrario nei suoli non compattati (NC) delle stazioni 2 e 5 è ben visibile un

primo strato di circa 30-40 cm altamente resistivo, con valori di resistività tra  $\sim 50$  e  $\sim 60 \Omega\text{m}$  e con dei valori anche fuori scala, dovuto ad un suolo meno compattato quindi con una presenza elevata di macro-pori – e quindi di aria – fra i grani. Si può ipotizzare quindi una densità apparente minore nello strato superficiale. I suoli poco compattati (LC) delle stazioni 3 e 6 invece presentano un range di resistività intermedio tra  $\sim 35$  e  $\sim 45 \Omega\text{m}$  nello strato superficiale, come ci si poteva aspettare. Nella stazione 6 è presente un’anomalia altamente resistiva fuori scala in superficie all’inizio dello stendimento, superiore ai  $60 \Omega\text{m}$ , anomalia che era presente anche nei modelli scartati in maniera anche più visiva, questo è dovuto o a un artefatto di inversione dovuto ai dati raccolti con lo strumento o a un’effettiva zona di terreno con insolita resistività elevata per il tipo di compattamento effettuato.

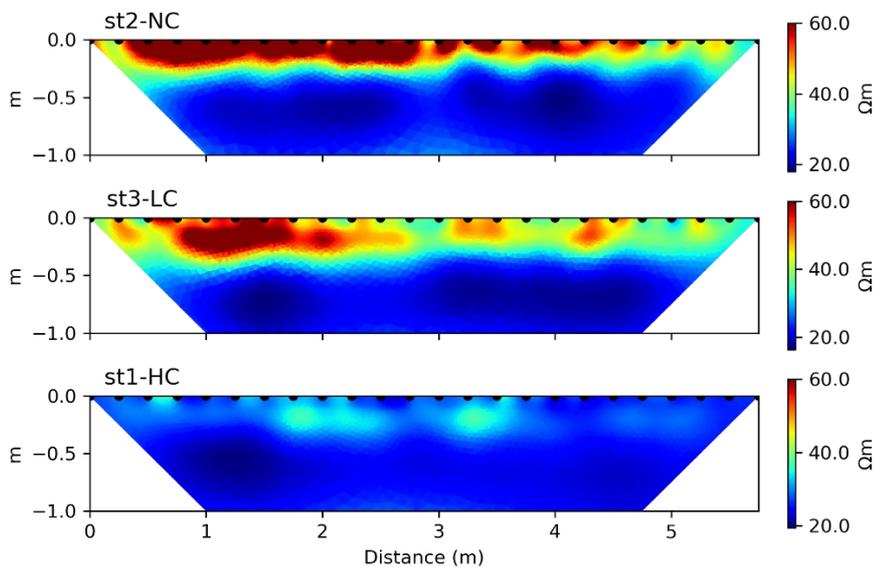


Fig. 5.1: Modelli 2D di resistività ( $\rho$ ) delle acquisizioni del 18 maggio 2022. Stazioni 1 - 3.

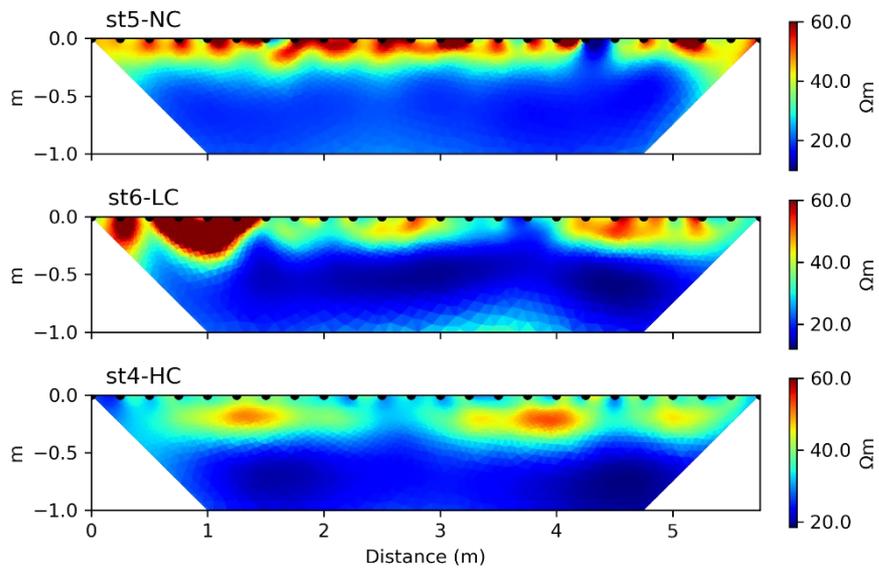


Fig. 5.2: Modelli 2D di resistività ( $\rho$ ) delle acquisizioni del 18 maggio 2022. Stazioni 4 - 6.

In Fig. 5.3 viene illustrata la sezione trasversale acquisita sempre in data 18 maggio 2022. Sono stati inseriti nel modello le illustrazioni del passaggio degli pneumatici dei due diversi mezzi utilizzati per il compattamento. È evidente il passaggio del mezzo pesante sulla stazione 1, dove sono passati gli pneumatici il compattamento è alto e la resistività è bassa, lo stesso per la stazione 3 seppur trattandosi di un mezzo leggero, si può notare come i punti del passaggio degli pneumatici corrispondano a zone in cui si abbassa la resistività. Non è molto elevata la resistività in linea con la stazione 2, probabilmente è stata posata la sezione trasversale in un punto in cui la resistività generale era più bassa, ma è comunque evidente come non sia stata alterata da nessun passaggio effettuato e rimane omogenea, a differenza delle altre analizzate.

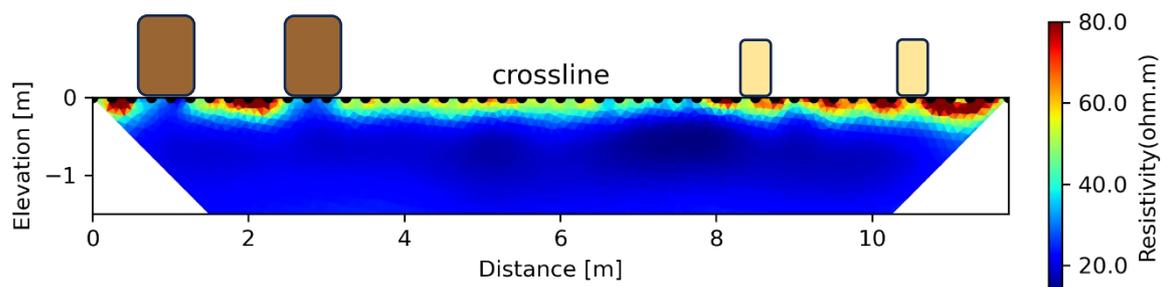


Fig. 5.3: Modello 2D di resistività della sezione trasversale del 18 maggio 2022. A sinistra sono stati inseriti i pneumatici nel punto di passaggio del mezzo pesante (in marrone), a destra sono stati inseriti i pneumatici nel punto di passaggio del mezzo leggero (in giallo).

