



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

SCUOLA DI SCIENZE

Dipartimento di Geoscienze

Direttore: prof. Fabrizio Nestola

TESI DI LAUREA MAGISTRALE IN  
GEOLOGIA E GEOLOGIA TECNICA

**TOMOGRAFIA ELETTRICA DI RESISTIVITÀ PER IL  
MONITORAGGIO DELL'INTRUSIONE SALINA  
IN AMBIENTE COSTIERO**

**ELECTRICAL RESISTIVITY TOMOGRAPHY FOR COASTAL  
SALINE INTRUSION MONITORING**

*Relatore: Prof. Jacopo Boaga*

*Correlatore: Dott. Luigi Tosi*

*Dott.sa Sandra Donnici*

*Laureanda: Benedetta Surian*

*Matricola 1207435*

ANNO ACCADEMICO 2019/2020



## Indice

Abstract .....	V
Introduzione .....	1
1. Area di studio .....	7
1.1. Inquadramento geografico .....	7
1.2. Inquadramento geologico .....	8
1.3. Inquadramento Idrogeologico .....	11
1.4. Il fenomeno di intrusione salina .....	13
2. Metodologie .....	16
2.1. Generalità sui metodi elettrici .....	16
2.1.1. Principi di geoelettrica .....	18
2.1.2. Geometrie di acquisizione .....	21
2.1.3. Metodologia utilizzata: tomografia di resistività elettrica .....	27
2.2. Carotaggi e misure in pozzo .....	30
3. Processing ed inversione dei dati geofisici .....	33
3.1. Determinazione dell'errore .....	34
3.2. Processo di inversione .....	35
3.2.1. Modello diretto .....	35
3.2.2. Modello inverso .....	36
3.2.3. Time-lapse .....	38
3.3. Output grafico .....	38
4. Risultati .....	40
4.1. Indagini idro-stratigrafiche .....	40
4.2. Indagini idrogeologiche .....	43
4.3. Osservazioni sui dati registrati nei pozzi durante il test di infiltrazione .....	44
4.4. Acquisizioni ERT preliminari .....	49
4.4.1. Fase 1: maggio 2020 .....	49
4.4.2. Fase 2: ottobre 2020 .....	54
4.5. Acquisizioni ERT di verifica dell'effetto del dreno in funzione .....	59
4.5.1. Acquisizioni in time-lapse sulla linea E3 .....	59
4.5.2. Acquisizioni sulle linee X1, X2, X3, Z .....	63
4.5.3. Acquisizione in time-lapse sulla linea A .....	68

4.5.4. Considerazioni complessive sui risultati delle ERT .....	70
5. Analisi congiunta dei risultati .....	72
6. Conclusioni .....	77
7. Riferimenti bibliografici .....	80

## **Abstract**

This thesis presents the results obtained from the application of the Electric Resistivity Tomography (ERT) technique for the monitoring the saline contamination of the phreatic aquifer in a coastal environment.

This work is part of the Project “Monitoring Sea-water intrusion in coastal aquifers and Testing pilot projects for its mitigation” (MoST), funded by the Italy-Croatia Interreg Program through the European Union. MoST is based on the collaboration between research institutions (University of Padua, National Research Council, University of Split) and local authorities (Consorzio di Bonifica Adige Euganeo, Region of Veneto, Croatian Water and Dunea) which are responsible for developing knowledge concerning the saltwater intrusion phenomenon in northern Adriatic coastlands, where land use is largely dedicated to agriculture.

The study area is the Italian pilot site of the MoST project located in the coastal plain of Chioggia, in the proximity of the southern margin of the Venice lagoon. This territory is mostly devoted to agricultural use and lies below the sea level. It is characterized by the presence of subsurface sandy bodies linked to ancient channel systems. Such geomorphological bodies are able to store freshwater, mainly of meteoric origin and for short-time periods, because of their morphological and textural characteristics.

The purpose of the project is to mitigate the saltwater intrusion by recharging of the sandy bodies for long periods, using an underground sub-irrigation system supplied by fresh water, in order to improve the agricultural productivity of the farmlands.

The aim of this thesis is to support the planning of the hydraulic system and evaluate its capability to mitigate the process of saline contamination in the groundwater.

More specifically, 9 ERT lines were designed in strategic positions with respect to the sub-irrigation system. They were used both for providing information on the subsoil to support the design phase of the hydraulic work, and for the subsequent phase of monitoring the hydrogeological conditions induced by its activation. The ERTs were also repeated several times, keeping the position of the electrodes fixed, to obtain time-lapse information.

The geophysical survey was accompanied by the lithological analysis of continuous sediment cores and by electrical conductivity and water level measurements performed in monitoring wells located near the geo-electrical lines. This multidisciplinary approach allowed the proper calibration of the geophysical data, as well as provides the information for the interpretation of the electro-stratigraphic model of such complex hydrogeological setting.

The results obtained in this work confirm the efficiency of the ERT survey in monitoring subsurface fluid migration in highly variable resistive environments when different survey techniques and data are properly combined in order to achieve the site hydro-stratigraphic model.

## Introduzione

Le regioni costiere sono tra territori maggiormente sensibili agli effetti delle attività antropiche e dei cambiamenti climatici. In particolare, i sistemi deltizi, estuarini e più in generale le pianure costiere, per il loro assetto morfologico ed idrologico, sono particolarmente predisposte a risentire negativamente della sempre più intensa antropizzazione, dell'innalzamento del livello marino e dei cambiamenti del regime idrologico (e.g., Syvitski et al., 2009; Higgins et al., 2014).

Lo sfruttamento intensivo delle risorse naturali, come i fluidi sotterranei, quali idrocarburi ed acqua, l'uso del suolo per scopi di agricoltura ed urbanizzazione, il turismo, sono tra le cause principali che inducono processi di degrado ambientale con forte impatto sulle coste, e possono modificare irreversibilmente le delicate interazioni dei processi tra entroterra e mare (e.g., Nicholls and Cazenave, 2010; Rahman et al., 2019).

Le riserve di acqua dolce sono di importanza strategica a livello globale, il loro stato di depauperamento è ormai stato consolidato da diversi studi (e.g., Famiglietti, 2014). Per gli acquiferi costieri, le cause sono diverse e tra le principali ci sono l'inquinamento e l'intrusione salina.

L'intrusione salina, ovvero il tema centrale di questa tesi, è generalmente un processo naturale nelle pianure costiere. Il suo equilibrio è controllato dagli scambi tra acqua continentale e marina, la cui dinamica è governata principalmente dal carico idraulico e dalla ricarica nel bacino di alimentazione.

Negli ultimi decenni diversi studi hanno indicato un incremento della salinizzazione negli acquiferi superficiali, ad esempio, in Florida (USA) (Barlow, 2003), nel delta del Burdekin (AUS) (Narayan et al., 2003), a Ravenna (ITA) (Giambastiani et al., 2007), a Jakarta (IDN) (Abidin et al., 2011), nella Laizhou Bay (CHN) (Qi and Qiu, 2011). In particolare, ciò si è verificato in concomitanza con l'aumento del livello del mare dovuto ai cambiamenti globali, la subsidenza del

terreno, sia naturale che indotta dall'estrazione sempre più sostenuta di acqua dalle falde costiere, la diminuzione delle precipitazioni e la loro variazione di regime di frequenza ed intensità, la bonifica idraulica necessaria per mantenere drenati i territori sottostanti il livello marino.

La pianura costiera prossima al margine meridionale della laguna di Venezia è un esempio di ambiente molto vulnerabile ai cambiamenti naturali e alla pressione antropica.

Questo territorio, che giace quasi interamente al di sotto del livello medio del mare (Gasparetto-Stori et al., 2012) ha subito importanti interventi di bonifica all'inizio del secolo scorso, ed è attualmente drenato in maniera meccanica, per mezzo di stazioni di pompaggio. Ciò rende possibile il controllo del livello dell'acquifero superficiale e lo sfruttamento del terreno per fini agricoli (e.g., Rizzetto et al., 2003; Gambolati et al., 2005; da Lio et al., 2015).

Come conseguenza si è instaurato un controllo della falda freatica gestito dalle idrovore che mantengono drenato il terreno a differenti livelli, a seconda della stagione, per consentirne l'abitabilità e lo sfruttamento agricolo.

L'effetto combinato di subsidenza del terreno e innalzamento del livello eustatico, noto come Relative Sea Level Rise (RSLR), assieme al complesso assetto geomorfologico e alla eterogeneità del sottosuolo locale, hanno aggravato nel corso degli anni la salinizzazione degli acquiferi superficiali e dei suoli, con serie conseguenze socioeconomiche ed ambientali (da Lio et al., 2015).

Una serie di studi eseguiti nel territorio veneziano meridionale con diverse tecniche di monitoraggio, incluse quelle geofisiche, ha evidenziato come l'acqua salata possa contaminare gli acquiferi nella pianura costiera fino a 20 km di distanza dalla linea di costa, raggiungendo, in certi luoghi, profondità di 100 m.

La maggior parte di questi studi ha caratterizzato e mappato la contaminazione salina (e.g., Carbognin e Tosi, 2003; Di Sipio et al., 2006; Gattacceca et al., 2009; Teatini et al., 2011; Tosi et al., 2018), mentre solo alcuni si sono focalizzati sulla sua dinamica (de Franco et al., 2011; da Lio et al., 2015). I dati e le informazioni

ottenute hanno fornito un quadro generale, sia a scala regionale che locale del processo, e auspicato la pianificazione e realizzazione di interventi di mitigazione, che vanno dalla gestione idraulica alla realizzazione di opere (e.g., Carbognin et al., 2005).

Con quest'ottica, il progetto Monitoring Sea-water intrusion in coastal aquifers and Testing pilot projects for its mitigation (MoST) è stato finanziato del Programma Interreg Italia-Croazia, sovvenzionato dall'Unione Europea (<https://www.italy-croatia.eu/web/most>), per sviluppare un avanzamento nella conoscenza della tematica dell'intrusione salina in due siti costieri Adriatici, situati tra Italia e Croazia, rispettivamente la costa meridionale di Venezia e il delta del fiume Neretva. Questi due siti hanno in comune l'uso del suolo dedicato ad agricoltura, l'assetto morfologico ed idrologico della zona costiera, e sono entrambi fortemente vulnerabili agli effetti dell'evoluzione climatica.

Il progetto, di cui la ricerca descritta in questo elaborato fa parte, prevede la collaborazione di diversi enti, quali Università di Padova (UNIPD-ICEA), Istituto di Geoscienze e Georisorse (IGG) del Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR), Consorzio di Bonifica Adige-Euganeo (CBAE), Regione del Veneto (REGVEN), University of Split (UNIST), Croatian Waters (CW), Dubrovačko-Neretvanska Županija (DNZ).

Per il periodo gennaio 2019 – giugno 2022, si prefigge come obiettivo il monitoraggio dell'effetto di intrusione del cuneo salino in ambiente costiero e l'attuazione di misure di contenimento efficaci per arginare tale fenomeno, al fine di limitarne conseguenze negative sull'attività agricola e turistica.

Le indagini sull'intrusione salina nel sito italiano MoST di Ca' Bianca, frazione di Chioggia (VE), un'area agricola gravemente danneggiata dalla contaminazione salina, si avvalgono di varie metodologie, come i carotaggi di sedimento, l'installazione di sensori multi-parametrici in pozzi e i rilevamenti geofisici. I risultati di indagini preliminari hanno portato a identificare in dettaglio il sito pilota dove

realizzare gli interventi di mitigazione. Tra questi, un sistema di sub-irrigazione, assieme a delle opere complementari che andranno ad incrementarne l'efficacia. Un ruolo importante nella sperimentazione lo hanno avuto le indagini geoelettriche, argomento di questa tesi, applicate sia in fase preliminare di progettazione, che in fase di verifica di funzionalità dell'opera, ed analizzate congiuntamente alle analisi idrostratigrafiche.

Il sito è attraversato da una serie di antichi sistemi canalizzati sabbiosi subsuuperficiali (paleocanali) che favoriscono per breve tempo l'accumulo di una sottile lente di acqua dolce meteorica. Da qui l'idea di utilizzare queste strutture geologiche come corpi sedimentari idonei per essere ricaricati di acqua dolce artificialmente, per le loro caratteristiche tessiturali grossolane discordanti dai terreni fini circostanti. È stato quindi progettato un sistema di sub-irrigazione attraverso un tubo interrato, da qui in avanti chiamato "dreno", che viene alimentato da un canale con acqua dolce, il Canal Morto, che si trova ad un'altimetria superiore di circa 2-3 m rispetto alla campagna circostante (Figura a). Il dreno è stato installato all'interno di un paleocanale, a profondità di circa 1.5 m rispetto al piano campagna, con lo scopo di ricaricare l'acquifero freatico con acqua dolce (Figura b).



*Figura a: Panoramica fotografica del sito di studio MoST con evidenziato il percorso del dreno e la posizione della presa nel Canal Morto.*



*Figura b: Fotografia del dreno prima dell'interramento, e dello scavo della trincea.*

L'elevata permeabilità della struttura geomorfologica sabbiosa (Figura c) dovrebbe essere in grado di disperdere l'acqua dolce nel sottosuolo, e, grazie alle differenze altimetriche del terreno, più rilevato in corrispondenza del paleocanale, indurre l'abbassamento dell'interfaccia acqua dolce – acqua salata nell'acquifero freatico, con l'obiettivo di migliorare la resa della coltivazione.



*Figura c: Foto di una parete dello scavo eseguito durante la posa del dreno.*

Le misure geofisiche, discusse nei successivi capitoli, sono state eseguite utilizzando la tecnica delle tomografie di resistività elettrica (ERT). Questo

metodo permette di distinguere le zone dell'acquifero contenenti acqua dolce da quelle salate, poiché dove l'acqua di falda è significativamente salata la resistività elettrica assume valori considerevolmente bassi.

Entrando più nello specifico delle attività di questa tesi, i rilievi geofisici sono stati condotti inizialmente prima della messa in posto dell'opera di drenaggio, al fine di ottenere una caratterizzazione del sottosuolo e di ottimizzarne il posizionamento all'interno del sito. Successivamente, sono state ripetute numerose misurazioni geoelettriche, sia lungo differenti linee di acquisizione, sia in diversi momenti nel tempo, con l'obiettivo di monitorare la transizione dell'interfaccia tra i due acquiferi a seguito dell'immissione di acqua dolce nel terreno attraverso il dreno interrato.

Dopo una breve ma necessaria descrizione geomorfologica e idrogeologica del sito in esame, e dei principi di funzionamento delle metodologie di indagine adottate, verranno illustrati i dati litostratigrafici e le elaborazioni dei dati ERT raccolti in campagna. Infine, verranno analizzati ed interpretati congiuntamente i risultati delle diverse tipologie di indagine.

## 1. Area di studio

### 1.1. Inquadramento geografico

Il sito di studio del progetto MoST, in cui sono state eseguite le indagini geoelettriche ed idrogeologiche di seguito discusse, è situato nella regione Veneto, all'interno del comune di Chioggia (VE), sul margine meridionale della Laguna di Venezia (Fig. 1.1). L'area in studio è delimitata a nord dai fiumi Bacchiglione e Brenta, che confluiscono nelle vicinanze, in località Ca' Pasqua, per sfociare, alcuni km più ad est, nel Mar Adriatico.

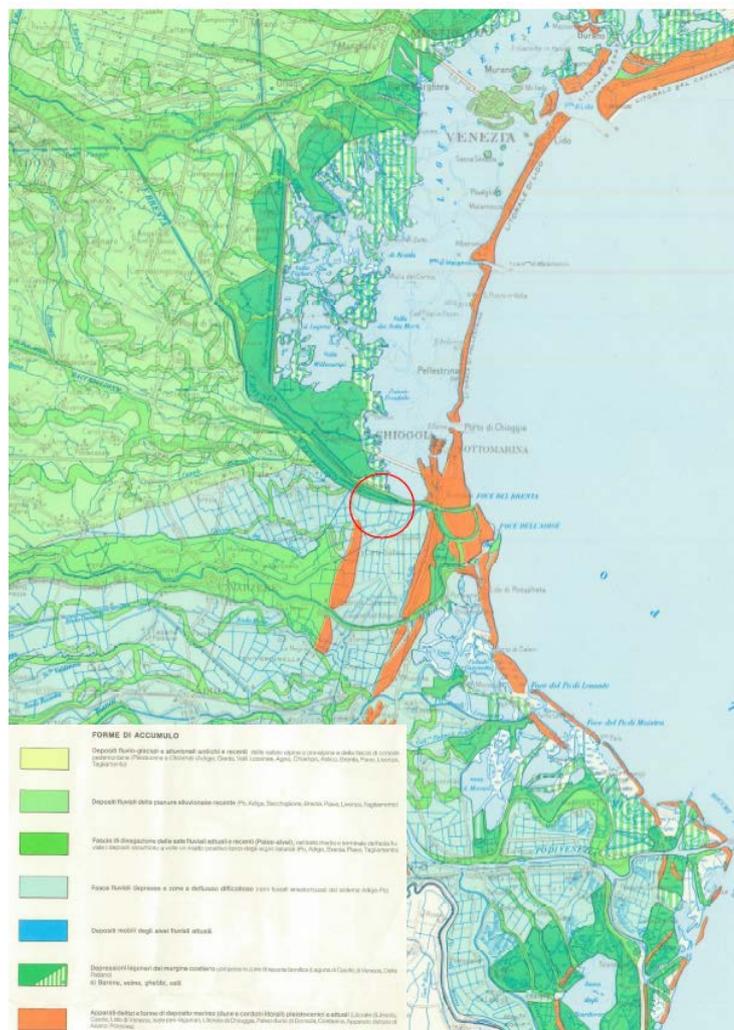


Fig. 1.1: Localizzazione dell'area in studio all'interno della bassa pianura veneta.

Il sito MoST è separato dai due principali corsi d'acqua dal Canal Morto, che scorre parallelamente ad essi (Fig. 1.2 ). A differenza dei due fiumi, il Canal Morto non risente della risalita del cuneo salino di marea, in quanto quest'ultimo viene bloccato da una porta vinciana, situata poco a sud del sito in studio, permettendo l'utilizzo della sua acqua per fini di irrigazione.



Fig. 1.2: Localizzazione del sito MoST, a nord del quale si distinguono, nell'ordine, il Canal Morto, il fiume Bacchiglione, il fiume Brenta, la laguna di Venezia. Background: immagine Google Earth.

## 1.2. Inquadramento geologico

Il sito di Ca' Bianca sorge sui depositi di bassa pianura, di origine fluviale e costiera, caratteristici di una sequenza di regressione e trasgressione marina (Fig. 1.3).

Numerosi carotaggi eseguiti nell'area di Chioggia e territori circostanti hanno consentito una buona documentazione della successione stratigrafica relativa agli ultimi 30.000 anni (Tosi et al., 2007a; Tosi et al., 2009; Zecchin et al., 2008; Zecchin et al., 2009; Zecchin et al. 2011).

Entro i primi 30 metri di sottosuolo si riconoscono 3 fasi principali di deposizione (Bonardi et al., 2006), legate alle variazioni globali del livello marino, risalenti al

tardo Pleistocene e all'Olocene: una fase di stazionamento basso (LST), una fase di trasgressione eustatica (TST), ed una di stazionamento alto del livello del mare (HST).

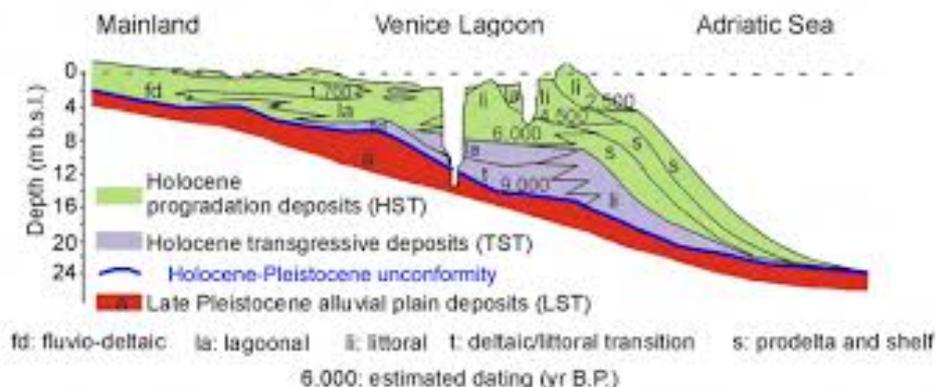


Fig. 1.3: Sequenza di trasgressione dei depositi di bassa pianura su cui sorge il territorio di Chioggia (da Bonardi et al., 2006).

Alla fine dell'ultima glaciazione, circa 20.000 anni fa, quest'area era una vasta pianura alluvionale, solcata da diversi fiumi, come testimoniato dalla presenza di abbondanti paleocanali sepolti o subaffioranti. In questo periodo, il mare stazionava circa 100-120 metri sotto al livello attuale. Di conseguenza, il territorio si trovava in esposizione subaerea e subiva erosione ed approfondimento degli alvei fluviali.

Il tetto dei depositi pleistocenici è costituito da un'argilla sovraconsolidata, nota nel territorio come *caranto* (Donnici et al., 2011), e il limite con i successivi depositi olocenici è delimitato da una superficie erosiva. Il contatto tra depositi pleistocenici ed olocenici è particolarmente evidente nella zona costiera e lagunare orientale, dove le analisi geofisiche sono state condotte, mentre risulta meno evidente verso il margine continentale della laguna (Tosi et al., 2007a; Tosi et al., 2007b).

La fase di trasgressione del livello del mare è quindi caratterizzata da basso apporto sedimentario ed accompagnata da tassi di subsidenza fino a 3 mm/anno. Essa si conclude con la massima ingressione marina e stabilizzazione dell'innalzamento del livello eustatico. In questa fase, la linea di costa era

posizionata internamente all'attuale margine orientale della laguna (Tosi et al., 1994; Rizzetto et al., 2003; Bondesan et al., 2004).

Nella fase di HST, caratterizzata da stazionamento alto del livello del mare, si è verificata la progradazione degli apparati costieri, per l'abbondante apporto di sedimento fluviale proveniente da Piave, Brenta, Bacchiglione, Adige e Po, e si sono formati ambienti maggiormente differenziati rispetto ai precedenti.

Da circa 1000 anni, l'attività antropica ha intaccato la geologia locale, soprattutto con l'estromissione delle foci fluviali dalla laguna per evitarne l'interramento (Tosi et al., 2009a). Questo intervento ha però innescato l'approfondimento del territorio lagunare verso l'entroterra, a causa della salinizzazione degli ambienti di foce, che ha comportato una subsidenza di origine chimica (Tosi et al., 2009b).

L'assetto geologico fortemente eterogeneo del sottosuolo influenza la propagazione del fenomeno di ingressione del cuneo salino studiato in questo elaborato. In particolare, all'interno dei depositi post-glaciali, sono presenti numerose strutture geomorfologiche, quali paleoalvei e antichi cordoni litoranei, ben visibili dalle immagini satellitari e attraverso il rilievo morfologico evidenziato dai DEM, perché distinte da elevazione significativamente maggiore del territorio circostante, e da variazioni tessiturali.

I paleocordoni litoranei formano delle linee sottili, lunghe e continue. Risultano visivamente più chiari perché sono formati da materiali grossolani e con scarso contenuto di materia organica (Rizzetto et al., 2003).

Allo stesso modo, i paleoalvei risaltano rispetto al suolo circostante, ma, a differenza della morfologia precedente, appaiono più sinuosi e meno omogenei. Presentano infatti variazioni cromatiche e tessiturali tra il margine ed il centro del canale stesso, che rispecchiano le varie fasi di attività del corso d'acqua.

È su queste ultime morfologie che lo studio si focalizza, in quanto, per le variazioni tessiturali e l'elevata porosità che le caratterizzano, vengono considerate possibili vie preferenziali di risalita del cuneo salino.

### 1.3. Inquadramento Idrogeologico

La relazione eterogenea tra i depositi litoranei, lagunari e alluvionali, assieme alla naturale ed artificiale evoluzione morfologica del territorio ha comportato lo sviluppo di un sistema idrogeologico molto complesso. La permeabilità delle unità più superficiali mostra forti variazioni sia verticalmente che lateralmente, a causa dell'ampia differenziazione dei depositi.

Nei primi 50 metri di sottosuolo si sviluppano acquiferi confinati, semi confinati e non confinati. A profondità più elevate, a scala regionale, si sviluppa un sistema confinato multi-acquifero (Fig. 1.4).

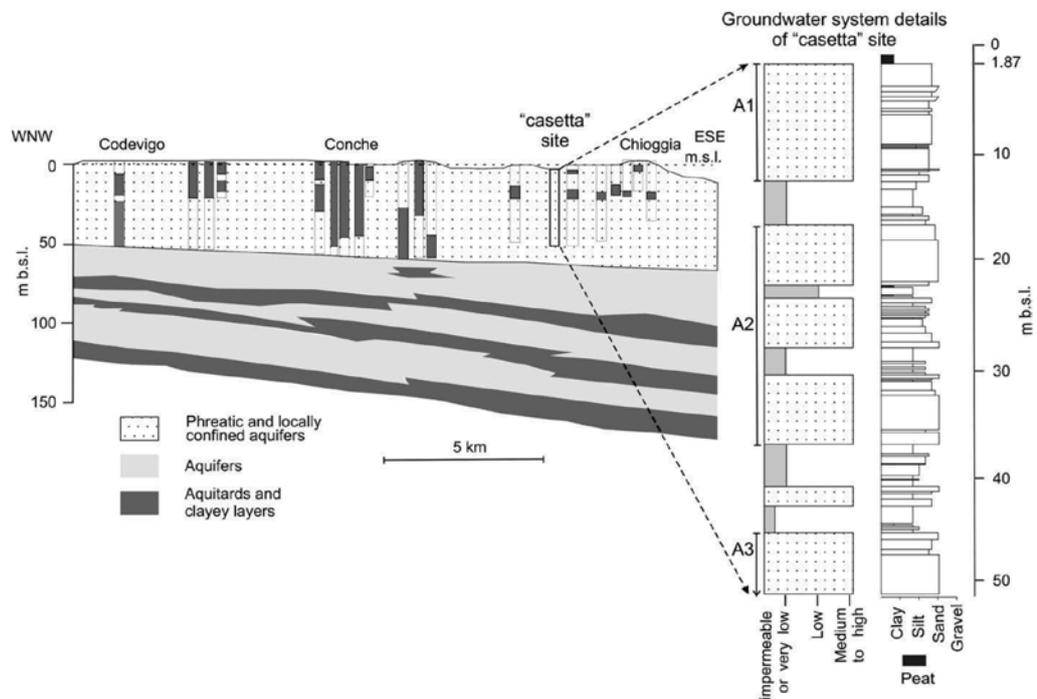


Fig. 1.4: Sezione verticale est-ovest che mostra l'assetto regionale del sistema acquifero fino a circa 150 m di profondità (da de Franco et al., 2009).

La contaminazione della falda dolce con acqua marina si presenta già a partire dal piano campagna, fino ad oltre 50 metri di profondità, e si estende dal litorale fino a 20 km nell'entroterra (Tosi et al., 2018). Il processo naturale dell'intrusione di acque saline, dovuta alla vicinanza del mare e della laguna, è aggravato da una serie di fattori connessi all'assetto idro-geomorfologico, sia a scala locale che regionale.

Tra questi, la presenza di numerosi paleocanali che attraversano la pianura costiera con direzioni verso il margine meridionale della laguna. Alcune di queste strutture, per la loro elevata permeabilità, permettono gli scambi di acqua sotterranea tra il bacino scolante e quello lagunare (Teatini et al., 2011).

L'altimetria della pianura costiera, che è mediamente inferiore di alcuni metri rispetto al livello del medio mare, favorisce i flussi sotterranei di acqua marina dalla laguna all'entroterra. Quest'area è infatti drenata artificialmente, per consentire le attività agricole, attraverso un sistema di canali e idrovore che sollevano l'acqua in eccesso scaricandola nei fiumi e nella laguna. Anche il mantenimento del franco di bonifica a livelli troppo bassi per periodi prolungati favorisce la risalita dell'acqua salata vanificando la mitigazione indotta dalle lenti di acqua dolce di origine meteorica.

Altro fattore che favorisce la contaminazione salina è l'ingresso nell'alveo dei fiumi dell'acqua marina, che risale lungo le aste terminali del reticolo idrografico (Fig. 1.5). In condizioni di estrema siccità e, quindi, di portate fluviali minime, il cuneo salino si può estendere per oltre 15 km dalla foce (Carbognin et al., 2006). Anche in questo caso, l'assetto morfologico gioca un ruolo fondamentale in quanto dal letto dei fiumi, che si trovano ad altimetrie superiori delle campagne circostanti, si crea un gradiente idraulico che favorisce la dispersione delle acque saline.

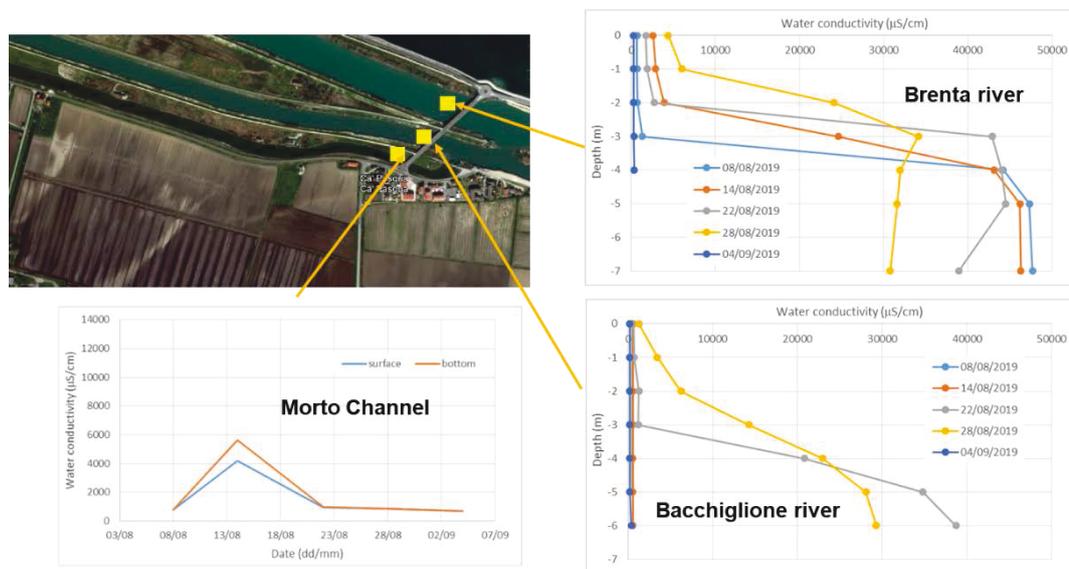


Fig. 1.5: Esempio di variabilità della conducibilità elettrica nella colonna d'acqua dei principali corsi d'acqua, in relazione al ciclo di marea e portata. Le misure sono state acquisite nell'ambito del progetto MoST.

Ultimo fattore, ma non meno importante, che aggrava la situazione della contaminazione salina è l'innalzamento del livello marino relativo, ovvero la combinazione di innalzamento eustatico indotto dai cambiamenti globali e dell'abbassamento del suolo dovuto alla subsidenza.

I fattori che contribuiscono a mitigare la salinità sono indubbiamente le precipitazioni e l'irrigazione. Grazie a questi, le acque dolci possono immagazzinarsi e formare delle lenti nelle strutture morfologiche subsuperficiali, come gli antichi cordoni litorali e i sistemi canalizzati fossili.

Anche il livello di *caranto* ha un ruolo fondamentale nel controllo dell'idrologia del territorio. Essendo un'argilla sovraconsolidata, laddove costituisce uno strato continuo, agisce da acquiclude, riducendo la propagazione dell'acqua marina negli acquiferi sottostanti (Teatini et al., 2011).

#### 1.4. Il fenomeno di intrusione salina

L'intrusione salina rappresenta il movimento dell'acqua di mare verso l'entroterra.

Il problema dell'intrusione salina è tipico delle falde costiere, ove l'acqua del mare si infiltra spiazzando l'acqua dolce degli acquiferi freatici e artesiani.

Negli acquiferi, l'acqua dolce, per la sua minor densità, si colloca al di sopra dell'acqua salata, senza mescolarsi, e deprime la superficie di separazione tra acqua continentale ed acqua marina, che prende il nome di interfaccia. Questa superficie presenta una inclinazione che varia a seconda delle condizioni idrogeologiche, e fa assumere alla falda salata la geometria di un cuneo, definito, appunto, cuneo salino (Fig. 1.6).

Il movimento verso terra della massa salata avviene dunque se si riduce lo spessore dell'acquifero dolce (ad esempio riduzione delle precipitazioni, bonifiche idrauliche, emungimenti), o se si innalza il livello relativo del mare (subsidenza ed eustatismo).

La prima formulazione che descrisse l'equilibrio del cuneo salino risale al 1901 e prende il nome di relazione di Ghyben-Hertzberg, dagli studiosi che la definirono. Essa si basa sull'equilibrio delle pressioni tra i due acquiferi coinvolti:

$$z = \frac{\rho_f}{\rho_s - \rho_f} h \quad (1.1)$$

dove  $h$  e  $z$  rappresentano rispettivamente lo spessore dell'acquifero dolce al di sopra e al di sotto del livello del mare, e  $\rho_f$  e  $\rho_s$  le densità dell'acqua dolce ( $1 \text{ g/cm}^3$ ) e dell'acqua salata ( $1,025 \text{ g/cm}^3$ ).

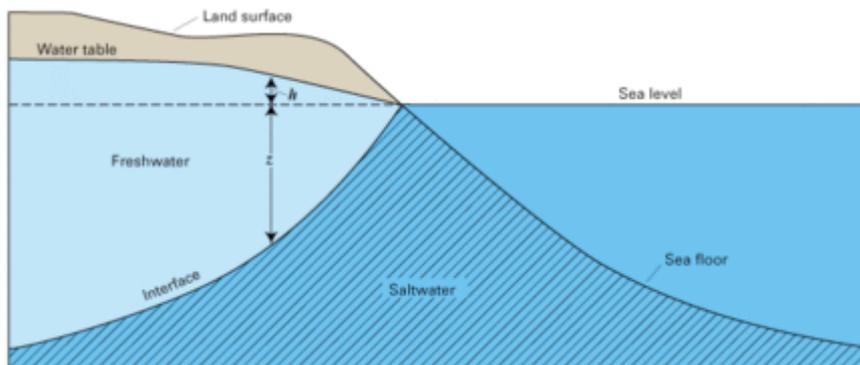


Fig. 1.6: Schematizzazione dell'effetto del cuneo salino e dell'interfaccia tra acquifero dolce e acqua marina.

Il fenomeno dell'intrusione salina si presenta globalmente nelle zone costiere. Risente e viene accentuato dall'attività antropica, come ad esempio il prelievo massiccio di acqua dalla falda acquifera che, modificando l'equilibrio esistente all'interfaccia tra l'acquifero dolce e l'acqua di mare, richiama l'acqua salata in direzione dei pozzi.

L'urbanizzazione del terreno, l'abbassamento del livello piezometrico per l'esecuzione di scavi e la realizzazione di opere ed infrastrutture, il cambiamento climatico in generale, sono tutti fattori che aumentano la vulnerabilità delle aree costiere all'intrusione del cuneo salino.

## **2. Metodologie**

Nel presente capitolo, inizialmente verranno descritti i principali metodi di prospezione elettrica e messi in luce le loro possibili applicazioni, vantaggi e svantaggi.

Successivamente la discussione si focalizzerà, sulla tecnica ERT, usata per perseguire lo scopo della tesi.

Infine, verranno brevemente descritte le metodologie utilizzate per acquisire i dati e le informazioni complementari riguardanti i carotaggi di sedimento e le misure in pozzo.

### **2.1. Generalità sui metodi elettrici**

La geofisica sfrutta tecniche di analisi indirette, non distruttive e speditive per analizzare diverse proprietà fisiche del sottosuolo.

Ad ogni tecnica geofisica è associata l'indagine di uno specifico parametro fisico del terreno. Di conseguenza, la scelta del metodo investigativo viene fatta coerentemente con l'obiettivo dello studio.

Rispetto ad altre tecniche d'indagine dirette e puntuali nel settore geologico, l'investigazione geofisica è in grado di restituire dati areali, evidenziando discontinuità spaziali della proprietà studiata.

Le tecniche di misura geofisiche possono essere distinte in attive, ovvero che necessitano di una sorgente di segnale artificiale per misurare il relativo parametro fisico, e passive, che sfruttano i campi naturalmente presenti sulla Terra.

I metodi a corrente continua (DC Methods) permettono di investigare in maniera rapida, non invasiva e relativamente poco costosa i primi metri di sottosuolo, determinando la distribuzione spaziale della resistività elettrica, o della conduttività elettrica.

Queste proprietà sono dipendenti dalla litologia, dal contenuto di fluido nel terreno e dal suo chimismo.

I metodi elettrici si basano sull'utilizzo di una sorgente artificiale di corrente continua per l'immissione del segnale nel terreno, e sulla misura della differenza di potenziale subito dal segnale lungo il suo percorso.

In generale, la corrente viene immessa nel terreno per mezzo di due picchetti metallici che fungono da elettrodi energizzanti, e la differenza di potenziale viene misurata da una seconda coppia di elettrodi, detti potenziometrici.

La tecnica d'indagine segue la legge di Ohm, e permette di ricostruire i percorsi dei flussi di corrente, determinando la variazione nella distribuzione della resistività elettrica nel sottosuolo.