In Fig. 5.4 e 5.5 sono illustrate le sezioni 2D delle acquisizioni del 16 giugno 2022. Per questi secondi modelli è stato leggermente alzato il range della scala colore in quanto dopo un mese di tempo il suolo si è seccato e di conseguenza le resistività generali sono cresciute (anche grazie all'assenza di eventi piovosi significativi in quel periodo). In linea generale si possono fare le stesse osservazioni dei primi modelli, la differenza tra i diversi suoli è presente allo stesso modo anche in queste seconde acquisizioni. Si evidenzia però come, in generale, sia più marcata la presenza di uno strato più resistivo – soprattutto per le stazioni non compattate (NC) 2 e 5 – in quanto, non subendo ulteriori fenomeni di compattamento, col passare del tempo le porzioni sommitali di suolo sono soggette ad alterazione climatico-biologica.

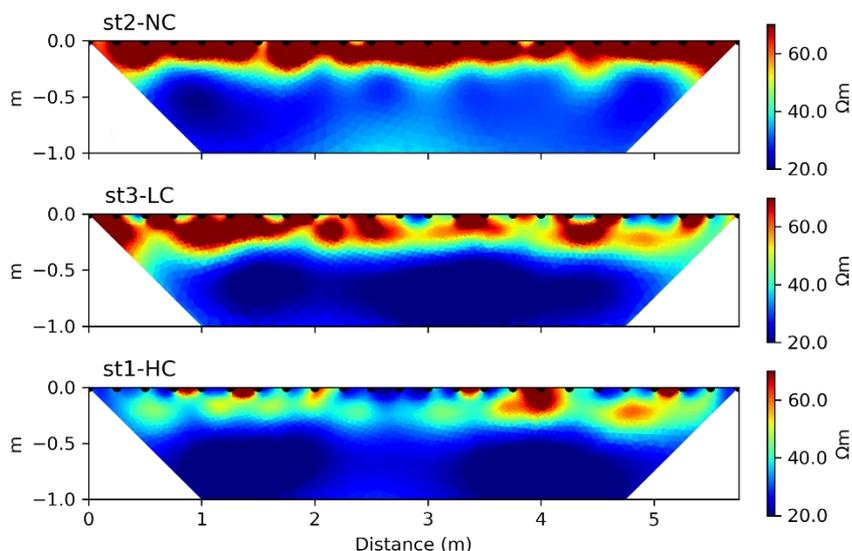


Fig. 5.4: Modelli 2D di resistività ( $\rho$ ) delle acquisizioni del 16 giugno 2022. Stazioni 1 - 3.

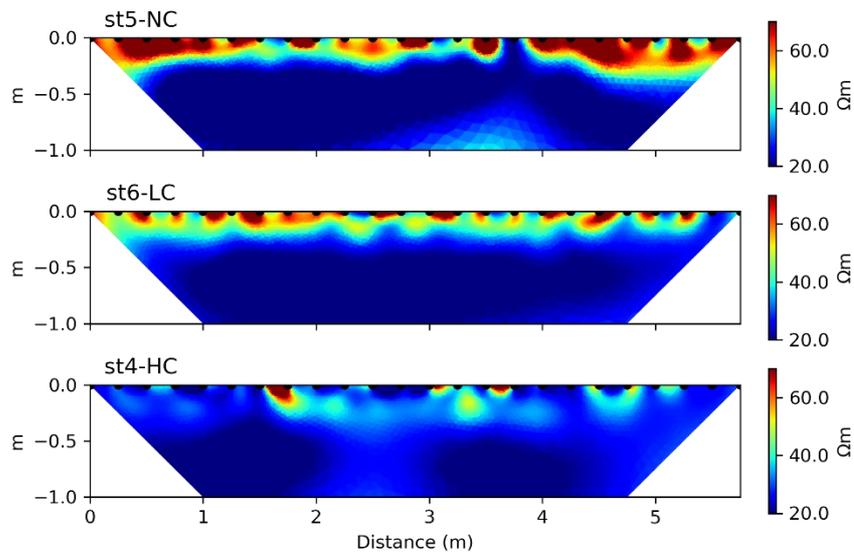


Fig. 5.5: Modelli 2D di resistività ( $\rho$ ) delle acquisizioni del 16 giugno 2022. Stazioni 4 - 6.

## 5.2. Correlazioni con metodi diretti

Con le Fig. 5.6, 5.7 e 5.8 vengono mostrati i dati prelevati dai sensori in data 15 maggio 2022 fino al 19 giugno 2022, comprendendo quindi l'intero periodo dell'esperimento con la data del giorno di compattamento e le due successive acquisizioni geoelettriche.

I dati recuperati dai sensori comprendono per tutti i suoli, alle profondità di 15 cm, 30 cm e 50 cm, i valori di umidità - volumetric water content VWC ( $\text{m}^3/\text{m}^3$ ) -, di temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) e della conducibilità elettrica apparente  $\sigma_a$  (mS/cm), che si ricorda essere il reciproco della resistività apparente  $\rho_a$ .

Le temperature sono più alte negli strati più superficiali, a causa dell'irraggiamento solare, e si nota l'andamento alterno tra il giorno e la notte e un trend in leggera crescita che va dai  $\sim 25^{\circ}$  ai  $\sim 30^{\circ}$  in linea generale per tutti i suoli, legato all'andamento della temperatura atmosferica del periodo.

L'umidità volumetrica presenta un trend generale di decrescita) dovuto alla mancanza di eventi piovosi in quel periodo (valori di  $\sim 0.28 \text{ m}^3/\text{m}^3$  iniziali, che calano di  $\sim 0.1/0.2$  di media). Si può notare in quasi tutte le stazioni la presenza di una netta differenza tra strato superficiale (15 cm) e successivi strati più profondi (30 e 50 cm), tranne per le stazioni 2 e 5 che hanno mantenuto valori piuttosto simili per le diverse profondità.

La conducibilità elettrica apparente ( $\sigma_a$ ) presenta un trend in decrescita per tutti i suoli, questo concorda con i risultati di resistività elettrica ottenuti dalle acquisizioni ERT in cui si è notato un aumento generale di resistività tra le due acquisizioni, e al decremento della VWC, dovuti alla mancanza di piogge e la conseguente evapotraspirazione dei suoli. Presentano valori che vanno da  $\sim 0.1$  a  $\sim 0.5$  mS/cm in base alla profondità, all'inizio dell'acquisizione dei dati. Nelle stazioni 1 e 4 (HC) si nota bene l'evento di compattamento che porta ad un aumento considerevole e improvviso della conducibilità, dovuto alla forte compressione che ha ridotto gli spazi tra i grani del terreno eliminando residui d'aria ed aumentando la BD. Nelle stazioni 2 e 5 (NC) non essendoci stato nessun evento di compattamento non si nota nessun aumento improvviso, l'andamento segue poi quello delle altre stazioni. Nelle stazioni 3 e 6 (LC) valgono gli stessi ragionamenti precedenti per quanto riguarda l'andamento nel tempo, il leggero evento di compattamento si nota discretamente nella stazione 6 mentre nella stazione 3 alla profondità di 30cm si nota addirittura una diminuzione di conducibilità. Anche in questo caso va sottolineato come questi valori siano presi da dei sensori puntuali all'inizio dello stendimento, vengono quindi rappresentati i dati in modo tale da mostrare un certo tipo di andamento di questi parametri e il loro rapporto. Utile specificare anche la dipendenza di tali parametri anche alla diversa granulometria dei suoli, che non è uniforme lungo gli interi stendimenti.

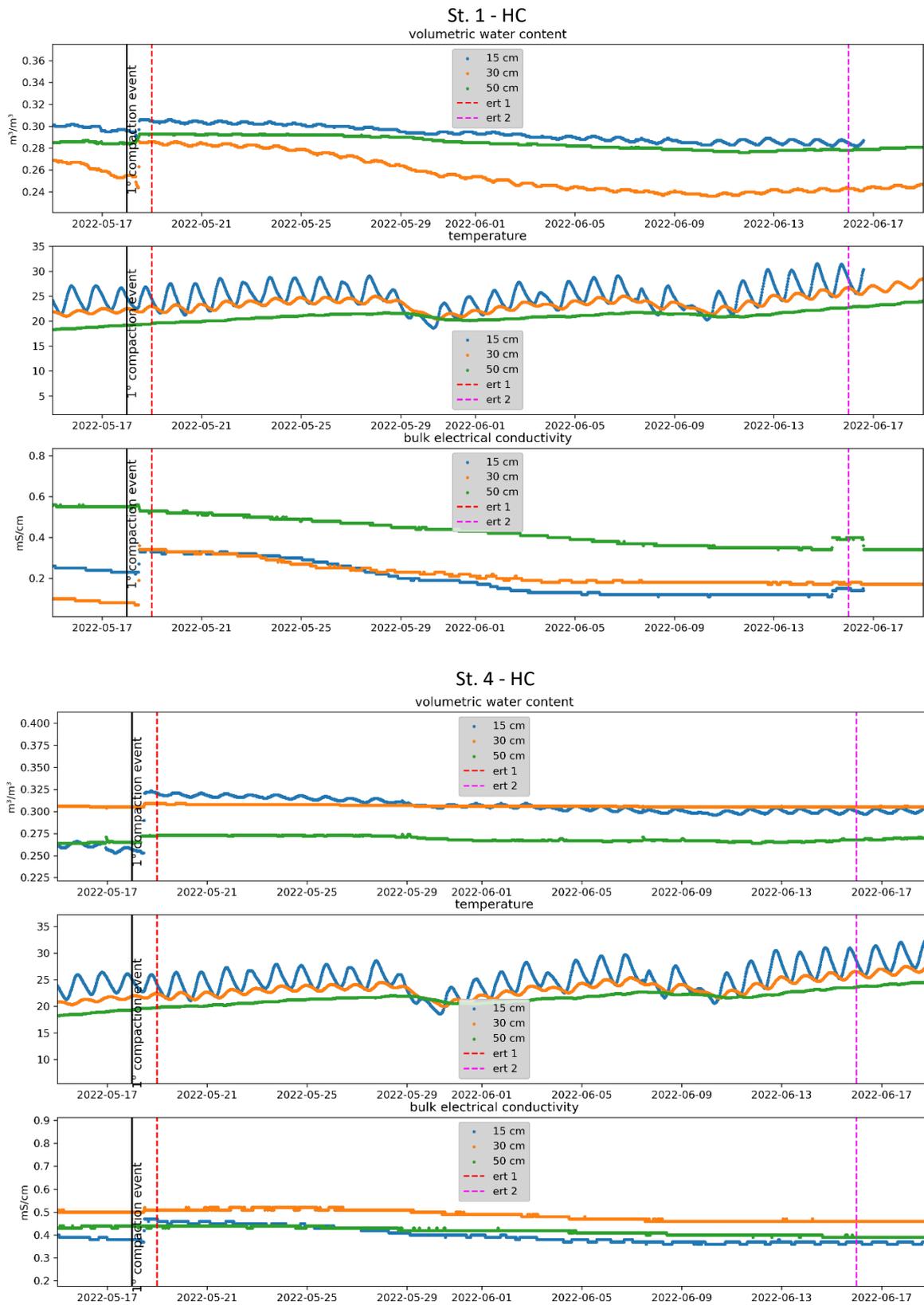


Fig. 5.6: Valori di umidità volumetrica (VWC), temperatura e conducibilità apparente rilevati con i sensori, relativi ai suoli altamente compattati (HC) delle stazioni 1 e 4. Sono presenti anche i momenti del fenomeno di compattamento e delle due acquisizioni ERT.

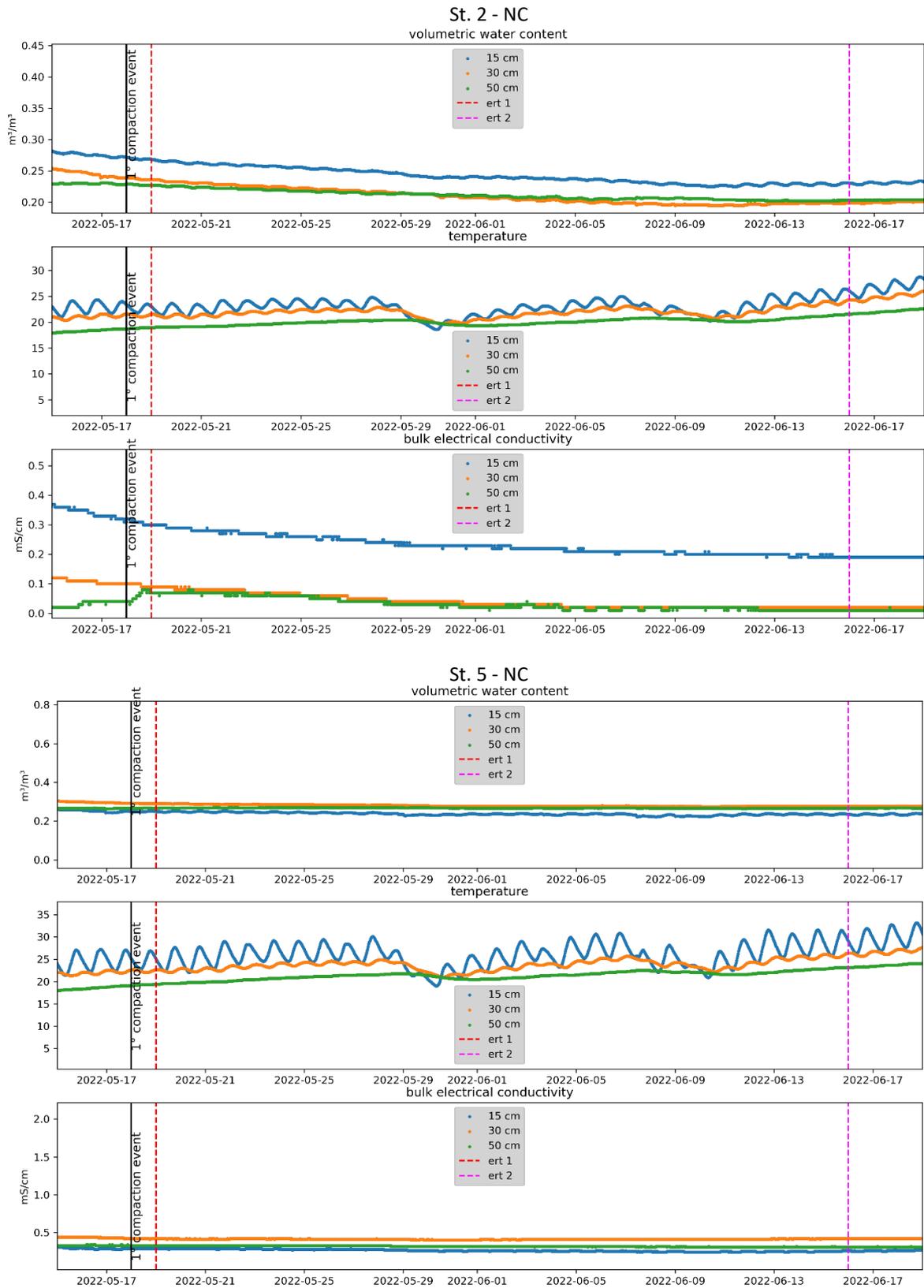


Fig. 5.7: Valori di umidità volumetrica (VWC), temperatura e conducibilità apparente rilevati con i sensori, relativi ai suoli non compattati (NC) delle stazioni 2 e 5. Sono presenti anche i momenti del fenomeno di compattamento e delle due acquisizioni ERT.