È possibile applicare queste tecniche d'indagine in diversi contesti geologici. Tra i più frequenti si citano:

- Riconoscimento di vie preferenziali per le acque sotterranee
- Studi archeologici
- Riconoscimento di strutture sepolte
- Individuazione di faglie e discontinuità
- Monitoraggio ambientale
- Determinazione della profondità del bedrock
- Localizzazione di cavità sotterranee

I metodi elettrici sono frequentemente applicati perché utilizzano una strumentazione relativamente poco costosa e robusta, e possono essere utilizzati sia in superficie che in foro. L'indagine tramite metodi elettrici è facile e rapida, e i risultati raccolti possiedono una buona copertura areale e buona penetrazione. I programmi di elaborazione dei dati sono molto sviluppati e di semplice utilizzo. I valori di resistività elettrica misurati e la variazione del contenuto idrico e della salinità sono ormai ben correlabili, grazie ai numerosi studi condotti, anche se necessitano di calibrazioni locali stante l'influenza dei parametri specifici del sottosuolo.

Per contro, i dati raccolti sono sensibili alle eterogeneità superficiali e perdono risoluzione con la profondità. Vengono più frequentemente applicati in contesti facilmente accessibili, perché richiedono un buon accoppiamento tra elettrodi e terreno, e tempi d'indagine prolungati. Le applicazioni in foro permettono di migliorare sensibilmente la risoluzione in profondità, ma necessitano di adeguate strumentazioni.

Il campo delle acquisizioni elettriche ha registrato un forte progresso, a partire dagli anni Ottanta, con l'introduzione di strumenti multi-elettrodo in associazione con i primi programmi di inversione numerici e rappresentazione grafica del dato.

Sono infatti state sviluppate le tecniche di tomografia di resistività elettrica (ERT), che sfruttano uno stendimento di numerosi elettrodi collegati, tramite cavi multi-canale, al georesistivimetro per raccogliere in maniera rapida ed automatica i valori di resistività apparente, per ogni possibile quadripolo generabile dalla combinazione degli elettrodi disposti in superficie.

Le acquisizioni ERT permettono di ottenere immagini 2D e 3D raffiguranti le variazioni di una determinata proprietà fisica nello spazio investigato.

Lo sviluppo tecnologico di tali metodi ha reso possibile anche lo studio di fenomeni in time-lapse.

### **2.1.1. Principi di geoelettrica**

Considerato un volume omogeneo di materiale, che viene attraversato da una corrente  $I$  [A], tale volume opporrà una certa resistenza  $R$  [ $\Omega$ ] al passaggio della corrente, e ne conseguirà una caduta di potenziale  $\Delta V$  [V].

Basandosi sulla legge di Ohm, è possibile descrivere questo fenomeno come:

$$R = \frac{\Delta V}{I} \tag{2.1}$$

La resistenza è direttamente proporzionale alla lunghezza del mezzo conduttore ed inversamente proporzionale alla sezione attraversata. La costante di

proporzionalità è rappresentata dalla resistività  $\rho$  [ $\Omega\text{m}$ ]. Quest'ultima è caratteristica del mezzo interessato dal passaggio di corrente e può assumere diversi valori, in funzione delle differenti condizioni del mezzo stesso.

$$R = \rho \frac{l}{A} \quad (2.2)$$

La resistività elettrica è l'inverso della conducibilità elettrica  $\sigma$  [S/m]:

$$\sigma = \frac{1}{\rho} \quad (2.3)$$

Dalle equazioni (2.1) e (2.2), si ottiene, esplicitando il parametro di resistività:

$$R = \frac{\Delta V A}{I l} \quad (2.4)$$

La legge di Ohm può essere espressa anche in forma vettoriale, per descrivere la relazione tra la densità di corrente  $J$  ed il campo elettrico  $E$ :

$$E = \rho J \quad (2.5)$$

in cui  $E$  viene misurato in [Vm].

Alla raccolta dati con metodi geoelettrici di resistività deve, di norma, precedere una raccolta di dati a priori sulle generalità del sistema da investigare. Questo passaggio è fondamentale per programmare in maniera ottimale la localizzazione degli stendimenti di misura, la loro lunghezza, i parametri di acquisizione adeguati da imporre allo strumento.

Il target di misura è infatti visibile con tecniche elettriche soltanto se presenta un elevato contrasto di resistività con il mezzo limitrofo.

La resistività del terreno dipende soprattutto dalle sue caratteristiche composizionali, come la granulometria, forma e porosità dei grani ma anche dalla presenza e chimismo dei fluidi interstiziali. Infatti, l'acqua pura possiede una conducibilità molto bassa, ma la presenza di sali disciolti ne determina l'incremento.

La legge di Archie, che esprime questa dipendenza, è descritta dalla formula empirica:

$$\rho = \rho_w F S_n \quad (2.6)$$

In cui  $S$  è la frazione porosa satura d'acqua,  $n$  un coefficiente empirico, mentre  $F$  è detto fattore di formazione, e dipende a sua volta dalla porosità  $\Phi$ , dal tasso di cementazione  $m$  del terreno, e dal fattore empirico  $\alpha$ , relativo alla litologia:

$$F = \alpha \Phi^{-m} \quad (2.7)$$

Risulta evidente che la componente di saturazione è l'unica variabile all'interno della formula, essendo gli altri parametri legati alla geologia del mezzo, che resta costante nel tempo.

I valori medi di resistività elettrica assumibili dalle varie tipologie di terreno sono tabellati. Per un terreno insaturo, la resistività può aggirarsi dai 30 ai 150  $\Omega\text{m}$ , e può aumentare in presenza di materia organica e variare in funzione della salinità e tasso di saturazione. L'acqua dolce può assumere valori compresi tra 10 e 100  $\Omega\text{m}$ , mentre l'acqua di mare non supera gli 0.2 - 0.3  $\Omega\text{m}$ . Con riferimento a studi specifici (Carbognin et al., 2004; de Franco et al., 2009; Viezzoli et al., 2010; Teatini et al., 2011; Da Lio et al., 2013), si assumono i valori di resistività elettrica

<5 Ω·m e >10 Ω·m rispettivamente come estremo superiore per l'acqua salmastra ed estremo inferiore per l'acqua dolce.

### 2.1.2. Geometrie di acquisizione

Si considera un singolo elettrodo inserito nel terreno, per mezzo del quale è possibile immettere corrente elettrica continua.

All'interno del suolo, le linee di corrente si distribuiscono nello spazio in modo uniforme, a partire dal punto sorgente, mentre le linee equipotenziali si distribuiscono su superfici semisferiche, intercettando le linee del flusso perpendicolarmente (Fig. 2.1).

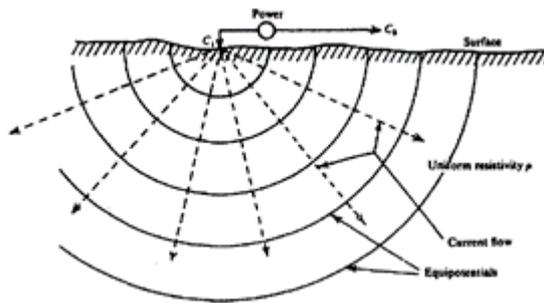


Fig. 2.1: Sorgente di corrente puntiforme sulla superficie di un mezzo omogeneo (Telford, 2010).

La caduta di potenziale tra due punti appartenenti al medesimo mezzo è espressa come:

$$\Delta V = - \frac{dV}{dR} \quad (2.8)$$

Nel caso in cui il semispazio, a cui appartengono la sorgente ed il punto di misura, sia omogeneo ed isotropo, il potenziale viene descritto come:

$$V = \frac{I\rho}{2\pi r} \quad (2.9)$$

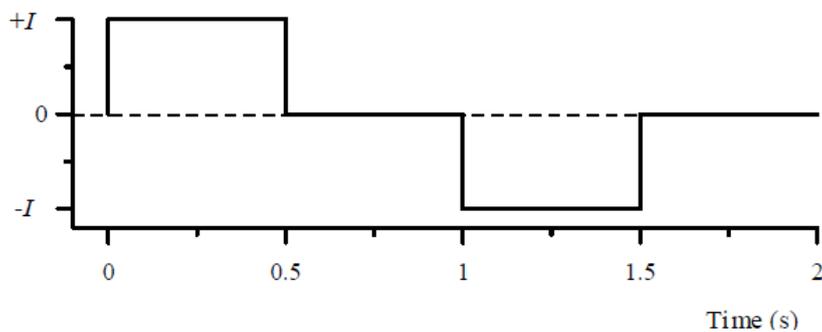
in cui, al denominatore, compare l'area della semisfera.

Questa formulazione permette di ricostruire la distribuzione del potenziale di corrente per qualsiasi configurazione e numero di elettrodi di corrente inseriti in un mezzo omogeneo.

Nell'applicazione pratica del metodo, non è possibile utilizzare una singola sorgente puntiforme, ma si posizionano almeno 4 elettrodi nel terreno. Una coppia di elettrodi, detti energizzanti (AB), servirà ad immettere la corrente, mentre tramite la seconda coppia di elettrodi (MN), si misurerà la differenza di potenziale subito dal segnale lungo il percorso.

Il sottosuolo, inoltre, non può essere considerato un mezzo ideale a resistività omogenea, in cui le linee di flusso e di corrente si distribuiscono in maniera ideale.

Nella pratica, poi, per evitare l'effetto di polarizzazione degli elettrodi, solitamente costruiti in acciaio inossidabile, si utilizza come input di corrente un segnale alternato. La forma dell'onda di corrente che rappresenta questo concetto è l'onda quadra (Fig. 2.2).



*Fig. 2.2 - Forma dell'onda quadra utilizzata nelle indagini di resistività elettrica (Binley and Kemna, 2006).*

La configurazione elettrodica più generica è rappresentata in Fig. 2.3.

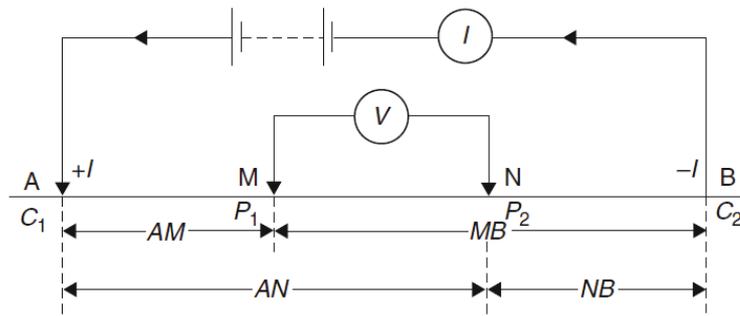


Fig. 2.3 - Configurazione comune degli elettrodi in superficie (Reynolds, 2011).

La differenza di potenziale misurata tra gli elettrodi M ed N è ricavabile come:

$$\Delta V_{MN} = \frac{I\rho}{2\pi} \left[ \left( \frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) - \left( \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right) \right] \quad (2.10)$$

Da cui, ponendo  $k$ , chiamato fattore geometrico, specifico per ogni configurazione degli elettrodi, pari a:

$$k = \frac{2\pi}{\left( \frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)} \quad (2.11)$$

Si può ottenere la formula della resistività apparente del suolo, dipendente dalla geometria dello stendimento e dai valori misurati in campo di  $\Delta V$  e  $I$ , secondo la formula:

$$\rho_a = k \frac{\Delta V}{I} = kR \quad (2.12)$$

La resistività apparente così ottenuta è relativa alla configurazione degli elettrodi, rappresenta la resistività che un sistema omogeneo e isotropo elettricamente dovrebbe avere per produrre i medesimi valori di  $\Delta V$  e  $I$ . La resistività reale viene ricavata nelle successive fasi di trattamento dei dati

raccolti. Tramite il processo di inversione è anche possibile ricavare spessori e resistività dei vari orizzonti litologici.

L'evoluzione della resistività apparente è legata sia ad AB che alla resistività e agli spessori dei differenti orizzonti di terreno. Nel passaggio da un orizzonte meno a uno più conduttivo, la corrente si distribuirà lungo linee ben distanziate, all'interno del terreno più conduttivo. Nel passare ad uno più resistivo, invece, le linee di corrente tenderanno a concentrarsi all'interfaccia tra i due strati, concentrandosi in quello più conduttivo (Fig. 2.4).

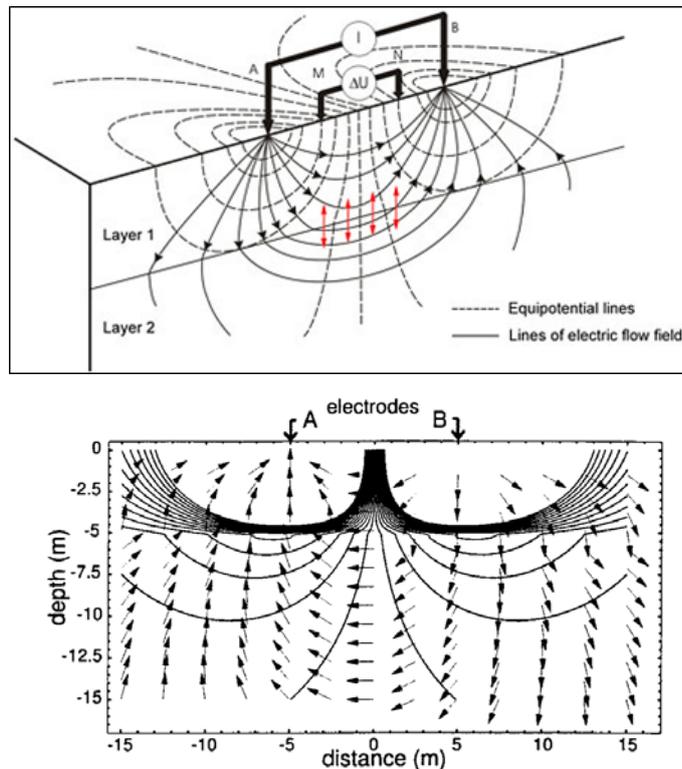


Fig. 2.4: Distribuzione delle linee di corrente in presenza di strati a diversa conduttività (Appunti del corso).

È possibile attribuire ai quadripoli diverse configurazioni geometriche, variando la posizione reciproca degli elettrodi energizzanti e potenziometrici. Ogni array presenta diverse proprietà risolutive, sia laterali che in relazione alla profondità di investigazione. La posizione reciproca delle coppie di elettrodi influenza la disposizione delle linee di corrente nel mezzo investigato. Lo spazio compreso tra gli elettrodi di corrente è caratterizzato da campo elettrico costante. La

differenza di potenziale che si sviluppa è quindi funzione della distanza degli elettrodi potenziometrici. Ne consegue che la scelta dell'array adeguato dev'essere fatta in funzione dell'obiettivo che la misurazione si pone.

Le configurazioni più comunemente utilizzate sono la Wenner  $\alpha$ , la Schlumberger, la Dipolo-Dipolo.

- Nel dispositivo Wenner  $\alpha$ , gli elettrodi di potenziale sono posti internamente agli elettrodi di corrente (Fig. 2.5). La loro distanza viene mantenuta pari ad  $a$ .

Il fattore geometrico  $k$  risulta essere:  $k=2\pi a$ .

Questo dispositivo è caratterizzato da buona sensibilità a variazioni verticali di resistività e minore risoluzione per variazioni orizzontali. La sua capacità di investigazione è pari a circa la metà della lunghezza dello stendimento

I dati acquisiti con questa configurazione presentano un elevato rapporto segnale/rumore.

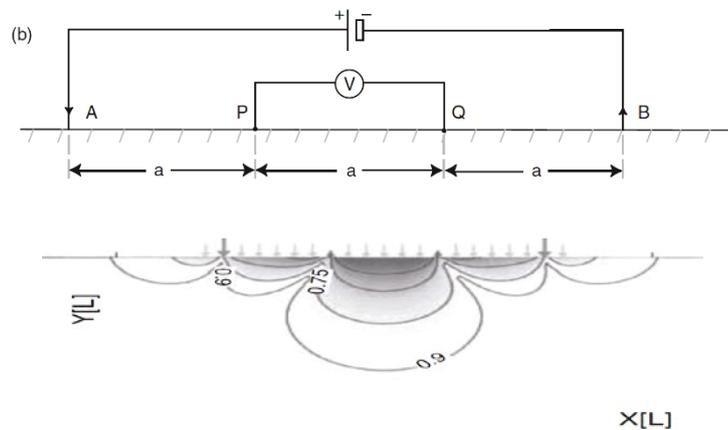


Fig. 2.5: Configurazione degli elettrodi nell'array Wenner e rispettiva sensibilità (Everett, 2013).

- Nel dispositivo Schlumberger, gli elettrodi di potenziale sono posti internamente agli elettrodi di corrente, ma la loro distanza reciproca è minore della distanza dagli elettrodi di corrente, che vengono progressivamente allontanati secondo multipli di  $a$  (Fig. 2.6 ).

Il fattore geometrico  $k$  risulta quindi pari a:  $k = \pi \frac{AM AN}{MN}$

Questa configurazione mostra buona sensibilità a variazioni di resistività orizzontali. La sensibilità massima è ottenuta nello spazio compreso tra gli elettrodi di potenziale, mentre è bassa tra gli elettrodi energizzanti. Il rapporto segnale/rumore è mediocre.

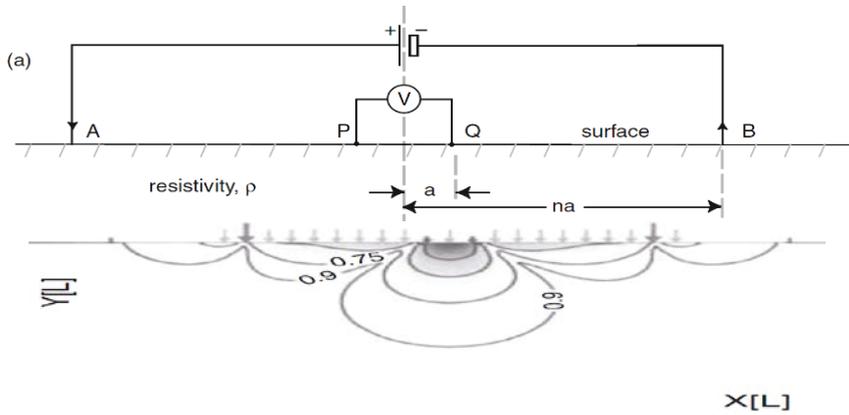


Fig. 2.6: Configurazione degli elettrodi nell'array Schlumberger e rispettiva sensibilità (Everett, 2013).

- Nel dispositivo Dipolo-Dipolo, gli elettrodi di potenziale sono posti all'esterno degli elettrodi di corrente, ad una distanza pari ad un multiplo intero della distanza di ciascuna coppia di elettrodi, che viene mantenuta costante (Fig. 2.7).

La costante geometrica è pari a:  $k = 2\pi na(n+1)(n+2)$

La sensibilità massima per questo array si verifica al di sotto dei due dipoli. Vale per variazioni di resistività orizzontali, mentre è ridotta per quelle verticali.

La profondità di investigazione che può essere raggiunta è circa pari alla metà della lunghezza dello stendimento.

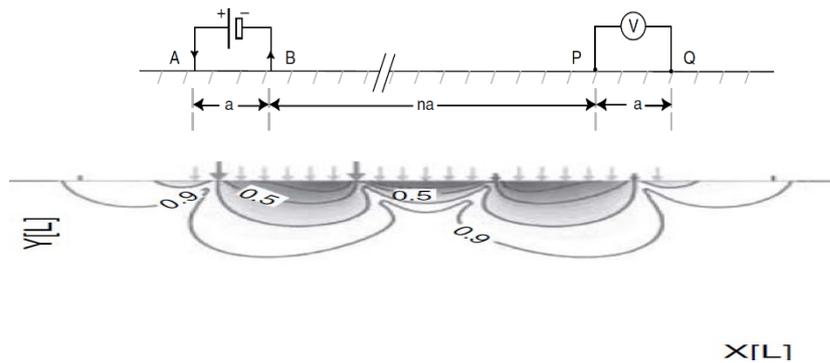


Fig. 2.7: Configurazione degli elettrodi nell'array Dipolo-Dipolo e rispettiva sensitività (Everett, 2013).

### 2.1.3. Metodologia utilizzata: tomografia di resistività elettrica

In questo lavoro di tesi, è stata utilizzata la Tomografia di Resistività Elettrica (ERT), un metodo che, sfruttando lo stendimento di un elevato numero di elettrodi, permette di acquisire, in maniera automatica, numerose misurazioni da cui ricavare informazioni sulla distribuzione della resistività apparente nel terreno.

Per eseguire il sondaggio elettrico, sono necessari diversi elettrodi (normalmente 24 o più) disposti lungo una linea d'indagine, che vengono connessi ad un cavo multicanale per mezzo di pinze metalliche. Il cavo è quindi collegato ad un computer e al geo-resistivometro, ovvero lo strumento per l'acquisizione dei dati (Fig. 2.8). Quest'ultimo è in grado di gestire molte decine di elettrodi, e seleziona in maniera automatica i quadripoli di misura lungo la linea di acquisizione. La sequenza delle misurazioni, il tipo di array e gli altri parametri necessari allo strumento per eseguire la raccolta dei dati, sono definiti all'interno di un file di testo, che il computer è in grado di leggere.



Fig. 2.8: Geo-resistivimetro multicanale X612EM (MAE Advanced Geophysics Instruments).

Il geo-resistivimetro esegue una serie di misurazioni energizzando diversi quadripoli generabili dalla combinazione degli elettrodi appartenenti allo stendimento. La spaziatura degli elettrodi coinvolti nelle misure viene progressivamente allargata, con il vantaggio di mantenere fissi gli elettrodi in superficie. La successione delle misure permette di aumentare progressivamente la profondità d'indagine (Fig. 2.9).

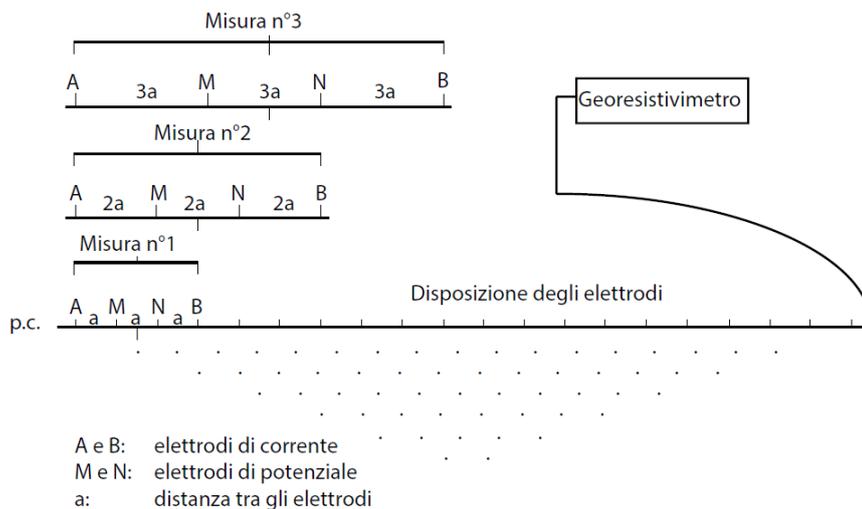


Fig. 2.9: Esempio di sequenza di misura tomografica per un array Wenner (Santarato, 2015).

È buona norma, nella fase di raccolta dati, eseguire misure dirette e reciproche, invertendo le coppie di elettrodi di potenziale e di corrente coinvolte in una misurazione. In questo modo, è possibile individuare le coppie di valori misurati che sono affette da errore, dovuto, per esempio, dal cattivo accoppiamento tra elettrodo e terreno che causa difficoltà nell'immissione della corrente, dalla variazione di umidità nel sottosuolo, rumore di fondo.

In fase di processing, si definisce una soglia di errore rispetto alla media dei dati, sopra alla quale scartare i valori presenti nel dataset.

Naturalmente, la qualità del dato di partenza influenzerà la rappresentatività della pseudosezione di resistività apparente.

In questa tesi sono state utilizzate le configurazioni geometriche Dipolo-Dipolo lungo stendimenti di 48 elettrodi, e Wenner lungo uno stendimento di 72 elettrodi.

Dato che le differenze dei valori di resistività nel corso del tempo sono indicative dei cambiamenti di saturazione e salinità del mezzo, è stata utilizzata anche la tecnica di acquisizione in Time-Lapse (TL), al fine di rilevare eventuali variazioni temporali di tali proprietà. Per alcuni stendimenti di elettrodi, le acquisizioni ERT sono state ripetute più volte, mantenendo costante la posizione degli elettrodi, in modo da ottenere una sequenza di immagini dello stato della resistività nell'intervallo di tempo trascorso.

Quest'approccio si mostra particolarmente appropriato in presenza di fluidi in movimento nella zona vadosa, ad esempio nel monitoraggio di abbassamenti della tavola d'acqua causati dall'estrazione via pozzi o di plume di inquinanti nel sottosuolo.





*Fig. 2.12: Pozzi-piezometri MoST: Rivestimento in PVC microfessurato (a); ghiaia utilizzata per riempire l'intercapedine tra pareti del foro e piezometro (b); Testa dei pozzi piezometrici (c).*

Per la caratterizzazione idrogeologica del sito, nei fori dei carotaggi sono stati costruiti pozzi piezometrici, rivestiti con tubi in PVC, e dotati di filtro in ghiaia attorno al tratto fenestrato (Fig. 2.12c).

All'interno dei pozzi sono stati installati due sensori multiparametrici per il monitoraggio dell'acqua di falda a due profondità definite, circa 1.5 e 7 m sotto il piano campagna. Quello più superficiale con lo scopo di analizzare le variazioni di conducibilità elettrica (CE) in corrispondenza del livello di posa del dreno, quello profondo per verificare la capacità dell'acquifero di ricaricarsi di acqua dolce. Le misure sono state eseguite utilizzando i sensori CTD-DIVER (Fig. 2.13). Le caratteristiche tecniche della sonda sono riportate in Tab. 2.1.



Fig. 2.13: Sonda CTD-DIVER per la rilevazione di temperatura, conducibilità elettrica e pressione nella colonna d'acqua.

	Temperatura	Conducibilità elettrica	Pressione
<b>Campo di misura</b>	da -20 a 80 °C	da 10 µS a 120 mS/cm	0-50 m H2O
<b>Accuratezza</b>	±0.1 °C	± 1% della lettura	±2.5 cm H2O
<b>Risoluzione</b>	0.01 °C	± 0.1% della lettura	1 cm H2O

Tab. 2:1. Caratteristiche tecniche della sonda CTD-DIVER.

In questo studio, la salinità dell'acqua è riferita alla tolleranza delle colture agricole del territorio e alle pratiche irrigue. La classificazione adottata è la seguente:

Conducibilità elettrica (µS/cm) Classi	Classificazione	Qualità dell'acqua	Grado di utilizzazione irrigua dell'acqua
200-1000	<i>da bassa a media</i>	<i>Buona</i>	<i>tutte le piante</i>
1001-2000	<i>medio-alta</i>	<i>Tollerabile</i>	<i>piante meno tolleranti la salinità</i>
2001-3000	<i>alta</i>	<i>Dubbia</i>	<i>piante più tolleranti la salinità in condizioni di buon drenaggio</i>
3001-5000 5001-16000	<i>molto alta</i>	<i>Inutilizzabile</i>	<i>non adatta</i>

Tab. 2:2: Valori di conducibilità elettrica suddivisi per classi in funzione dell'attitudine del loro utilizzo per uso irriguo.

### 3. Processing ed inversione dei dati geofisici

L'obiettivo principale dell'applicazione dei metodi elettrici è quello di ricavare e modellizzare la distribuzione spaziale della resistività elettrica nel sottosuolo, a partire da una serie di misurazioni condotte in superficie e basandosi sulla legge di Ohm. A questo risultato si giunge sottoponendo i dati raccolti sul campo ad una procedura di inversione (Fig. 3.1).

Nella fase iterativa di regressione non lineare (la relazione tra la resistività apparente e i parametri del modello non è lineare), i dati misurati vengono confrontati con quelli simulati dal modello diretto, per giungere a un modello finale che rende minime le loro differenze.

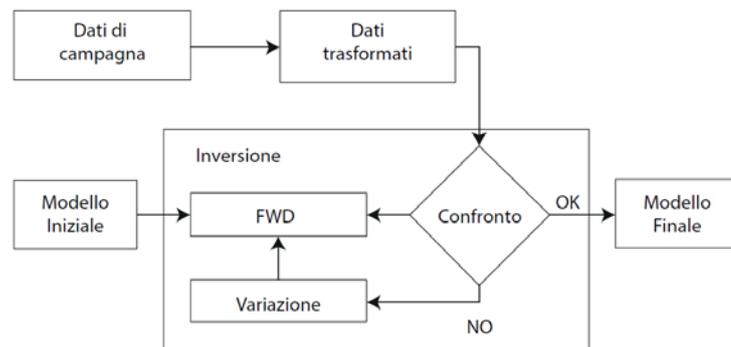


Fig. 3.1: Schematizzazione del processo iterativo di inversione (Santarato, 2015).

Il dato grezzo misurato dal geo-resistivimetro può essere rappresentato graficamente con una pseudosezione di resistività apparente. Il processo di inversione permette di trasformare la pseudo-resistività in resistività reale del terreno.

La stima dei parametri di modello deve essere il più possibile coerente con i dati osservati. La procedura di inversione non è però in grado di fornire un risultato univoco, a causa della presenza di errori strumentali ed incompletezze nei dati di campagna che sono sempre presenti nel dataset.

### 3.1. Determinazione dell'errore

È importante, come fase preliminare del trattamento dati, stimare l'errore esistente nel dataset di partenza. Si procede a tale scopo eseguendo il controllo delle misure dirette e reciproche.

In linea teorica, la misura reciproca dovrebbe fornire lo stesso valore di resistività della corrispettiva misura diretta, secondo il principio di reciprocità. Nella realtà, si ottengono due risultati differenti, perché ogni misura è soggetta ad errore.

Questo approccio permette quindi di ricavare la stima conservativa della qualità del dataset di campagna.

È fondamentale tenere in considerazione l'errore intrinseco alle misure, perché la ricostruzione finale dell'immagine di resistività risente fortemente della bontà del dato di partenza. Un dataset di scarsa qualità genera un modello poco rappresentativo della realtà.

Le misurazioni reciproche sono fondamentali per evitare di utilizzare dati affetti da errori più elevati di una determinata soglia stabilita.

L'errore intrinseco al dato può derivare da:

- scarso contatto tra elettrodo e terreno,
- errori casuali derivanti da strumentazione,
- fattori esterni.

Per questo lavoro, si è scelto di applicare una soglia di tolleranza pari al 5%.

Questa soglia di errore è anche rappresentativa dell'errore da mantenere in fase di inversione.

Per il controllo dei dati è stato utilizzato un software di elaborazione 'IRIS2Profiler', che esegue in maniera automatica la valutazione della bontà delle misure del dataset di partenza, applicando la soglia prescelta, e fornisce come output il dataset pulito dai valori che non hanno superato il controllo dei reciproci.

## 3.2. Processo di inversione

### 3.2.1. Modello diretto

Il modello diretto calcola le resistenze che si otterrebbero teoricamente per una certa distribuzione di resistività. È quindi un modello simulativo della realtà. Si basa sull'equazione di flusso stazionario di corrente continua in un mezzo eterogeneo ed anisotropo, che viene descritto dall'equazione differenziale:

$$\frac{d}{dx}\left(\sigma_x \frac{dV}{dx}\right) + \frac{d}{dy}\left(\sigma_y \frac{dV}{dy}\right) + \frac{d}{dz}\left(\sigma_z \frac{dV}{dz}\right) = 0 \quad (3.1)$$

espresso in forma compatta come:

$$\nabla \cdot (\sigma \nabla V) = 0 \quad (3.2)$$

che permette, per una certa distribuzione di conduttività elettrica, di ricavare i potenziali elettrici, rispettando le opportune condizioni al contorno.

Nella risoluzione di casi complessi 2D o 3D si applicano comunemente metodi numerici alle differenze finite e agli elementi finiti. Lo spazio viene discretizzato in celle, ad ognuna delle quali viene assegnato un valore di conduttività, mentre il potenziale si calcola ai nodi delle varie celle, in corrispondenza dei quali sono posizionati gli elettrodi (Fig. 3.2). La discretizzazione dello spazio risulta più fitta in prossimità degli elettrodi, dove la sensibilità della misura è maggiore, e si riduce allontanandovisi.

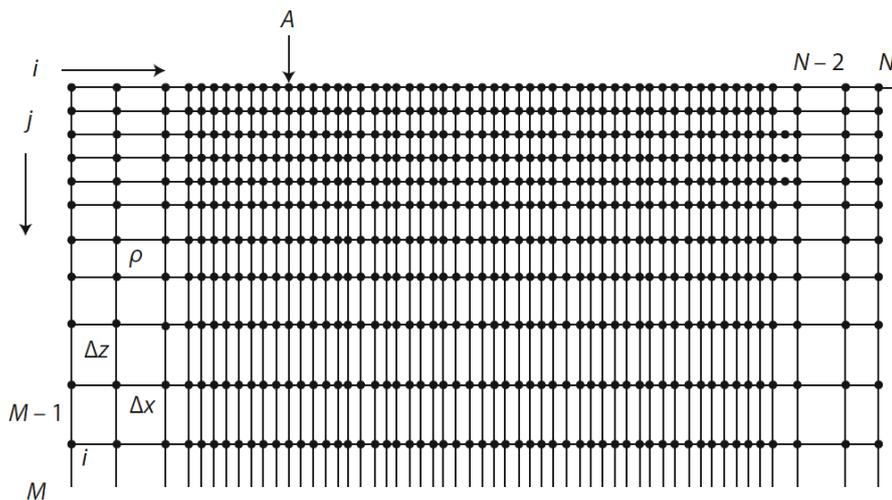


Fig. 3.2: Esempio di griglia per la discretizzazione spaziale (Santarato, 2015).

### 3.2.2. Modello inverso

La fase di inversione del dato, cioè la conversione dei valori di resistività apparente in resistività reale si determina tramite risoluzione del modello inverso, che calcola la distribuzione della resistività in funzione delle misure acquisite.

Si procede suddividendo lo spazio in celle, caratterizzate da un proprio valore di conduttività  $\sigma$ .

La distribuzione della conduttività nello spazio così discretizzato è rappresentata da un vettore  $m_j$ :

$$m_j = \ln \sigma_j (j = 1, \dots, M) \quad (3.2)$$

in cui la conduttività appare in forma logaritmica, a causa del vasto range di valori che essa può acquisire.

La soluzione del modello inverso è composta dal miglior set di parametri  $m_j$  che rappresenta il dato sperimentale  $d$  della resistenza ottenuta dal modello diretto, rispettando la soglia di incertezza imposta.

Si ottiene questo risultato risolvendo una funzione obiettivo ( $\Psi_d$ ) da minimizzare, in cui sono presenti i valori di resistenza misurati  $d$  e calcolati con il modello diretto  $f(m)$ :

$$\Psi_d(m) = \|W_d [d - f(m)]\|^2 \quad (3.3)$$

Tuttavia, per l'intrinseca non univocità della resistività nella soluzione del problema inverso, insieme alla presenza dell'errore nei dati, l'utilizzo del solo misfit dei dati può portare a un problema numerico estremamente mal posto.

Di conseguenza, ulteriori vincoli devono essere imposti all'inversione. Si procede comunemente introducendo una funzione di stabilizzazione per il modello ( $\Psi_m$ ) nella funzione obiettivo.

La funzione obiettivo sarà a questo punto descritta dalla formula:

$$\Psi(m) = \Psi_d(m) + \alpha \Psi_m(m) \quad (3.4)$$

in cui sono presenti la funzione obiettivo riferita al misfit del dato  $\Psi_d$ , la funzione  $\Psi_m$  riferita al modello, il parametro di regolarizzazione  $\alpha$  che controlla il legame tra il misfit e la funzione obiettivo del modello d'inversione. (Binley and Kemna 2005)

Queste operazioni vengono eseguite da software che procedono in maniera automatica, dopo che l'operatore ha fornito loro le minime informazioni utili all'inversione.

In questo lavoro è stato utilizzato il software *ProfileR* (Binley, *Geoelectric software Package accessed 2020*), programma di modellizzazione inversa utilizzabile per distribuzioni di resistività elettrica 2D, basato sulla computazione tridimensionale di flussi di corrente su una mesh quadrata agli elementi finiti.

Il software richiede, come input, il numero di elettrodi e la lunghezza dello stendimento in superficie. È anche possibile specificare le variazioni topografiche dello stendimento, se presenti.

Il modello inverso che il software produce è detto 'alla Occam', si basa su una funzione regolare, associata ai relativi minimi quadrati pesati. Si ottiene, come file di output, un documento in formato tabellare. La visualizzazione grafica del dato invertito viene fatta tramite software specifici, a partire dal file prodotto con *ProfileR*.

### **3.2.3. Time-lapse**

L'inversione dei dati misurati in diversi momenti (time-lapse) si basa sull'equazione:

$$d_r = \frac{d_t}{d_0} F(\sigma_{hom}) \quad (3.5)$$

dove  $d_t$  è il dataset misurato al tempo  $t$ ,  $d_0$  è il dataset iniziale, mentre  $\sigma_{hom}$  è una conduttività omogenea arbitraria.

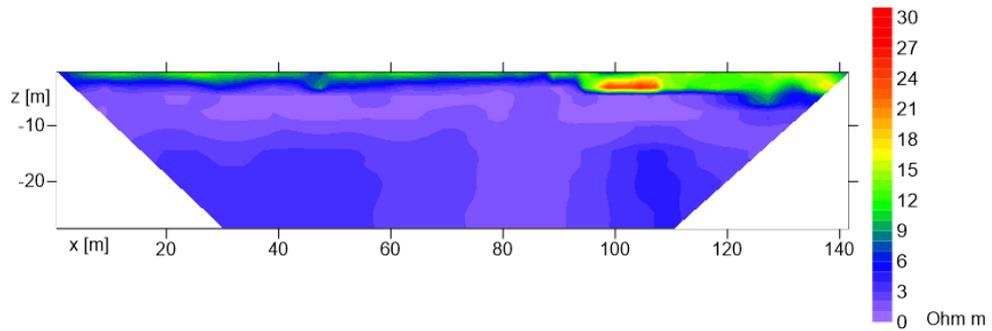
Le differenze tra i dataset considerati sono state espresse in percentuale. L'immagine invertita è perciò raffigurativa dei cambiamenti rispetto alla funzione di partenza.