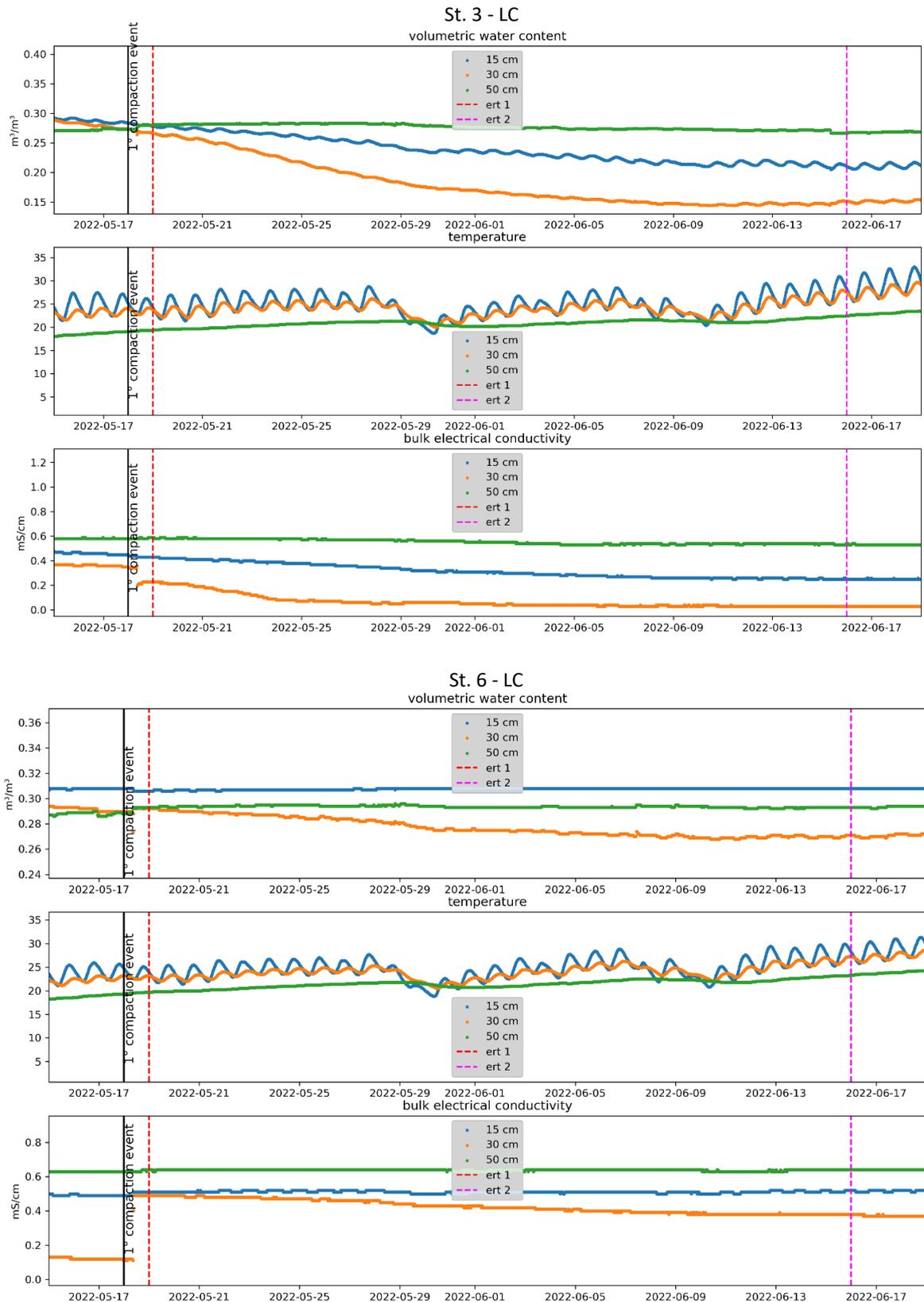


Fig. 5.8: Valori di umidità volumetrica (VWC), temperatura e conducibilità apparente rilevati con i sensori, relativi ai suoli leggermente compattati (LC) delle stazioni 3 e 6. Sono presenti anche i momenti del fenomeno di compattamento e delle due acquisizioni ERT.

Successivamente all'analisi dei dati ricavati dai sensori, si è proceduto al calcolo della densità apparente (BD), dell'umidità volumetrica (VWC) e gravimetrica (GWC), dai due terzi del totale delle carote di terreno estratte per ogni stazione (18 maggio 2022). I valori mostrati in Fig. 5.9 (a, b, c) sono presi ad ogni 10 cm di profondità fino ad 1 m e sono il risultato della media di 3 misurazioni per stazione, quindi la media di un totale di 6 misurazioni per tipo di trattamento (HC, NC, LC). Sempre in Fig. 5.9 (d) vengono rappresentati i valori di resistenza alla penetrazione (PR), risultato della media di tre campionamenti casuali per ogni stazione, per un totale di 18 profili eseguiti. I risultati delle diverse prove concordano tra loro, specialmente per BD e PR, le quali presentano valori più elevati nei suoli altamente compattati, soprattutto nel primo strato di 40 cm di terreno, rispetto ai suoli mediamente e non compattati. Questi dati di BD e PR mostrano, in via generale, un'elevata influenza significativa sulla resistività elettrica ricavata dalle tomografie presentate precedentemente, questo si nota bene anche in Fig. 5.10 dove viene presentato anche un profilo 1D sulla profondità della resistività elettrica. I dati sono stati estrapolati dai modelli tomografici elettrici in corrispondenza della loro metà per ogni stazione, ogni 10 cm di profondità fino ad 1 m totale. Anche qui è evidente, st. 1- 3 in maniera più chiara di st. 4 - 6, come per il primo strato di 40 cm di terreno suoli altamente compattati presentino resistività generalmente minori rispetto al leggermente e non compattato in ordine. La stazione 4 (HC) nei profili estratti presenta un' anomala resistività maggiore rispetto al leggermente e non compattato, i quali presentano il profilo aspettato. Questo è dipeso probabilmente anche dalla posizione casuale al centro dello stendimento da cui sono stati prelevati i dati, che non sono rappresentativi di tutto lo stendimento dei suoli analizzati.

Per quanto riguarda i valori rappresentati di VWC e GWC sono minori in superficie,  $\sim 0.2 \text{ m}^3/\text{m}^3$  fino ai primi  $\sim 40$  cm di profondità, profilo che concorda con quelli di BD e PR. I suoli altamente compattati presentano un'umidità superficiale maggiore rispetto gli altri, dovuto anche alla densità apparente maggiore; come spiegato in (Hillel, 1998).

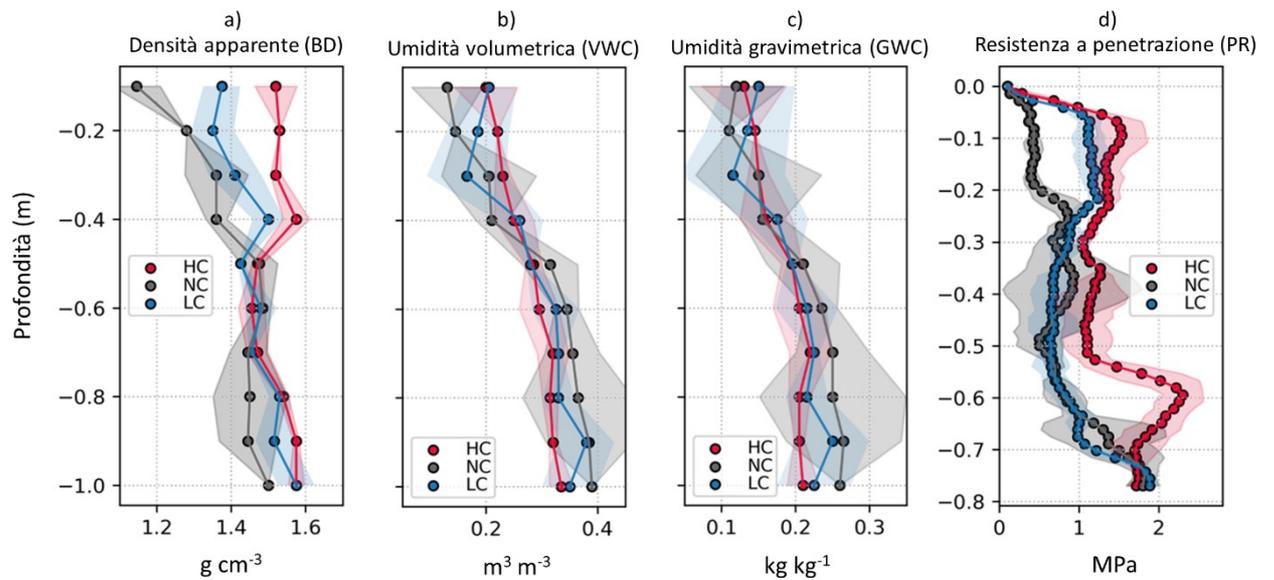


Fig. 5.9: Profili di profondità di (a) densità apparente - BD, (b) Umidità volumetrica - VWC, (c) umidità gravimetrica - GWC, e (d) resistenza alla penetrazione da misure puntuali - PR, messi a confronto. 18 maggio 2022. (from Carrera et al, 2023, submitted).

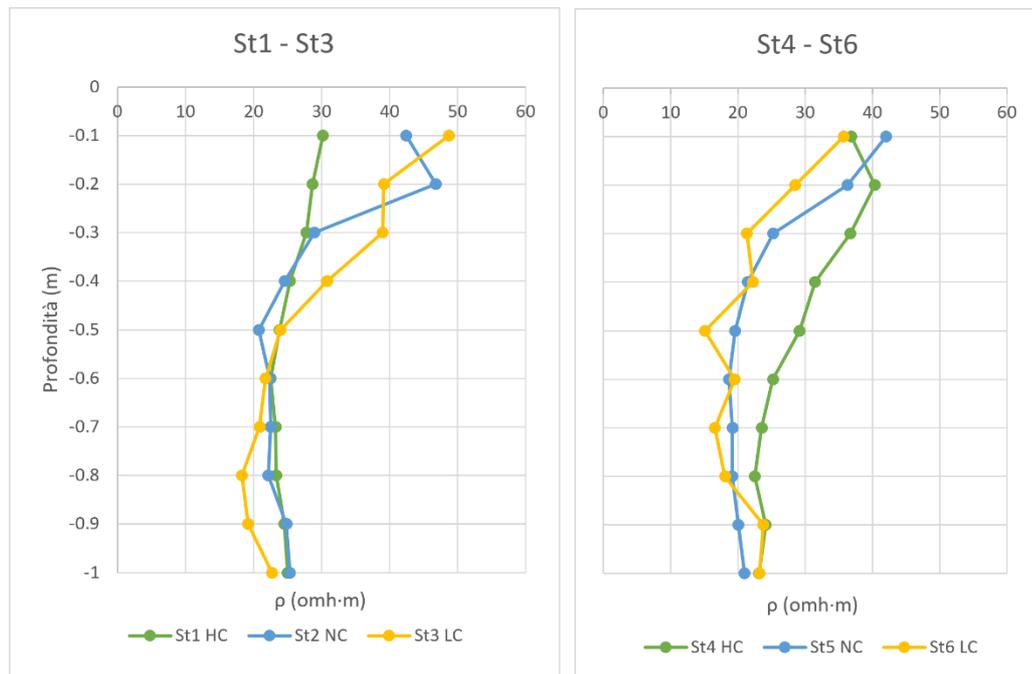


Fig. 5.10: Profili 1D di resistività su una profondità di 1m prelevati al centro dello stendimento (18 maggio 2022)

Infine in Fig. 5.11 viene mostrata una heatmap che evidenzia gli indici di correlazione di Pearson ( $r$ ) tra le variabili del suolo analizzate. Le indagini geoelettiche di resistività mostrano una elevata

correlazione con la densità apparente ( $r = -0.50$ ,  $p < 0.01$ ) e con l'umidità gravimetrica ( $r = -0.70$ ,  $p < 0.01$ ) e volumetrica ( $r = -0.73$ ,  $p < 0.01$ ), queste ultime in modo molto simile. È corretto dire che presentano una correlazione negativa in quanto più un suolo ha un elevato contenuto idrico o presenta una alta densità apparente, più la resistività del mezzo diminuisce. Come è già stato presentato in Fig. 5.9 esiste una forte correlazione tra densità apparente e resistenza alla penetrazione ( $r = 0.60$ ,  $p < 0.01$ ), quest'ultima con un'influenza significativa rispetto alla resistività minore di come si evidenziava inizialmente in Fig. 5.9 ( $r = -0.26$ ,  $p < 0.05$ ). Per quanto riguarda la tessitura, i contenuti di sabbia, limo e argilla non sono significativamente correlati con la resistività, ma sabbia e limo hanno una buona correlazione con il contenuto d'umidità volumetrico ( $r = -0.41$ ,  $p < 0.01$  per la sabbia,  $r = 0.54$ ,  $p < 0.01$  per il limo) e gravimetrico ( $r = -0.41$ ,  $p < 0.01$  per la sabbia,  $r = 0.46$ ,  $p < 0.01$  per il limo). D'altra parte, presentano una buona correlazione il contenuto di limo ( $r = 0.49$ ,  $p < 0.01$ ) e argilla ( $r = -0.37$ ,  $p < 0.01$ ) con la densità apparente.