### **3.3. Output grafico**

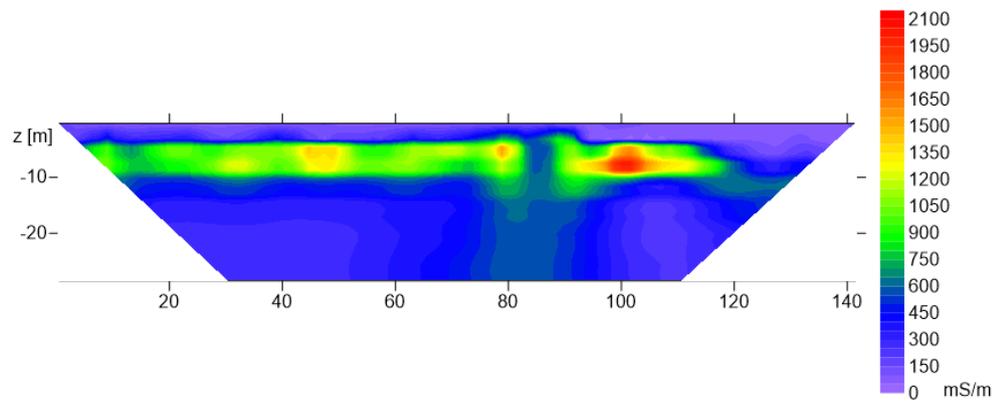
Per questa fase è stato utilizzato *Surfer*, programma commerciale distribuito da Golden Softwares, che permette di trasformare i dati in forma di coordinata XYZ, in mappe e modelli bidimensionali e tridimensionali, per interpolazione di punti di misura. Il programma viene largamente utilizzato in diversi contesti ambientali, idrogeologici, geologici.

L'output grafico fornisce una ricostruzione bidimensionale della distribuzione di resistività elettrica nel sottosuolo, al di sotto dello stendimento superficiale (Fig. 3.3). Spesso risulta utile visualizzare il risultato dell'inversione anche in termini di

conducibilità elettrica del terreno, ovvero il parametro inverso della resistività (Fig. 3.4).



*Fig. 3.3: Esempio di sezione di resistività elettrica*



*Fig. 3.4: Esempio di sezione di conducibilità elettrica del medesimo dataset di Fig. 3.3.*

## 4. Risultati

### 4.1. Indagini idro-stratigrafiche

La successione litostratigrafica mostrata dalle carote sedimentarie evidenzia una relativa omogeneità su tutto il sito, identificando 6 unità stratigrafiche principali.

1. La prima unità (corrispondente ai due metri più profondi delle carote) è costituita da sabbie fini limose. Questa unità è riferibile alla parte terminale di depositi di piana alluvionale pleistocenici, formatisi durante lo stazionamento basso del livello marino (LST) dovuto all'ultima glaciazione. Dal punto di vista idrogeologico, questi livelli costituiscono un acquifero artesiano, confinato dai livelli fini soprastanti.

2. Superiormente a questi depositi, la carota si compone di un orizzonte spesso da 2,5 a 3 m di limi e argille sovraconsolidati, riconosciuto come *caranto* (Donnici et al., 2011). Questo livello ha la funzione di acquitardo, confinando la sottostante falda acquifera.

3. Il top del Caranto è marcato da una superficie erosiva che segna il limite Pleistocene-Olocene. Al di sopra di questa superficie si ritrovano, dapprima, depositi sabbiosi e limosi, al cui interno si riconoscono gusci di molluschi di ambiente marino (localmente concentrati in livelli di 1-2 cm di spessore) e, successivamente, limi, argille limose e limi sabbiosi a laminazione piana, con uno spessore totale di circa 4 metri. Tali depositi sono legati alla trasgressione marina medio-olocenica (TST) e rappresentano presumibilmente depositi litorali sormontati da depositi di prodelta.

Al top di questo livello, in alcune delle carote descritte, è presente un orizzonte ad alta concentrazione di gusci di bivalvi marini a valve unite, in posizione di vita. Quest'orizzonte è interpretabile come MFS (Maximum Flooding Surface), cioè il livello massimo raggiunto dal mare durante una trasgressione eustatica, caratterizzato da scarso apporto sedimentario. Anche questi depositi, dal punto di vista idrogeologico, sono definibili come acquitardo.

4. Salendo, intorno a -13 m.s.l.m., si trova invece un deposito relativamente più grossolano, spesso circa 4-5 metri, costituito da sabbie da medie a fini, ben classate, e con granuli ben arrotondati, al cui interno si trovano ancora frammenti di gusci di molluschi marini, sebbene piuttosto rari. Quest'unità è riconducibile ad un ambiente di spiaggia sommersa e registra la progradazione di sedimenti durante lo stazionamento alto del livello marino (HST). Questo deposito, assieme al soprastante, costituisce la falda acquifera superficiale (freatica) dell'area di studio.

5. Verso l'alto questi depositi divengono meno classati e i granuli più grossolani (sabbia media) e meno arrotondati. Contestualmente i gusci di molluschi marini diventano più rari mentre compaiono resti vegetali e letti torbosi. Questi depositi, con uno spessore di circa 5-6 metri, indicano la prosecuzione della progradazione di sedimento da terra verso mare, rappresentando processi deposizionali di un ambiente di piana costiera. Questi depositi arrivano in prossimità della superficie e, da un punto di vista idrogeologico, costituiscono la porzione sommitale della falda freatica.

6. La sequenza stratigrafica si conclude con uno strato di sedimenti fini, composto da limi sabbiosi ed argille. Vicino al piano di campagna, intorno a -2/-3 m.s.l.m. questi depositi includono un livello di torba che rappresenta le paludi costiere presenti in quest'area fino a circa un secolo fa, precedenti alle grandi opere di bonifica. La parte sommitale, di circa 0.5 m di spessore, è il terreno agricolo.

Ad integrazione di queste nuove informazioni, sono disponibili quelle di altri carotaggi stratigrafici e piezometri realizzati in passato nell'ambito di altri progetti di ricerca (e.g., Progetto ISES, Linea CoRILA 3.10, Progetto GEORISK).

Nello specifico di questa tesi, vengono utilizzati i dati litostratigrafici ed idrogeologici relativi a 5 carotaggi per produrre una sezione idro-stratigrafica a supporto dell'analisi geofisica la cui posizione è riportata in Fig. 4.1.



Fig. 4.1: Foto satellitare del sito, in cui si mostra la traccia del dreno e la posizione dei sondaggi-pozzi MoST.

La successione idro-stratigrafica schematizzata in Fig. 4.2 distingue dall'alto verso il basso:

- un acquifero freatico ad elevata permeabilità e spessore di circa 8 m. Questo è l'acquifero di maggior interesse per il monitoraggio del cuneo salino perché nella parte sommitale è incluso il terreno agrario. I valori di conduttività elettrica (CE) sono tra 30 e 45 mS/cm e in alcuni casi, in concomitanza di abbondanti precipitazioni, si riducono a 5-10 mS/cm.
- un acquitardo che include le argille sovraconsolidate del caranto per uno spessore medio di 9 m;
- il top di un acquifero confinato, localizzato a profondità di circa 22 m.s.l.m, anch'esso interessato da fenomeni di intrusione salina con valori di CE tra 13 e 15 mS/cm.

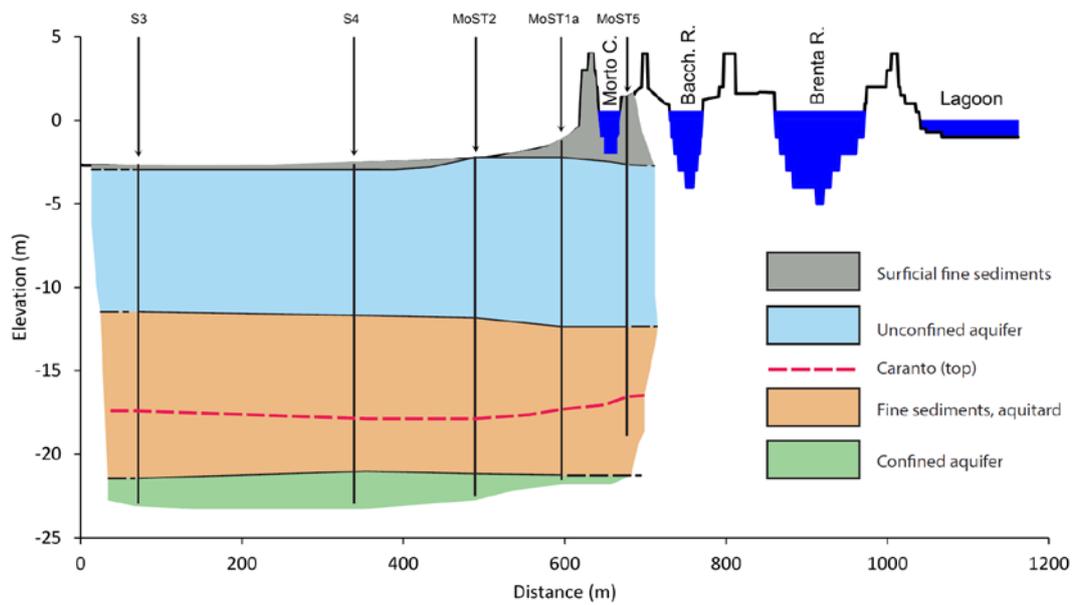


Fig. 4.2: Modello idro-stratigrafico ricostruito sulla base dei dati di carotaggio.

## 4.2. Indagini idrogeologiche

Le indagini idrogeologiche sono state condotte nei pozzi MoST1, MoST2 ed S1 (Fig. 4.1). Questi tre pozzi sono stati selezionati per effettuare le misure, sulla base della loro prossimità all'opera idraulica e alle linee di acquisizione ERT.

I dati di CE e livello piezometrico raccolti dai sensori fissi a profondità di 1.5 m, con frequenza di 10 min. durante la settimana in cui è stato condotto l'esperimento sul dreno sono riportati nei grafici di Fig. 4.3, Fig. 4.4.

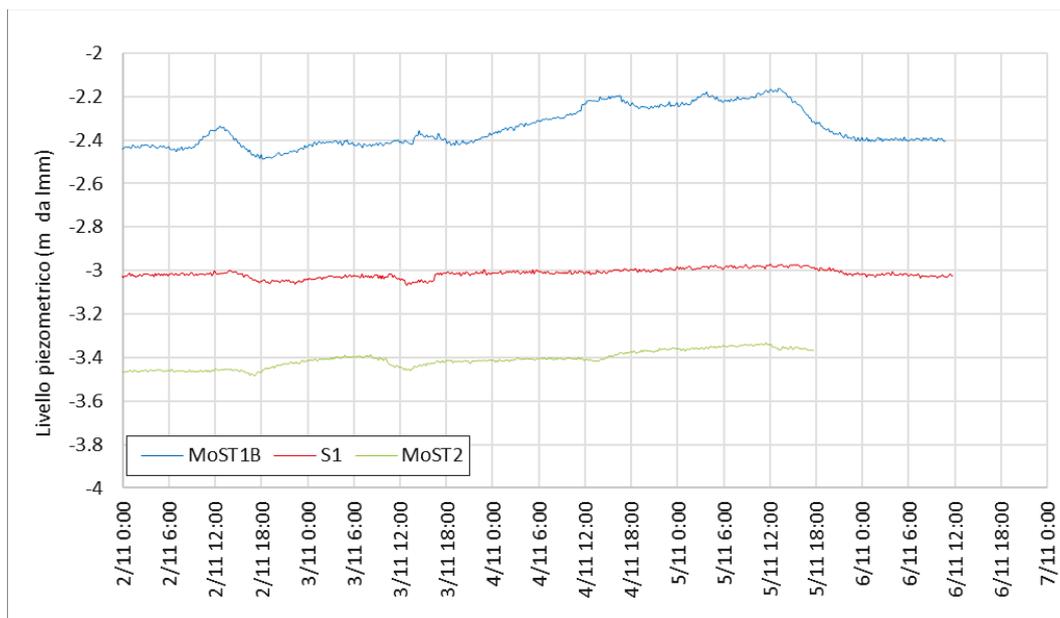


Fig. 4.3: Variazioni del livello piezometrico registrate nei pozzi MoST1B, MoST2, S1, durante il test di immissione di acqua dolce dal 3 al 6 novembre.

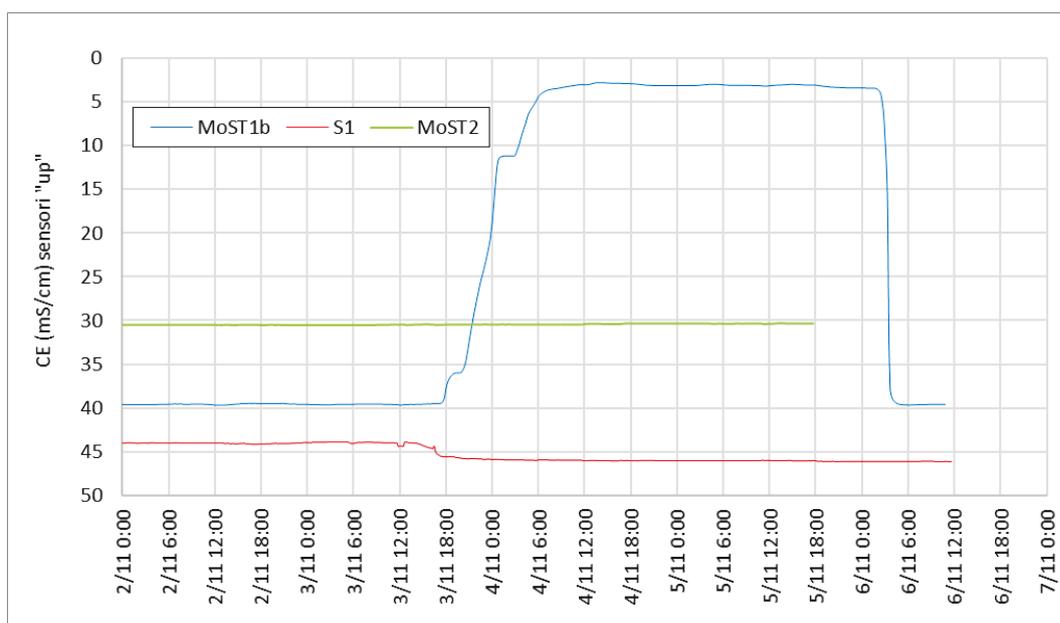


Fig. 4.4: Grafico delle variazioni di conduttività elettrica registrate ai pozzi MoST1B, MoST2, S1, durante il test di immissione di acqua dolce dal 3 al 6 novembre.

### 4.3. Osservazioni sui dati registrati nei pozzi durante il test di infiltrazione

Durante il test di apertura del dreno, sono state acquisite misure all'interno dei pozzi MoST1b, MoST2, e S1, utilizzando sensori mobili, calati manualmente

all'interno dei fori. Questi sensori, configurati per acquisire in continuo, circa ogni secondo, hanno prodotto delle curve di variazione della CE in funzione della profondità, che mostrano, quindi, la posizione dell'interfaccia tra acqua di mare e lente di acqua dolce. La ripetizione delle acquisizioni nel tempo ha permesso di ricostruire i movimenti di tale superficie durante e a seguito dell'immissione di acqua dolce nel sistema (Fig. 4.5, Fig. 4.6 e Fig. 4.7).

Di seguito verranno discussi i differenti comportamenti di CE rilevati dai sensori mobili durante l'esperimento d'infiltrazione di acqua dolce.

**MoST2:** questo pozzo è il più prossimo alla linea di acquisizione geoelettrica utilizzata per le misure in time-lapse durante l'infiltrazione di acqua dolce. Nella parte sommitale, esso intercetta lo strato sabbioso che costituisce il paleocanale. Il sensore ha registrato una progressiva salinizzazione dell'acquifero nella sua porzione più superficiale, per l'intera durata del test effettuato (Fig. 4.5).

Non si osservano variazioni significative dei valori di CE a profondità maggiori di 1,5 m rispetto al piano campagna, e, comunque, le oscillazioni riscontrate non sembrano risentire dell'effetto dreno in superficie. Anche il livello freatico non ha subito variazioni significative (Fig. 4.3).

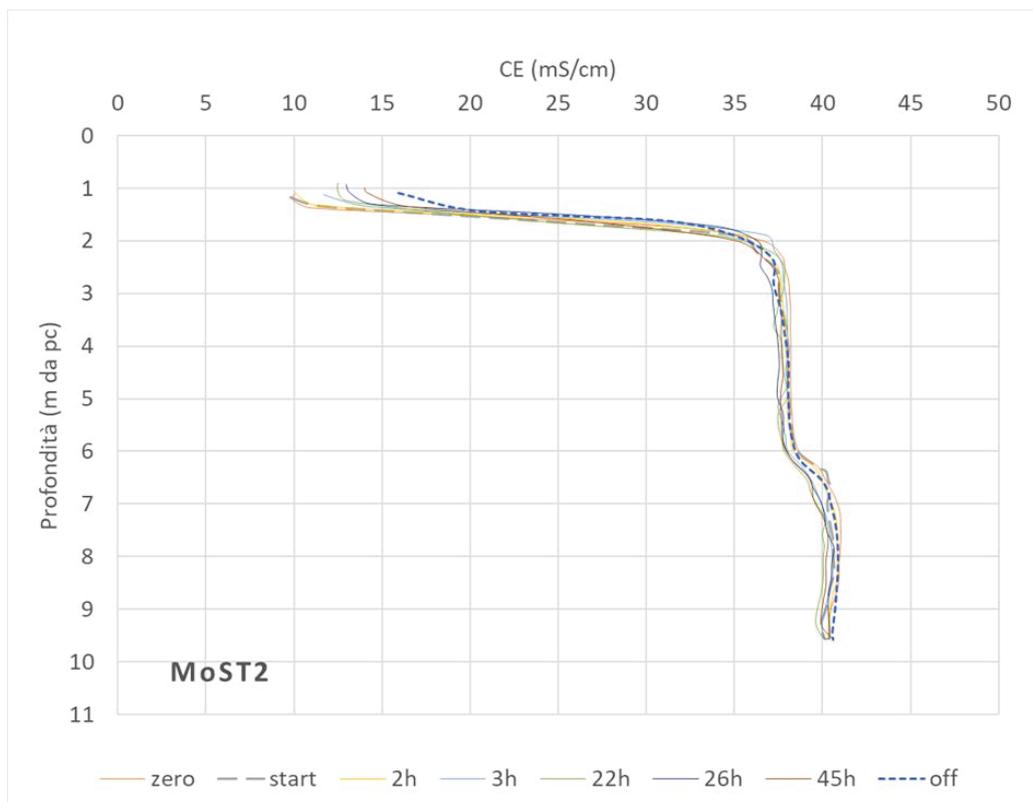


Fig. 4.5: Grafico delle variazioni di CE all'interno del pozzo MoST2 durante il test di irrigazione. Le diverse curve rappresentano i valori di CE in vari istanti: condizione indisturbata (zero), inizio del test (start), 2, 3, 22, 26,45 ore dall'inizio del test, fine del test (off)

Il mancato addolcimento è stato verificato analizzando i dati del sensore fisso installato a circa 1.5 m di profondità dal piano campagna, che non mostra variazioni di CE (Fig. 4.4).