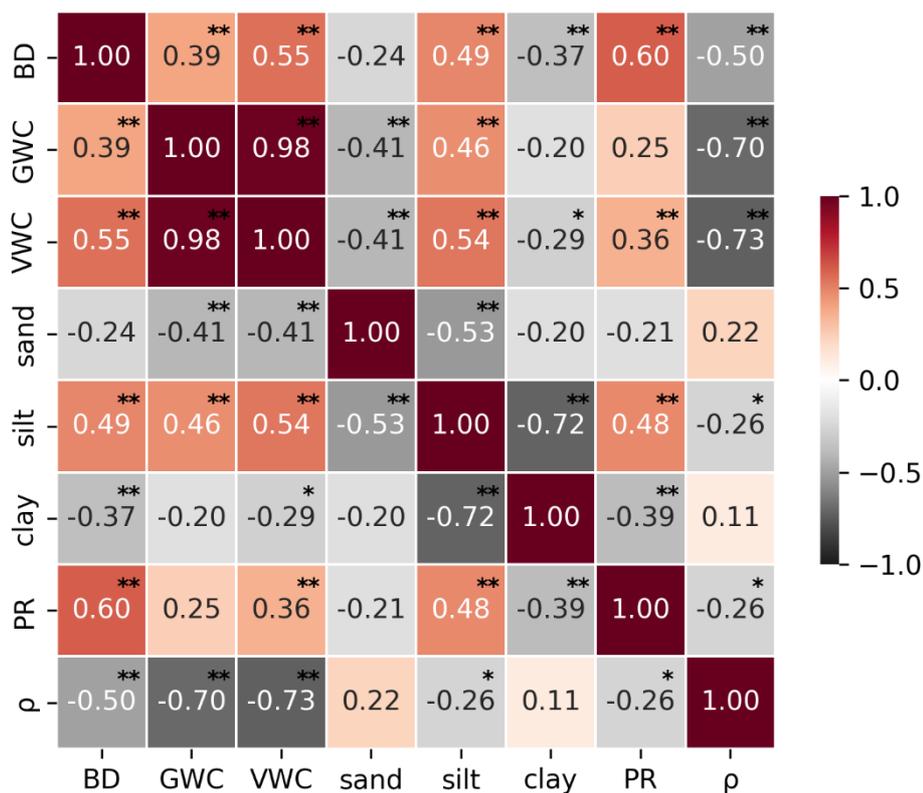


Fig. 5.11: Heatmap che evidenzia i coefficienti di correlazione di Pearson ( $r$ ) tra le variabili misurate (densità apparente BD, umidità gravimetrica GWC, umidità volumetrica VWC, granulometria, resistenza alla penetrazione PR, resistività  $\rho$ ). L'asterisco identifica relazioni significative, \* a  $p < 0,05$  e \*\* a  $p < 0,01$ .

### 5.3. Sviluppi futuri

Gli sviluppi futuri di questo studio riguardano la parte di modellazione idrologica che non è stata affrontata in questo elaborato. Sui tre diversi campioni estratti nei pressi delle stazioni 1, 2 e 3 sono state effettuate le analisi idrauliche con gli strumenti ku-pF Apparatus e WP4C per il calcolo delle curve di ritenzione idrica e la conducibilità idraulica satura e insatura – come spiegato nel Capitolo 4 – questi dati saranno oggetto di studio futuro e andranno ad integrare le prove geoelettriche con modellazione 3D. Nei pressi delle stazioni è stata ritagliata una parcella di terreno di dimensioni 1 m x 1 m, come mostrato in Fig 1.1, ai lati della quale sono stati inseriti elettrodi da foro fino ad una profondità di 1 m dal p.c. Questo setup ha permesso di effettuare delle prove di infiltrazione d'acqua monitorate con tomografia elettrica in 4D, per lo studio dell'idrodinamica all'interno dei suoli con diversi livelli di compattamento. Si otterrà pertanto una serie di modelli 3D di suolo che “fotografano” indirettamente la dinamica dell'acqua a diversi istanti temporali. In generale, la modellazione 3D in geofisica è un livello successivo a quella bidimensionale, e necessita capacità logistiche e di processing maggiori, oltre che potenza di calcolo.

I dati delle modellazioni ERT 3D, seguendo l'iter procedurale del presente studio, saranno confrontati e validati con i risultati delle prove idrauliche di laboratorio menzionate precedentemente.



## 6. Conclusioni

L'utilizzo combinato della geoelettrica con i classici metodi diretti ha permesso di caratterizzare i suoli soggetti all'esperimento in maniera ottimale. I metodi di laboratorio hanno integrato le analisi geofisiche permettendo l'analisi di granulometria, densità apparente e di umidità del suolo, potendo validare la caratterizzazione del compattamento dei suoli effettuata tramite la tomografia di resistività elettrica.

Caratterizzare una porzione di suolo risulta difficile con le sole indagini dirette, essendo queste indagini di tipo puntuale risultano poco rappresentative della realtà. Senza considerare la logistica e le tempistiche di questo tipo di indagini.

L'ERT si è dimostrato un metodo indiretto non invasivo, veloce e senza eccessive difficoltà di tipo logistico che si può adattare all'ambito agronomico. Le indagini sperimentali effettuate per questo studio riguardano porzioni di terreno con una lunghezza totale dello stendimento di circa 5,75 m ciascuno, ma le applicazioni possono estendersi a stendimenti di terreno molto più lunghi utilizzando un setup con un numero di elettrodi e la spaziatura fra essi maggiori; potendo sfruttare anche una profondità d'indagine maggiore qualora fosse necessario.

I risultati dell'indagine ERT mostrano come il processamento e modellamento di dati geofisici permettano di avere diversi modelli finali in base alla percentuale di filtraggio e i processi di inversione scelti e soprattutto al tipo di codice che si sceglie di utilizzare. Questo spiega il facile adattamento che presenta la geoelettrica, e i metodi geofisici in generale, rispetto a differenti campi di applicazione. Questo tipo di indagine è infatti aperta ad ulteriori indagini con metodi potenzialmente efficaci quali metodi elettromagnetici o sismici.

Gli sviluppi futuri di questo studio, come accennato precedentemente, si estenderanno alla modellazione 4D dell'idrodinamica del sottosuolo, obiettivo al quale l'ERT si adatterà in maniera ottimale considerando le già molteplici applicazioni dei metodi geoelettrici nello studio della fluidodinamica in ambito ambientale e ingegneristico.



## Indice di immagini

Fig. 1.1: Ubicazione del sito sperimentale in riferimento all'Azienda Agricola Sperimentale "L. Toniolo" dell'Università di Padova a Legnaro.....	13
Fig. 1.2: Configurazione del sito sperimentale.....	15
Fig. 3.1: Seconda legge di Ohm, definizione di resistività ( $\rho$ ). .....	19
Fig. 3.2: Sorgente di corrente puntiforme sulla superficie di un mezzo omogeneo (Samouëlian et al, 2005).....	22
Fig. 3.3: Elettrodi di corrente (C) e di potenziale (P) piazzati sulla superficie in un spazio omogeneo, e la distribuzione della corrente e delle linee equipotenziali (H. S. Ward, 1988).....	23
Fig. 3.4: Resistività in corrente continua DC con un dipolo (a) e con un quadrupolo (b) (lectures, J. Boaga). .....	24
Fig. 3.5: Principio della distribuzione delle linee di corrente e linee equi-potenziali in un sistema non omogeneo, in questo caso $\rho_1 > \rho_2$ (Lectures, J. Boaga).....	24
Fig. 3.6: Esempio di disposizione in cui vengono evidenziati $r_1, r_2, r_3, r_4$ (Lectures, J. Boaga)....	25
Fig. 3.7: a sinistra le tre configurazioni più comuni degli elettrodi a) configurazione Wenner, b) configurazione Schlumberger, c) configurazione Dipolo Dipolo, a destra vengono mostrate come si muovono le loro linee di corrente legate alla sensitività della disposizione. (Lectures, J. Boaga). .....	27
Fig. 3.8: Tipici intervalli di resistività e conducibilità di materiali naturali (Samouëlian et al., 2005) .....	28
Fig. 3.9: Corrente iniettata tramite onda quadra e voltaggio (Lectures, J. Boaga). .....	29
Fig. 3.10: Posa in campo delle linee di acquisizione 2D, i picchetti sono equidistanziati e collegati con dei cavi multipolari al georesistivometro.....	30
Fig. 3.11: Schema dell'acquisizione trasversale 2D (linea gialla) nelle prime tre stazioni.....	31
Fig. 3.12: Illustrazione delle modalità skip 0 e skip 4.....	31
Fig. 3.13: Georesistivometro Syscal Pro, Iris Instruments (immagine di Iris Instruments).....	32
Fig. 3.14: Resistenze di contatto (kohm) relative alle sei stazioni in data 18 maggio 2022. ....	32
Fig. 3.15: Esempio di Pseudosezione 2D creata usando una disposizione dipolo-dipolo (Lectures, J. Boaga) .....	33
Fig. 3.16: Pseudosezioni di resistività apparente ( $\rho_a$ ) delle stazioni al tempo 0 (18 maggio 2022). .....	34
Fig. 3.17: Istogrammi della distribuzione della probabilità d'errore dei dati delle stazioni al tempo 0 (18 maggio 2022).....	36

Fig. 3.18: Pseudosezioni filtrate al 5% delle stazioni al tempo 0 (18 maggio 2022).....	37
Fig. 3.19: Percentuali di quadrupoli salvati e scartati per ciascuna soglia di errore, per le prime tre stazioni in data 18 maggio e 16 giugno.....	39
Fig. 3.20: Percentuali di quadrupoli salvati e scartati per ciascuna soglia di errore, per le seconde tre stazioni in data 18 maggio e 16 giugno.....	40
Fig. 3.21: Percentuali di quadrupoli salvati e scartati per ciascuna soglia di errore, per la sezione trasversale (in data 18 maggio 2022).....	41
Fig. 3.22: Definizione del problema diretto ed inverso nella Geoelettrica, dove $p$ = parametro fisico del terreno, ed $f$ = condizioni forzanti.....	42
Fig. 3.23: Mesh ad elementi triangolari create per l'inversione, sopra la mesh per le sezioni delle stazioni, sotto la mesh per la sezione trasversale.....	43
Tabella 3.1: Dati relativi alle inversioni di tutti i dataset, compresi di ogni percentuale di filtraggio e inversione usate iterativamente. ....	44
Fig. 4.1: Preparazione dei campioni per l'analisi diffrattometrica (Provette Falcon da 50 ml).....	48
Fig. 4.2: Mastersizer 2000 (Malvern Panalytical Ltd, Malvern, UK), strumentazione utilizzata per l'analisi della granulometria.....	48
Fig. 4.3: Esempio di come si presenta la distribuzione di granulometria delle varie stazioni, qui è presa in esame la stazione 1 con cinque profondità differenti (10-20 cm, 30-40 cm, 50-60 cm, 70-80 cm, 90-100 cm).....	49
Tabella 4.1: Percentuali (%) di Sabbia (Sand), Limo (Silt) e Argilla (Clay) secondo la classificazione USDA delle profondità prese in esempio dalla stazione 1 (Fig. 4.3).....	49
Fig. 4.4: Sub-campioni 10-20 cm, 30-40 cm, 50-60 cm del campione S3 (Stazione 3).....	50
Fig. 4.5: Curva di ritenzione idrica (Rabot et al., 2018).....	51
Fig. 4.6: sx: ku-pF Apparatus in funzione con i campioni posizionati sui carrelli, con a sinistra la pesa e a destra il pc; dx: dettaglio di un carrello con i due tensiometri.....	52
Fig. 4.7: Schema metodo Wind (A. Basile, CNR-ISAFOM, seminario "Proprietà idrauliche del suolo: parametrizzazione e misura", 2011).....	53
Fig. 4.8: I 27 sub-campioni pronti per l'analisi con il WP4C.....	54
Fig. 4.9: Strumento WP4C in funzione, a destra due sub-campioni in attesa della misura.....	55
Tabella 5.1: Percentuali di filtraggio e livello di errore nell'inversione dei modelli finali, con relativo errore di convergenza (Root Mean Square Error).....	57
Fig. 5.1: Modelli 2D di resistività ( $\rho$ ) delle acquisizioni del 18 maggio 2022. Stazioni 1 - 3.....	58
Fig. 5.2: Modelli 2D di resistività ( $\rho$ ) delle acquisizioni del 18 maggio 2022. Stazioni 4 - 6.....	59

Fig. 5.3: Modello 2D di resistività della sezione trasversale del 18 maggio 2022. A sinistra sono stati inseriti i pneumatici nel punto di passaggio del mezzo pesante (in marrone), a destra sono stati inseriti i pneumatici nel punto di passaggio del mezzo leggero (in giallo). .....	60
Fig. 5.4: Modelli 2D di resistività ( $\rho$ ) delle acquisizioni del 16 giugno 2022. Stazioni 1 - 3.....	60
Fig. 5.5: Modelli 2D di resistività ( $\rho$ ) delle acquisizioni del 16 giugno 2022. Stazioni 4 - 6.....	61
Fig. 5.6: Valori di umidità volumetrica (VWC), temperatura e conducibilità apparente rilevati con i sensori, relativi ai suoli altamente compattati (HC) delle stazioni 1 e 4. Sono presenti anche i momenti del fenomeno di compattamento e delle due acquisizioni ERT.....	63
Fig. 5.7: Valori di umidità volumetrica (VWC), temperatura e conducibilità apparente rilevati con i sensori, relativi ai suoli non compattati (NC) delle stazioni 2 e 5. Sono presenti anche i momenti del fenomeno di compattamento e delle due acquisizioni ERT.....	64
Fig. 5.8: Valori di umidità volumetrica (VWC), temperatura e conducibilità apparente rilevati con i sensori, relativi ai suoli leggermente compattati (LC) delle stazioni 3 e 6. Sono presenti anche i momenti del fenomeno di compattamento e delle due acquisizioni ERT.....	65
Fig. 5.9: Profili di profondità di (a) densità apparente - BD, (b) Umidità volumetrica - VWC, (c) umidità gravimetrica - GWC, e (d) resistenza alla penetrazione da misure puntuali - PR, messi a confronto. 18 maggio 2022. (from Carrera et al., 2023, submitted).....	67
Fig. 5.10: Profili 1D di resistività su una profondità di 1m prelevati al centro dello stendimento (18 maggio 2022).....	67
Fig. 5.11: Heatmap che evidenzia i coefficienti di correlazione di Pearson ( $r$ ) tra le variabili misurate (densità apparente BD, umidità gravimetrica GWC, umidità volumetrica VWC, granulometria, resistenza alla penetrazione PR, resistività $\rho$ ). L'asterisco identifica relazioni significative, * a $p < 0,05$ e ** a $p < 0,01$ .....	68