**S1:** il pozzo è posizionato esternamente al paleocanale sabbioso. Si osservano delle variazioni del valore di CE nella parte superficiale del pozzo ma senza mostrare una tendenza significativa (Fig. 4.6). Anche in questo caso la CE aumenta leggermente nei primi metri, mentre in profondità non si apprezzano cambiamenti degni di nota. L'aumento di CE, anche se non elevato, è più evidente analizzando i dati del sensore fisso posto a circa 1.5 m di profondità dal piano campagna (Fig. 4.4). Anche in questo pozzo, il livello freatico non ha subito variazioni significative (Fig. 4.3).

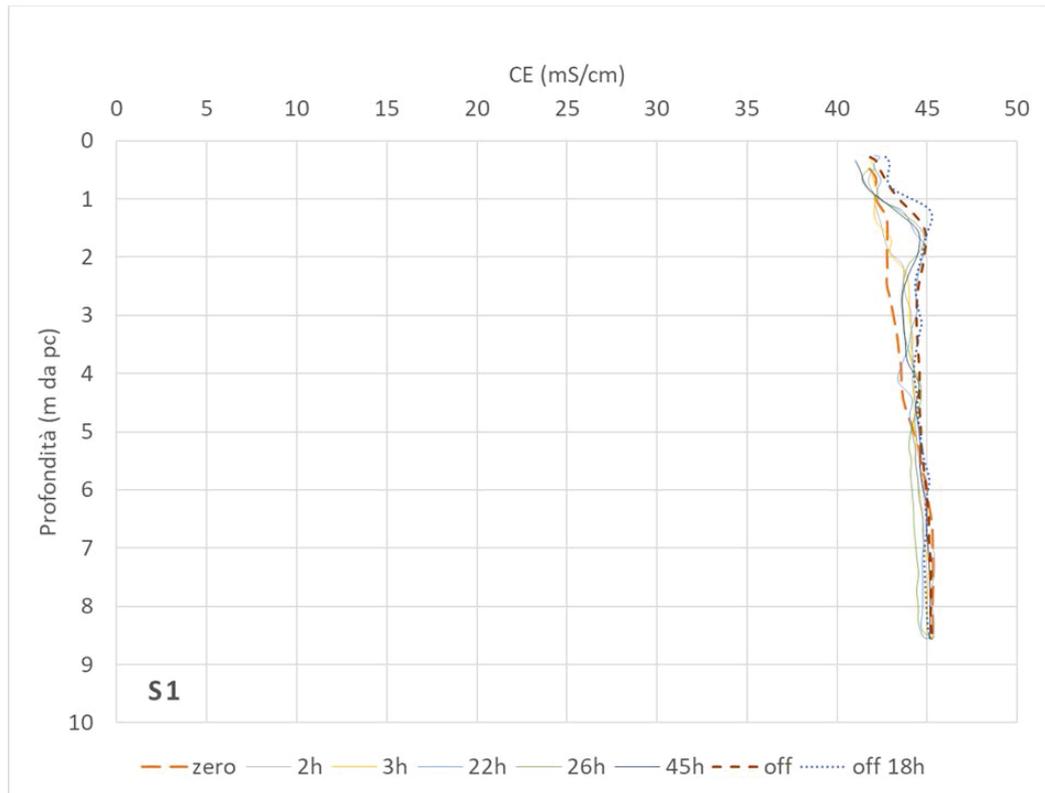


Fig. 4.6: Grafico delle variazioni di CE all'interno del pozzo S1 durante il test di irrigazione. Le diverse curve rappresentano i valori di CE in vari istanti: condizione indisturbata (zero), inizio del test (start), 2, 3, 22, 26,45 ore dall'inizio del test, fine del test (off), 18 ore dalla fine del test (18 off).

**MoST1b:** il pozzo si trova sul margine nord del campo, in prossimità del tratto iniziale del dreno. I profili di CE mostrano una marcata evoluzione temporale (Fig. 4.7). È possibile vedere come, a partire da una condizione iniziale indisturbata ad elevatissima salinità, già a profondità di 1 m al di sotto del piano campagna, solamente dopo 2-3 ore dall'inizio dell'immissione di acqua dolce nel sistema di sub-irrigazione, si rileva una repentina attenuazione della salinità. La CE si attesta su valori prossimi a quelli dell'acqua dolce fino circa 6 m di profondità e si mantiene tale per la restante parte del test di infiltrazione. L'effetto di mitigazione dell'intrusione salina è osservabile fino a 7-8 m di profondità. Altrettanto repentino è il ritorno alle condizioni iniziali di elevata salinizzazione dopo la disattivazione dell'immissione forzata di acqua dolce. La curva di CE

registrata in corrispondenza dello spegnimento del sistema (off) ha riscontrato una risalita dell'acquifero salato di circa 2 m. L'ultimo profilo di CE, rilevato a 18 ore dalla chiusura del dreno, è molto simile a quello acquisito a 3 ore dall'attivazione del sistema, in cui l'interfaccia si localizza a poco più di 1 m al di sotto del piano campagna.

L'evoluzione temporale della CE è ben evidenziata dall'analisi del sensore fisso a circa 1.5 m sotto il piano campagna (Fig. 4.4). Il livello freatico di MoST1b è aumentato in modo significativo evidenziando la ricarica dell'acquifero (Fig. 4.3). Si può osservare che, i profili di conducibilità elettrica dell'acquifero rilevati con i sensori CTD-DIVER durante il test, registrano il passaggio da valori di  $CE < 5$  mS/m a  $CE > 35$  mS/m, ossia da acqua dolce ad acqua di mare, su variazioni minime della profondità. Questo indica che la zona di transizione tra l'acqua salate e dolce ha spessore molto ridotto.

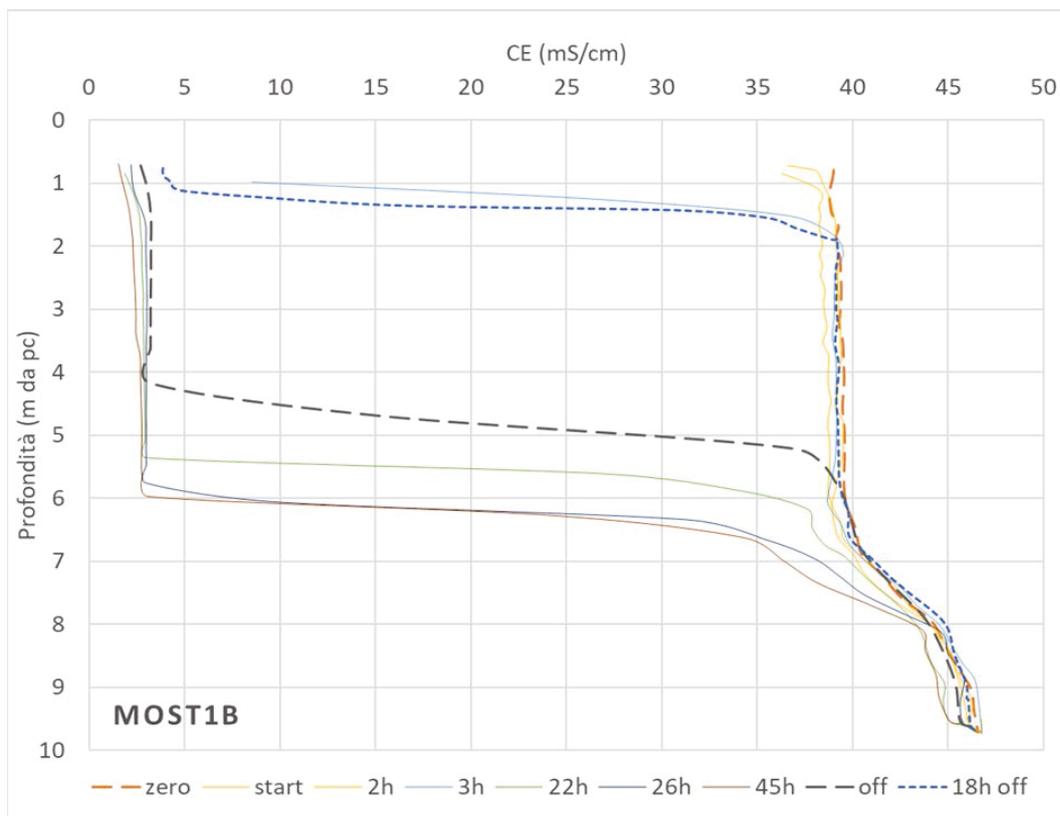


Fig. 4.7: Grafico delle variazioni di CE all'interno del pozzo MoST1B durante il test di irrigazione. Le diverse curve rappresentano i valori di CE in vari istanti: condizione indisturbata (zero), inizio del test (start), 2, 3, 22, 26, 45 ore dall'inizio del test, fine del test (off), 18 ore dalla fine del test (18 off).

#### **4.4. Acquisizioni ERT preliminari**

Successivamente saranno descritti i risultati ottenuti da una serie di acquisizioni ERT eseguite precedentemente all'esecuzione del test di infiltrazione di acqua dolce mediante il dreno e alle relative acquisizioni geofisiche.

Queste campagne di raccolta dati si sono svolte con lo scopo di ottenere informazioni preliminari riguardo la condizione del sottosuolo, utili alla progettazione dell'opera idraulica.

In particolare, prima della messa in posto della tubazione di sub-irrigazione sono state acquisite 3 ERT in condizioni indisturbate, e successivamente all'esecuzione dello scavo e la posa del condotto sono state acquisite 3 ulteriori misurazioni lungo stendimenti perpendicolari al dreno.

##### **4.4.1. Fase 1: maggio 2020**

La prima campagna d'indagine è stata effettuata il 27 maggio 2020 durante un periodo secco, sia per la scarsità di precipitazioni nei mesi precedenti, sia perché la pratica irrigua si svolge successivamente. Si suppone quindi che la presenza di acqua dolce nell'acquifero superficiale sia molto ridotta e che lo spessore resistivo sia tendenzialmente in progressiva diminuzione durante i successivi mesi, con brevi mitigazioni della salinità in concomitanza delle giornate piovose.

In quest'occasione sono state predisposte 2 linee di acquisizione (Fig. 4.8), e le misure sono state eseguite con un geo-resistivimetro Syscal Pro.



*Fig. 4.8: Posizione degli stendimenti E1 ed E2, con riferimento al percorso dell'opera idraulica successivamente costruita.*

Sulla prima linea, posizionata in prossimità e parallelamente al rilievo arginale che delimita il sito di studio a nord (Fig. 4.8), sono stati posizionati 72 elettrodi distanziati 2 m, per una lunghezza totale di 142 m. Su questa linea sono state acquisite 2 ERT, una prima con array Dipolo-Dipolo, e una seconda acquisizione di tipo Wenner.

La seconda linea di acquisizione, parallela alla prima ma posizionata più a sud, è stata predisposta a 48 elettrodi con offset di 1 m, per un'indagine a profondità minore ma con miglior risoluzione, con lo scopo di intercettare e la struttura geomorfologica sabbiosa sub-superficiale (Fig. 4.8).

Per dataset acquisiti con configurazione Dipolo-Dipolo è stata applicata una tolleranza pari al 5% nella fase di controllo dei reciproci. Per la configurazione Wenner sono stati misurati soltanto i valori diretti.

Nelle tomografie di resistività elettrica ricavate, sono ben evidenti tre elettrostrati caratterizzati da differenti range di resistività, che si sviluppano con

una buona continuità laterale e indicano una certa omogeneità nell'assetto idro-stratigrafico del sito di indagine.

Si individua, infatti, uno strato superficiale di spessore variabile tra 1 e 4 metri ad alta resistività, con valori medi intorno a 25-30  $\Omega\text{m}$ . Questo rappresenta lo strato insaturo di circa 50 cm e il sottostante acquifero sabbioso contenente la lente di acqua dolce di provenienza probabilmente meteorica e di infiltrazione dal Canal Morto, il cui alveo è pensile rispetto alla campagna circostante.

Tutte le immagini ottenute mostrano un crollo repentino nei valori di resistività al di sotto dei 4-5 m dal piano campagna (cioè circa 6-7 m sotto il livello medio mare) e fino alla profondità di circa 10 m, ad indicare la salinizzazione dell'acquifero freatico per l'intrusione salina di provenienza lagunare.

Ciò è particolarmente evidente nelle immagini acquisite lungo la linea più estesa che permette una maggiore profondità di investigazione (Fig. 4.9). La base dello strato conduttivo ha resistività che possono raggiungere valori anche inferiori a 1  $\Omega\text{m}$ . Al di sotto di 10 m, si osserva un leggero incremento dei valori di resistività, che si mostrano costanti attorno a valori di 4 o 5  $\Omega\text{m}$  fino alla base della sezione tomografica.

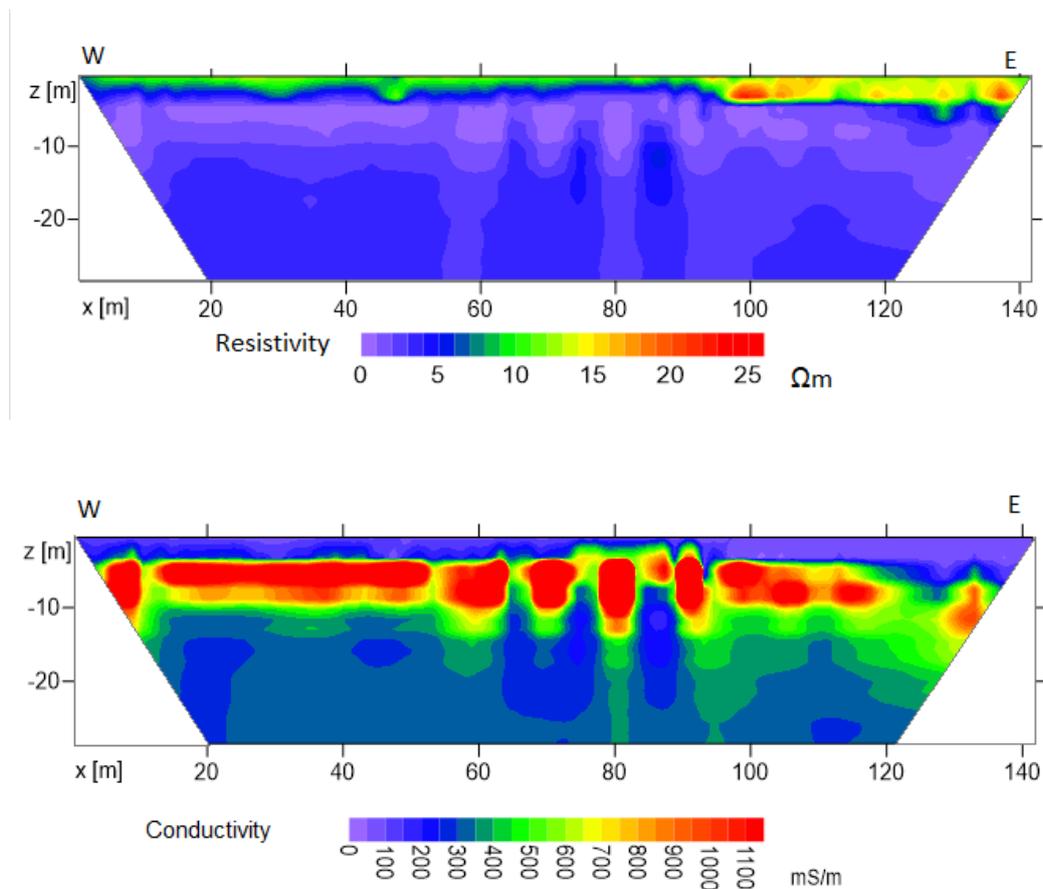


Fig. 4.9: Tomografie di resistività e conduttività elettrica acquisite con array dipolo-dipolo sulla linea E1.

In base alla sequenza stratigrafica precedentemente discussa, è ragionevole correlare l'acquifero superficiale salato alla litologia più permeabile, costituita da sabbia media di piana costiera, estesi nelle medesime profondità del livello a maggior salinità, e delimitati alla base dal passaggio a sabbie più fini di spiaggia sommersa. Si sottolinea, in questo modo, l'utilità di carotaggi per calibrare le sezioni ERT.

Al di sotto dell'acquifero freatico, si osserva una resistività omogenea fino alla base della sezione. A causa della presenza di acqua salata o salmastra, non è possibile distinguere le differenti litologie con forte componente argillosa evidenziate con i carotaggi, poiché la risposta all'immissione di corrente generata da questi due differenti mezzi è molto simile.

Nella tomografia ottenuta con array Wenner (Fig. 4.10), sembra essere evidenziata una zona a maggior permeabilità in cui si concentra l'acqua salata.

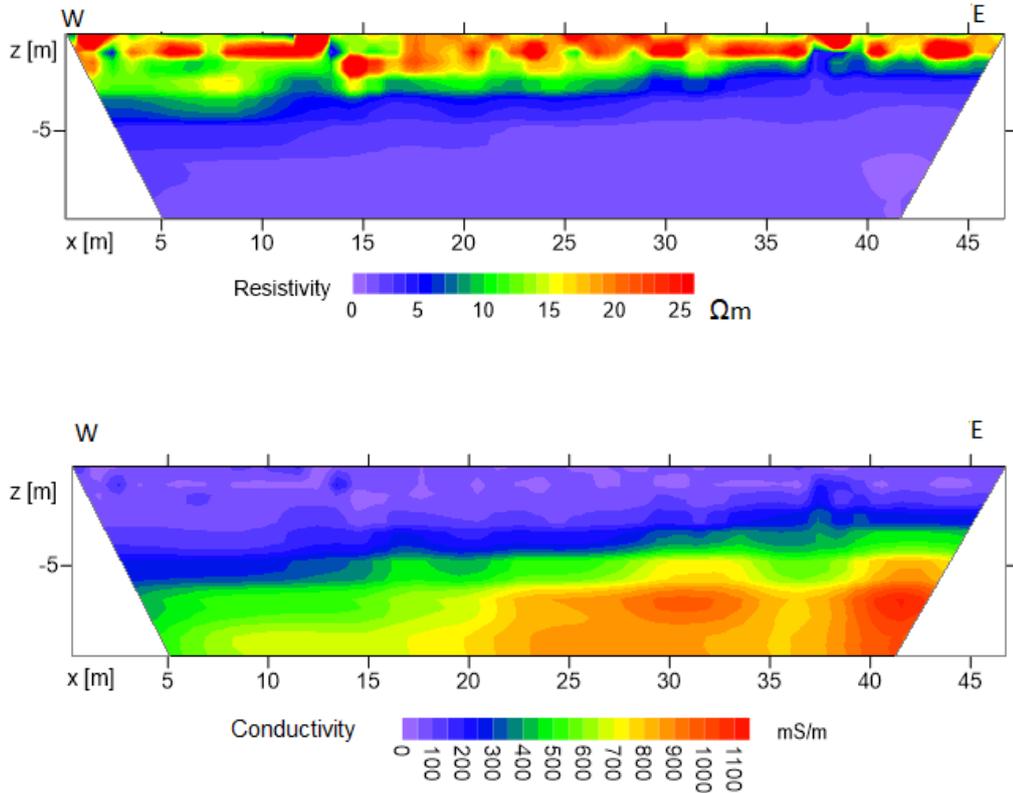


Fig. 4.10: Tomografie di resistività e conduttività elettrica acquisite con array dipolo-dipolo sulla linea E2.