## Bibliografia

- APAT. (2008). *Il Suolo: la radice della vita*. APAT.  
<https://www.isprambiente.gov.it/files/pubblicazioni/pubblicazionidipregio/suolo-radice/44-48.pdf>
- Basile, A. (2011). *Seminario "Proprietà idrauliche del suolo: parametrizzazione e misura."*
- Berisso, F. E., Schjønning, P., Keller, T., Lamandé, M., Etana, A., De Jonge, L. W., Iversen, B. V., Arvidsson, J., & Forkman, J. (2012). Persistent effects of subsoil compaction on pore size distribution and gas transport in a loamy soil. *Soil and Tillage Research*, 122, 42–51.  
<https://doi.org/10.1016/j.still.2012.02.005>
- Besson, A., Séger, M., Giot, G., & Cousin, I. (2013). Identifying the characteristic scales of soil structural recovery after compaction from three in-field methods of monitoring. *Geoderma*, 204–205, 130–139. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2013.04.010>
- Binley, A. (1995). Regularised Image Reconstruction of Noisy Electrical Resistance Tomography Data. *Process Tomography*, 401–410.
- Binley, A., Hubbard, S. S., Huisman, J. A., Revil, A., Robinson, D. A., Singha, K., & Slater, L. D. (2015). The emergence of hydrogeophysics for improved understanding of subsurface processes over multiple scales. In *Water Resources Research* (Vol. 51, Issue 6, pp. 3837–3866). Blackwell Publishing Ltd. <https://doi.org/10.1002/2015WR017016>
- Binley, A., & Kemna, A. (2005). DC Resistivity and Induced Polarization Methods. In *Hydrogeophysics* (pp. 129–156). Springer Netherlands. [https://doi.org/10.1007/1-4020-3102-5\\_5](https://doi.org/10.1007/1-4020-3102-5_5)
- Bittelli, M., Andrenelli, M. C., Simonetti, G., Pellegrini, S., Artioli, G., Piccoli, I., & Morari, F. (2019). Shall we abandon sedimentation methods for particle size analysis in soils? *Soil and Tillage Research*, 185, 36–46. <https://doi.org/10.1016/j.still.2018.08.018>
- Boaga, J. (2016). *Il Dato e l'Interpretazione: Il Problema Mal Posto*.
- Boaga, J. (2021). *Lectures: Applied Geophysics*. Università degli Studi di Padova.
- Borriello, A. (2017). *Thesis: Verifica Della Qualità Dei Dati Di Tomografia Elettrica e Relative Influenze Sui Risultati d'Inversione*. Università degli Studi di Padova.
- Carrera, A. (2019). *Surface Wave Method and Electrical Surveys for the Characterization of a Landfill Site*. Università degli Studi di Padova.
- Carrera, A., Longo, M., Piccoli, I., Mary, B., Cassiani, G., & Morari, F. (2022). Electro-Magnetic Geophysical Dynamics under Conservation and Conventional Farming. *Remote Sensing*, 14(24). <https://doi.org/10.3390/rs14246243>
- Cassiani, G. (2021). *Lectures: Applied Geophysics for Environmental Purposes*. Università degli Studi di Padova.
- Comegna, V., Coppola, A., Basile, A., & Comeg, A. (2012). A Review of Approaches for Measuring Soil Hydraulic Properties and Assessing the Impacts of Spatial Dependence on the Results. In *Hydrogeology - A Global Perspective*. InTech. <https://doi.org/10.5772/17421>

- Costantini, E. A. C. (2006). *Metodi di valutazione dei suoli e delle terre*.  
<https://www.researchgate.net/publication/260065819>
- Grossman, R. B., & Reinsch, T. G. (2018). The Solid Phase: Bulk Density and Linear Extensibility. In *Methods of Soil Analysis, Part 4: Physical Methods* (pp. 201–228).  
<https://doi.org/10.2136/sssabookser5.4.c9>
- Hillel, D. (1998). *Environmental Soil Physics*. Academic Press.
- IRIS Instruments. (n.d.). Retrieved November 22, 2023, from <https://www.iris-instruments.com/syscal-pro.html>
- Keller, T., Colombi, T., Ruiz, S., Schymanski, S. J., Weisskopf, P., Koestel, J., Sommer, M., Stadelmann, V., Breitenstein, D., Kirchgessner, N., Walter, A., & Or, D. (2021). Soil structure recovery following compaction: Short-term evolution of soil physical properties in a loamy soil. *Soil Science Society of America Journal*, 85(4), 1002–1020. <https://doi.org/10.1002/saj2.20240>
- Knödel, Klaus., Lange, Gerhard., & Voigt, H.-J. (2007). *Environmental Geology. Handbook of Field Methods and Case Studies* (G. U. R. Bundesanstalt Für, Ed.). Springer.
- Longo, M. (2017). *Thesis: Ottimizzazione del campionamento di suolo con metodi geofisici per la stima dello stock di carbonio organico*. Università degli Studi di Padova.
- Longo, M., Dal Ferro, N., Lazzaro, B., & Morari, F. (2021). Trade-offs among ecosystem services advance the case for improved spatial targeting of agri-environmental measures. *Journal of Environmental Management*, 285. <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2021.112131>
- Pavoni, M., Carrera, A., & Boaga, J. (2022). Improving the galvanic contact resistance for geoelectrical measurements in debris areas: A case study. *Near Surface Geophysics*, 20(2), 178–191. <https://doi.org/10.1002/nsg.12192>
- Perri, M. T., Boaga, J., Bersan, S., Cassiani, G., Cola, S., Deiana, R., Simonini, P., & Patti, S. (2014). River embankment characterization: The joint use of geophysical and geotechnical techniques. *Journal of Applied Geophysics*, 110, 5–22.  
<https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2014.08.012>
- Petronio, L., Boaga, J., & Cassiani, G. (2016). Characterization of the Vajont landslide (North-Eastern Italy) by means of reflection and surface wave seismics. *Journal of Applied Geophysics*, 128, 58–67. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2016.03.012>
- Rabot, E., Wiesmeier, M., Schlüter, S., & Vogel, H. J. (2018). Soil structure as an indicator of soil functions: A review. In *Geoderma* (Vol. 314, pp. 122–137). Elsevier B.V.  
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2017.11.009>
- Rani, P., & Cassiani, G. (2022). Tracking contaminant transport using time-lapse geophysics: A review on applications of electrical methods. In *Water Security* (Vol. 17). Elsevier B.V.  
<https://doi.org/10.1016/j.wasec.2022.100127>
- Rossi, M., Manoli, G., Pasetto, D., Deiana, R., Ferraris, S., Strobbia, C., Putti, M., & Cassiani, G. (2015). Coupled inverse modeling of a controlled irrigation experiment using multiple hydro-geophysical data. *Advances in Water Resources*, 82, 150–165.  
<https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2015.03.008>

- Samouëlian, A., Cousin, I., Tabbagh, A., Bruand, A., & Richard, G. (2005). Electrical resistivity survey in soil science: A review. In *Soil and Tillage Research* (Vol. 83, Issue 2, pp. 173–193). <https://doi.org/10.1016/j.still.2004.10.004>
- Schjønning, P., Lamandé, M., Munkholm, L. J., Lyngvig, H. S., & Nielsen, J. A. (2016). Soil precompression stress, penetration resistance and crop yields in relation to differently-trafficked, temperate-region sandy loam soils. *Soil and Tillage Research*, 163, 298–308. <https://doi.org/10.1016/j.still.2016.07.003>
- Soil Survey Staff. (1999). BOOK REVIEW Soil Survey Staff 1999, Soil Taxonomy A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. *Agricultural Handbook*, 436, 57–60. <https://doi.org/https://doi.org/10.1111/j.1475-2743.2001.tb00008.x>
- Ward, S. H. (1988). The Resistivity and Induced Polarization Methods. *Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems*, 109–250.
- Weihermüller, L., Huisman, J. A., Lambot, S., Herbst, M., & Vereecken, H. (2007). Mapping the spatial variation of soil water content at the field scale with different ground penetrating radar techniques. *Journal of Hydrology*, 340(3–4), 205–216. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.04.013>
- WRB. (2014). World reference base for soil resources 2014. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. *World Soil Resources Reports*, 106. <http://www.fao.org>