La sezione di resistività acquisita con array Dipolo-Dipolo lungo la linea più breve E2 (Fig. 4.11) è in grado di investigare minori profondità rispetto ad E1, ma evidenzia chiaramente il passaggio da resistività superiori a 25-30  $\Omega\text{m}$  a un repentino annullamento di resistività. Qui, la lente più resistiva superficiale appare meno continua rispetto alle immagini ricavate dalle precedenti acquisizioni. Si evidenziano infatti diverse aree isolate con resistività tendenti ai valori massimi, attorno alle quali si registrano valori intermedi a diretto contatto con l'interfaccia a massima salinità.

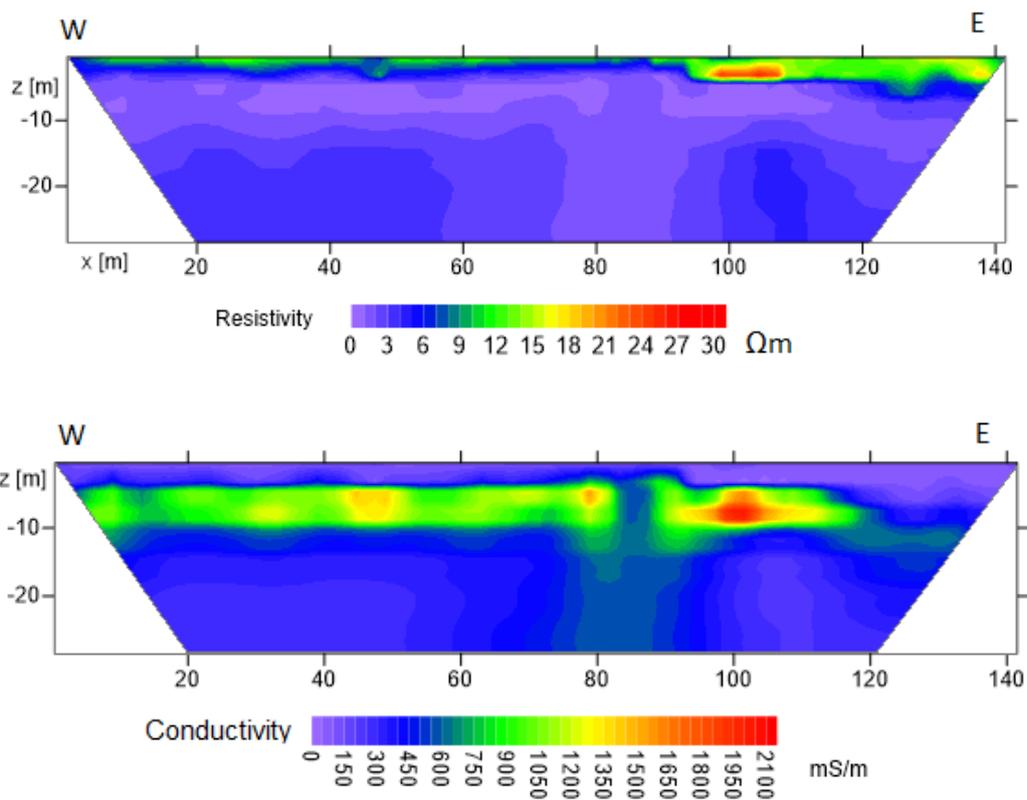


Fig. 4.11: Tomografie di resistività e conduttività elettrica acquisite con array Wenner sulla linea E1.

#### 4.4.2. Fase 2: ottobre 2020

La seconda campagna di indagini preliminari è stata eseguita successivamente all'installazione del dreno, il 23 ottobre 2020, circa una settimana prima della sua attivazione. Questa campagna ha avuto l'obiettivo di determinare la posizione ottimale, rispetto al dreno e al paleocanale, su cui ubicare lo stendimento in occasione dei successivi test sul funzionamento dell'opera installata nel sito.

Si fa notare che, malgrado le maggiori precipitazioni in questo periodo dell'anno possano influire sulla lente di acqua dolce superficiale, rendendola più spessa rispetto alle periodo delle precedenti acquisizioni, in concomitanza degli eventi meteorici, le idrovore sono maggiorate attive per evitare possibili allagamenti. Di conseguenza, il mantenimento del franco di bonifica più basso favorisce certamente l'ingressione del cuneo salino verso l'entroterra. È quindi difficile

imputare o meno variazioni dello spessore della lente dolce a scala temporale stagionale.

In quest'occasione sono state predisposte 3 linee di acquisizione all'incirca parallele fra loro e al rilevato arginale a nord del sito, e perpendicolari al tubo drenante. Su ognuna sono stati posizionati 48 elettrodi con offset di 1 m, per una lunghezza totale di 47 m (Fig. 4.12).



*Fig. 4.12: Posizione degli stendimenti E3, E4, E5 rispetto al percorso dell'opera idraulica.*

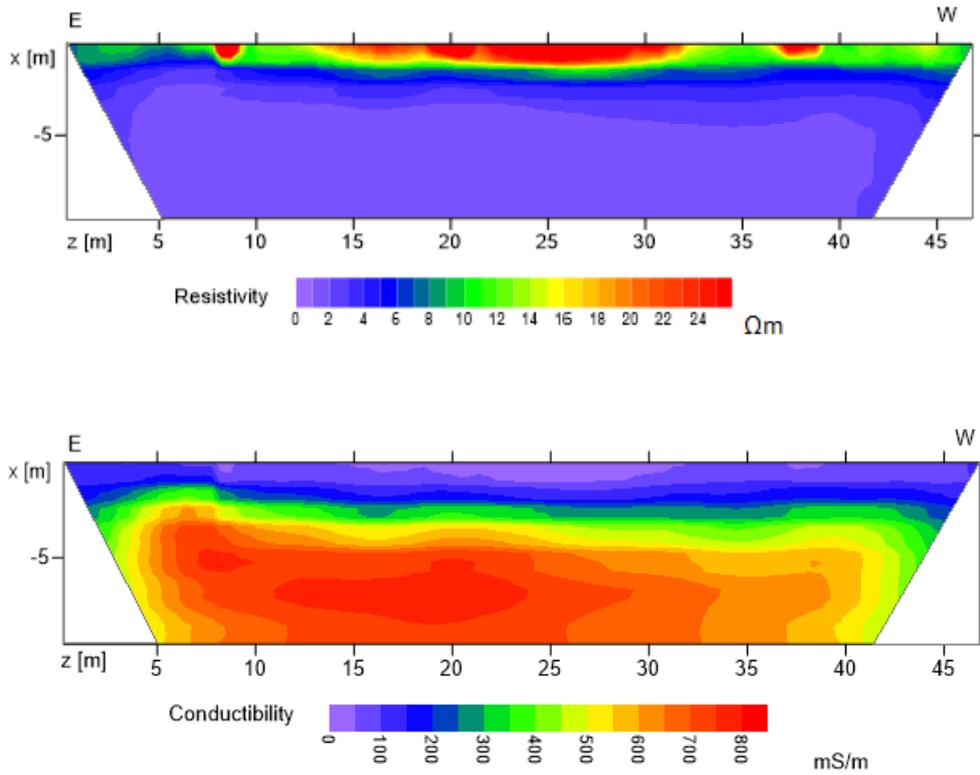
Per la raccolta dati è stato utilizzato un georesistivimetro di tipo MAE. La strumentazione è stata configurata con array Dipolo-Dipolo e sono stati acquisiti i valori diretti e reciproci. Le misure sono state ripetute due volte su ogni linea, variando lo skip da 0 a 4.

Poiché le due acquisizioni non mostrano notevoli differenze ai fini del lavoro, per brevità verranno riportati solo i risultati ottenuti dall'acquisizione con skip 4.

Ai dati è stato applicato il controllo dei reciproci con tolleranza al 15%.

La posizione del dreno è evidenziata, nelle 3 immagini di resistività, dalla zona a massima resistività centro del paleocanale (Fig. 4.13, Fig. 4.14, Fig. 4.15).

È possibile riconoscere, agli estremi del paleocanale stesso, due aree molto localizzate ad elevata resistività, corrispondenti alla posizione dei canali di scolo in superficie.



*Fig. 4.13: tomografie di resistività e conduttività elettrica acquisite con array Dipolo-Dipolo sulla linea E3.*

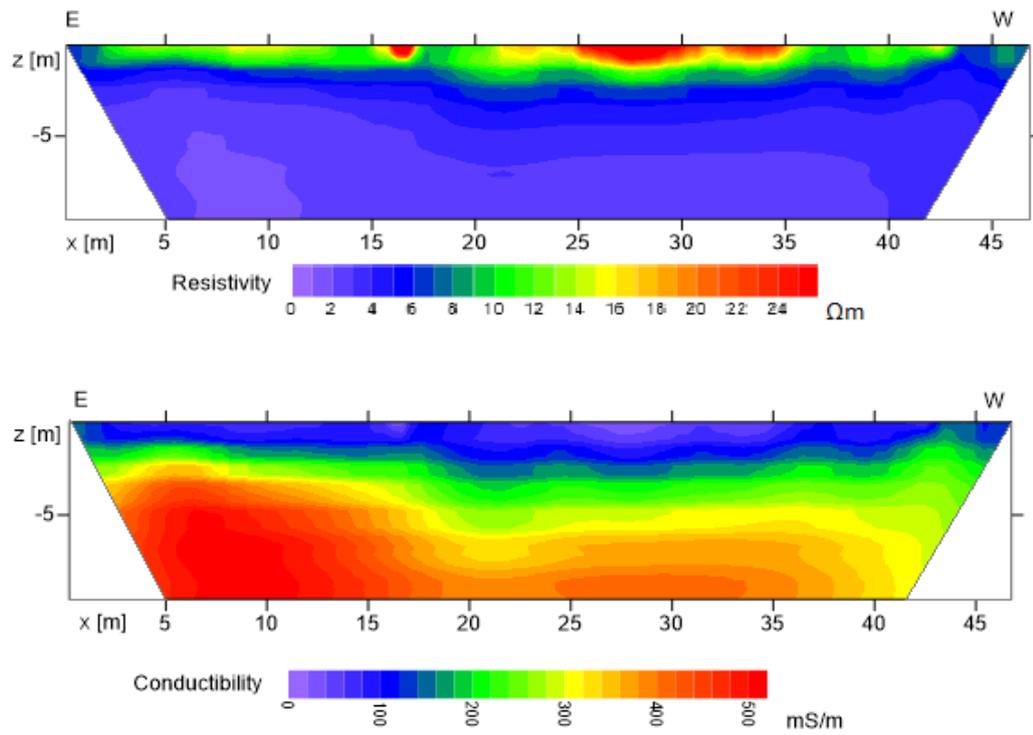


Fig. 4.14: Tomografie di resistività e conduttività elettrica acquisite con array Dipolo-Dipolo sulla linea E4.

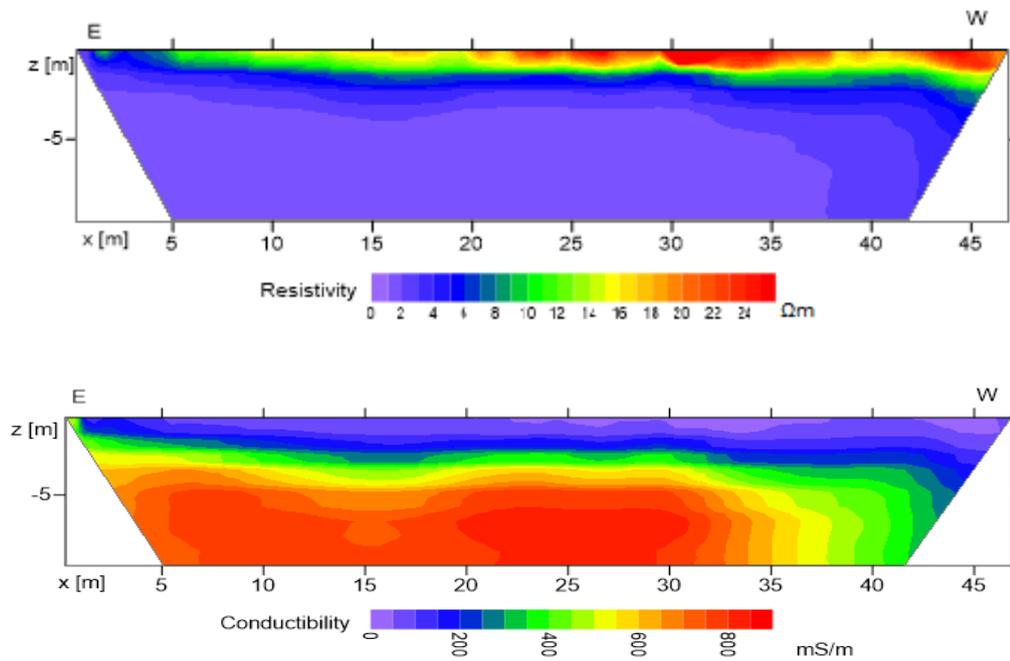


Fig. 4.15: Tomografie di resistività e conduttività elettrica acquisite con array Dipolo-Dipolo sulla linea E5.

In ognuna delle sezioni si può osservare il passaggio da valori di resistività medi attorno ai 25-30  $\Omega\text{m}$ , a resistività inferiore a 1  $\Omega\text{m}$ . La transizione tra le due situazioni avviene a profondità leggermente ridotte di quelle rilevate nella precedente campagna di acquisizione, durante l'estate. In questo caso, non appare più la zonazione a 3 strati, con la salinità massima in posizione intermedia, precedentemente descritta, ma si osserva un passaggio graduale da resistività elevate a valori inferiori a 1  $\Omega\text{m}$ .

È evidente che lo spessore del resistivo è molto ridotto e non interessa l'intera sezione investigata, come invece avveniva durante la stagione secca. Si nota infatti che i valori di resistività maggiori sono limitati al solo paleocanale e che l'acqua a forte salinità ora è in grado di coinvolgere anche la parte più superficiale dell'acquifero freatico.

L'acquifero salato tende ad omogeneizzare tutto il terreno a valori di resistività inferiori a 1  $\Omega\text{m}$ , a partire da profondità media di circa 2 metri. La zona di transizione tra lente di acqua dolce e acquifero circostante appare molto ridotta. In tutte le posizioni considerate, il mezzo a conduttività elevata domina le immagini di conduttività acquisite.

In generale, non si osservano fondamentali differenze nell'assetto idrogeologico del terreno, che mostra la stessa configurazione generale in ognuna delle differenti posizioni di acquisizione.

Sulla base delle tomografie ottenute in quest'occasione si è potuto definire che la posizione ideale per effettuare le acquisizioni ripetute nel tempo durante il successivo test di funzionamento del dreno è quella dello stendimento E3. La posizione distale rispetto all'inizio del condotto drenante dovrebbe consentire infatti di valutare le condizioni di stress massimo dell'opera. In questa tomografia appare più evidente il paleocanale rispetto alle altre sezioni acquisite, che è infatti centrato in modo ottimale dallo stendimento elettrodico superficiale (Fig. 4.13). Anche lo stendimento E4 (Fig. 4.14) interseca interamente la struttura del paleocanale, e l'immagine di resistività appare idonea all'esecuzione di ulteriori

misure. In questa posizione è stato scelto di ripetere un'acquisizione durante il funzionamento del dreno.

Infine, la sezione E5 (Fig. 4.15) è stata esclusa perché molto vicina alla sezione E3 e meno centrata rispetto al sistema di sub-irrigazione.

#### **4.5. Acquisizioni ERT di verifica dell'effetto del dreno in funzione**

##### **4.5.1. Acquisizioni in time-lapse sulla linea E3**

Sulla base delle misure preliminari E3, E4, E5, si è deciso di posizionare la strumentazione lungo la linea E3 (successivamente chiamata TL) (Fig.4.12), ubicata in prossimità della parte terminale del dreno, a circa 130 metri dalla saracinesca di controllo, ed eseguire una serie di acquisizioni nel tempo, con l'obiettivo di registrare la progressione della variazione di resistività nel terreno, conseguente all'immissione di acqua dolce.

Per questo test, sono stati utilizzati 48 elettrodi spazati di 1 m e con direzione est-ovest. Lo strumento è stato configurato per acquisire la sequenza di dati con array Dipolo-Dipolo, e misurazione dei valori diretti e reciproci.

Le acquisizioni sono state ripetute 7 volte nell'arco di 48 ore. Una prima tomografia è stata registrata prima dell'attivazione del dreno, allo scopo di definire lo stato indisturbato della falda freatica alle condizioni climatiche ed idrologiche attuali. Le successive acquisizioni si sono susseguite a 30 minuti, 3 ore, 4 ore, 24 ore, 28 ore e infine a 48 ore dall'inizio dell'immissione di acqua dolce attraverso la tubazione di sub-irrigazione.

I dataset ottenuti sono stati invertiti con tolleranza al 15%.

Durante il periodo di acquisizione, la portata d'acqua immessa nel dreno è variata. All'apertura del dreno e per i successivi 25 minuti, la portata del dreno è stata di 4 l/sec. Successivamente, la portata media è stata pari a 2 l/sec, mentre, tra le 6 e le 20 ore dall'inizio del test, questa è stata ridotta a circa 1.5 l/sec.

Durante le prime ore di immissione d'acqua dolce, il confronto tra le varie tomografie acquisite non evidenzia un sensibile aumento di resistività. Probabilmente perché la sezione tomografica interseca il percorso del dreno in

posizione distale rispetto al punto di alimentazione. Solo dopo 24 ore di sub-irrigazione si può osservare un leggero aumento delle resistività, anche se non marcato come previsto. Infatti, le variazioni di resistività registrate sono molto ridotte e hanno fatto ipotizzare il malfunzionamento del sistema di dispersione dell'acqua dolce nel sottosuolo.

Per capire la problematica, in prima battuta, si è pensato di aumentare la portata di immissione. Con l'ultima acquisizione, inizia ad apparire un leggero effetto di mitigazione della salinità, tuttavia inferiore a quanto previsto, anche in considerazione della consistenza della portata d'acqua immessa.

In dettaglio, le sette tomografie acquisite hanno permesso le seguenti osservazioni.

T0 è l'acquisizione dello stato della falda indisturbata precedente l'apertura del dreno (Fig. 4.16). È possibile osservare la differenziazione dei valori di resistività tra la superficie e la base della sezione investigata. Si nota la presenza di un livello maggiormente resistivo con valori superiori a  $10 \Omega\text{m}$ , che si estende per tutta la sezione nella sua parte più superficiale. All'interno di questa porzione, si osserva una lente a maggior resistività, con valori fino a  $25 \Omega\text{m}$ , con dimensioni di circa  $20 \times 1.5$  metri, riconducibile alla struttura canalizzata subsuperficiale, di composizione sabbiosa, in cui viene trattenuta l'acqua dolce o a bassa salinità. A maggior profondità, è presente un livello a conducibilità crescente, e quindi valori di resistività inferiori a  $2 \Omega\text{m}$ , ad indicare la contaminazione salina proveniente dalla laguna.

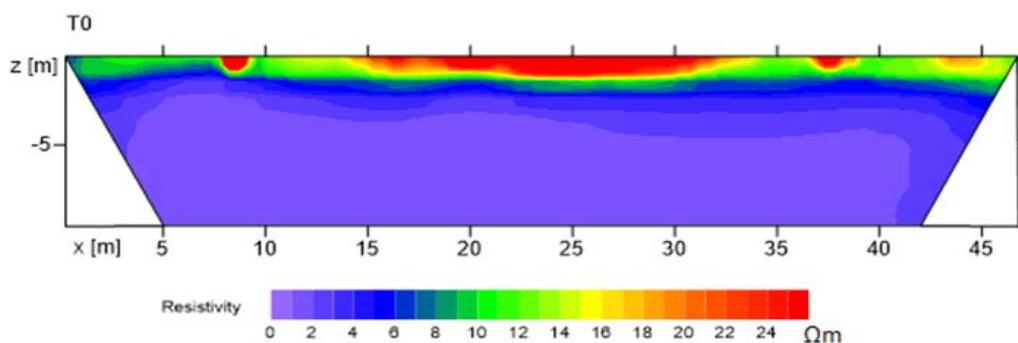


Fig. 4.16: Tomografia di resistività elettrica dello stato indisturbato.

T1 rappresenta la situazione a 30 minuti da messa in funzione con portata pari a 4 l/sec., si può osservare un leggero aumento generale della resistività e dello spessore dell'orizzonte resistivo più superficiale (Fig. 4.17), situazione che sembra stabilizzarsi in T2, a 3 ore dall'inizio (Fig. 4.18).

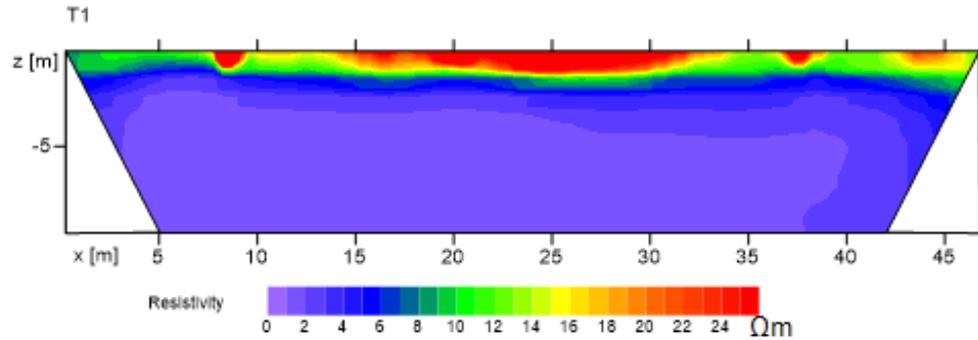


Fig. 4.17: Tomografia di resistività elettrica al tempo T1 (30 min).

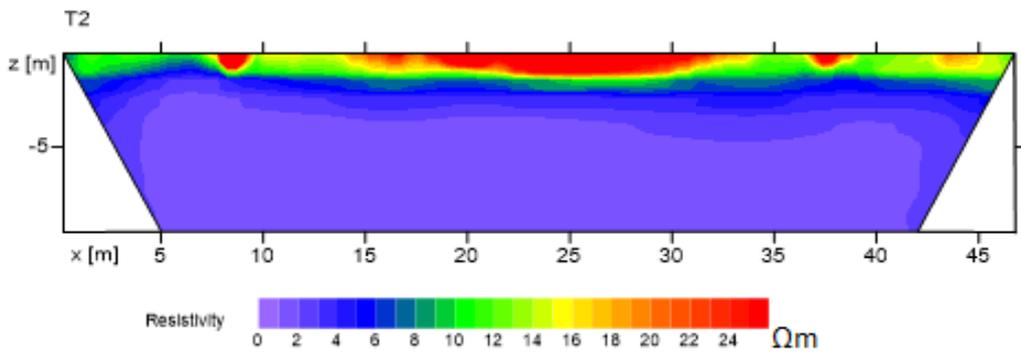


Fig. 4.18: tomografia di resistività elettrica al tempo T2 (3 ore).

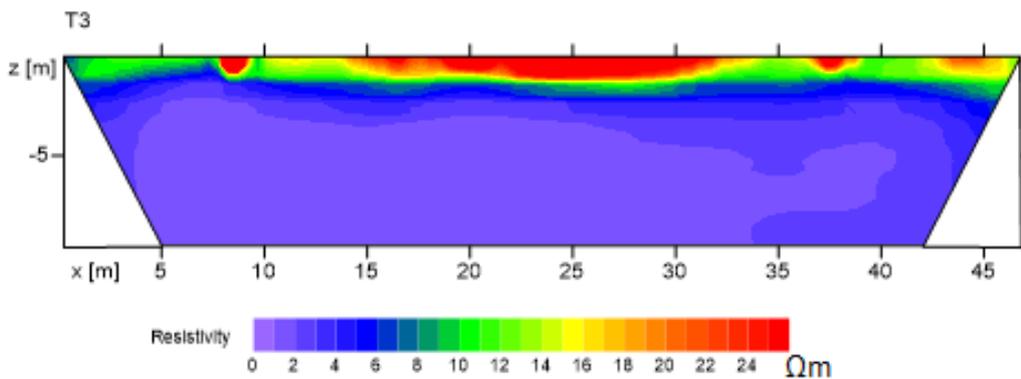


Fig. 4.19: tomografia di resistività elettrica al tempo T3 (4 ore).

Anche la tomografia T3, corrispondente allo stato dopo 4 ore di funzionamento del sistema drenante, si osserva una lieve risalita e riduzione di spessore della zona di mescolamento interposta tra la lente di acqua dolce e l'acqua salata sottostante, legato ad una riduzione della portata a monte, ma non si riscontra alcun effetto evidente generato dall'acqua immessa dalla tubazione (Fig. 4.19).

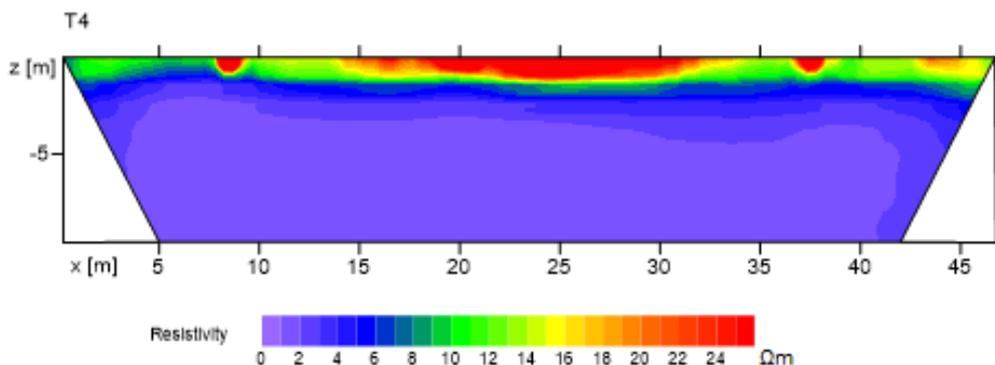


Fig. 4.20: tomografia di resistività elettrica al tempo T4 (24 ore).

L'acquisizione T4 è avvenuta dopo 24 ore dall'inizio del rilascio, ma a seguito di una riduzione della portata del dreno a 1.5 l/sec, circa 10 ore prima. Si può osservare che, data la notevole distanza dalla sorgente del flusso, tale portata non è sufficiente per sostenere l'abbassamento dell'acquifero salino, che tende a ripristinare le condizioni indisturbate iniziali (Fig. 4.20).

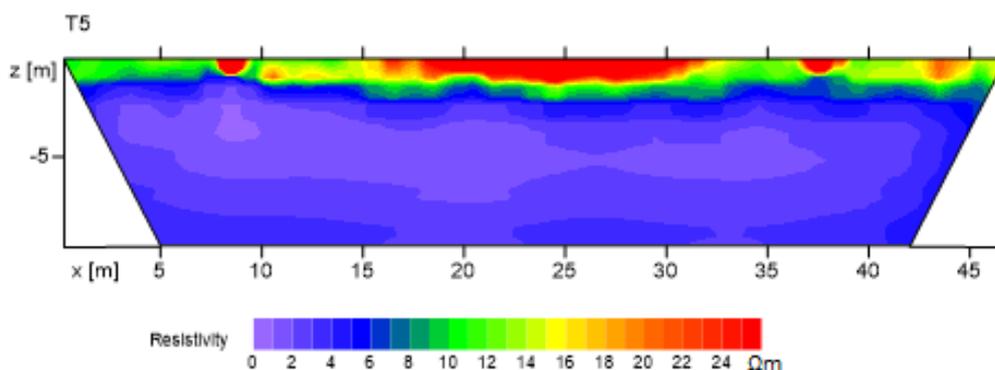


Fig. 4.21: Tomografia di resistività elettrica al tempo T5 (28 ore).

In T5, tomografia dopo 28 ore, si può finalmente rilevare l'effetto dello sversamento d'acqua anche in posizione distale rispetto alla sorgente, a seguito

di un aumento della portata a monte, a 6 l/sec. In questo istante, si rileva resistività pressoché nulla solo in aree ben definite del grafico, e quindi l'acqua salata non appare più continua ed omogenea come in precedenza (Fig. 4.21).

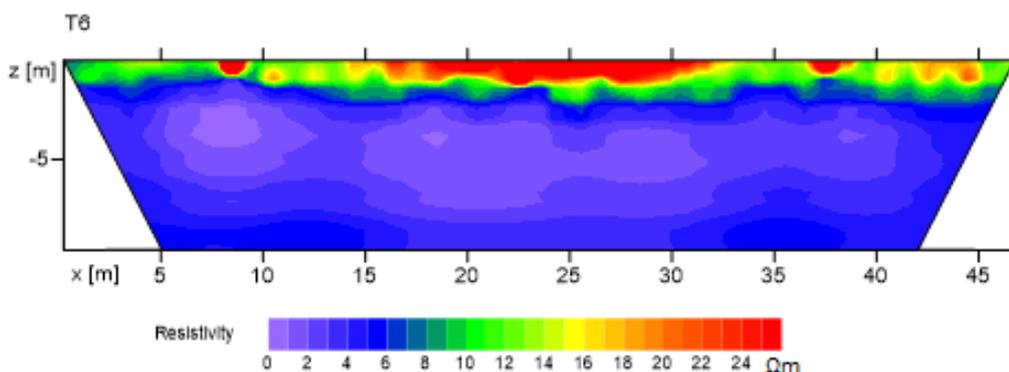


Fig. 4.22: Tomografia di resistività elettrica al tempo T6 (48 ore).

L'ultima acquisizione, T6, mostra un effetto ancor più evidente della percolazione di acqua dolce a questa distanza (Fig. 4.22). Si può stabilire che è sufficiente una piccola quantità di acqua dolce per far verificare un deciso contrasto sulla risalita di acqua salata. In questo stadio, le due fasi non sono in contatto diretto, ma sono separate da una zona di mescolamento a salinità intermedia. Questo determina la presenza di acqua salata apparentemente solo in due zone ridotte nella tomografia.

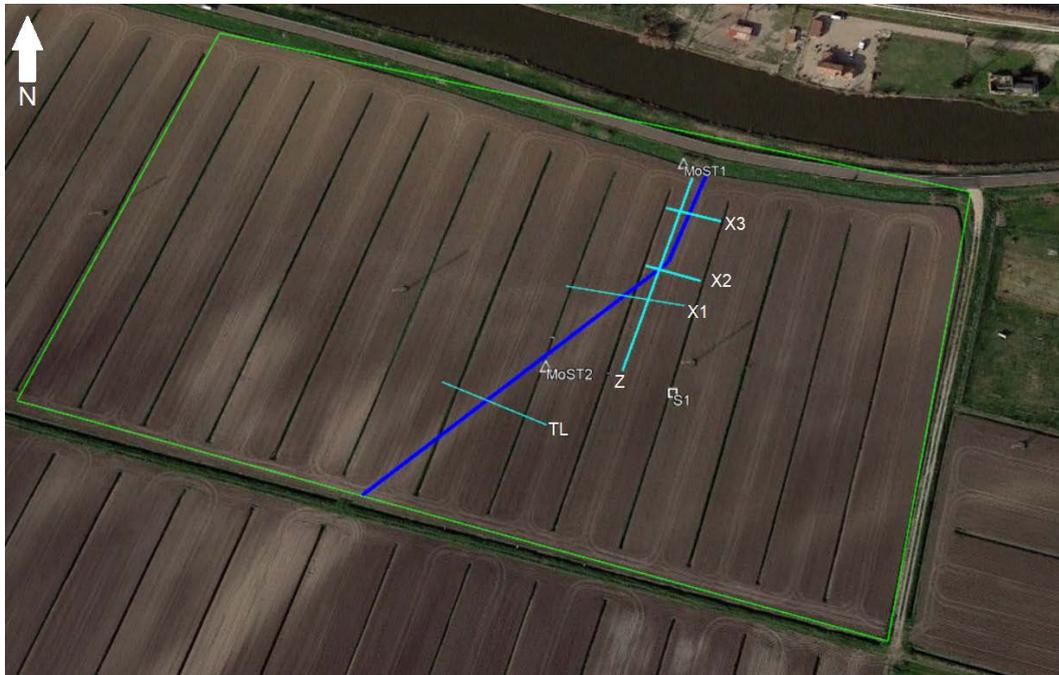
L'analisi dei risultati della sequenza T0-T6 suggerisce l'ipotesi della presenza di una perdita di acqua nel dreno nella parte più a monte, probabilmente legata alla rottura di una giunzione o allo schiacciamento della tubazione avvenuto durante le operazioni di posa, tale da ridurre drasticamente la portata a valle.

#### 4.5.2. Acquisizioni sulle linee X1, X2, X3, Z

Dopo il rilascio di 48 ore di acqua dolce con portate di immissione nel dreno di diversi l/min, si è deciso di acquisire ulteriori tomografie in posizioni progressivamente più prossime alla zona di presa del Canal Morto, per avvalorare l'ipotesi di malfunzionamento del dreno dovuto a rottura.

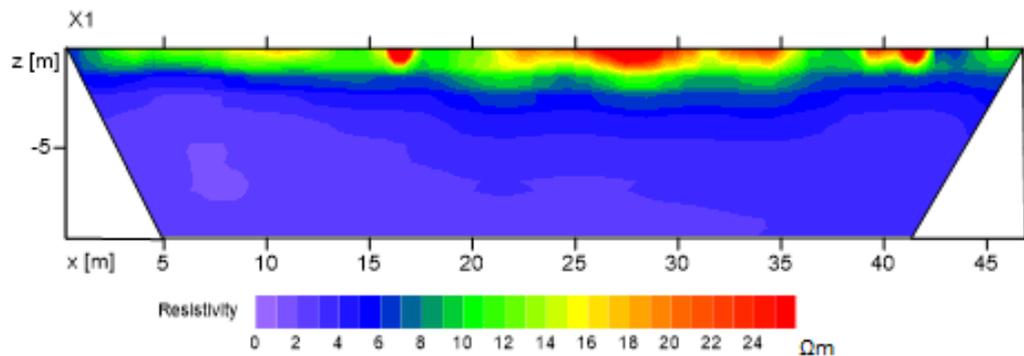
Sono state progettate le tomografie X1, X2, X3 perpendicolari al dreno, e lo stendimento lungo Z, normale alle altre tre (Fig. 4.23).

I dati sono stati acquisiti prima della chiusura definitiva del sistema drenante, con una portata di 7 l/sec.



*Fig. 4.23: Posizione degli stendimenti TL, Z, X1, X2, X3, A, rispetto al percorso dell'opera idraulica e alla posizione dei pozzi piezometrici MoST1, MoST2, S1.*

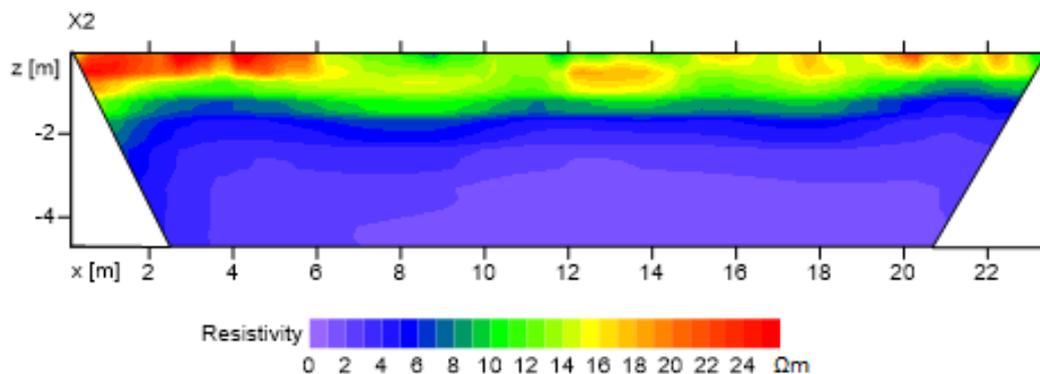
La tomografia X1, posizionata circa 60 metri più a nord della linea TL, mostra con chiarezza la presenza del paleocanale compreso tra i due canali di scolo, come nell'acquisizione precedente (Fig. 4.24). Si osserva che lo spessore dello strato resistivo superficiale appare aumentato e la continuità laterale è migliore. Il terreno mostra resistività comprese tra 0 e 2  $\Omega\text{m}$  a partire da profondità maggiori.



*Fig. 4.24: Tomografia di resistività elettrica in posizione X1.*

Quest'acquisizione fa riferimento alla stessa linea di acquisizione della tomografia E4 (Fig. 4.15, Fig. 4.17), ottenuta in condizioni indisturbate, prima della messa in funzione dell'opera. Dal confronto delle due tomografie, si nota chiaramente l'effetto prodotto dal dreno nel ridurre fortemente la salinità nei primi metri di terreno. Rispetto ad E4, infatti, la tomografia X1 ha rilevato uno strato resistivo esteso omogeneamente anche al di fuori della struttura del paleocanale.

X2 e X3 sono state acquisite su stendimenti di lunghezza ridotta, spaziando i 48 elettrodi di 0,5 metri. Le profondità investigate non superano i 5 metri, ma sono sufficienti per gli scopi dell'esperimento.



*Fig. 4.25: Tomografia di resistività elettrica in posizione X2.*

Le due linee si trovano a distanza ridotta sul paleocanale, ed evidenziano un aumento degli effetti del dreno proporzionale alla distanza dalla sorgente di acqua dolce.

La linea X2, infatti, essendo più a nord, ha rilevato uno spessore dell'orizzonte resistivo più elevato rispetto a X1, localizzato a circa 2 m di profondità (Fig. 4.25).

I valori di 0-2  $\Omega\text{m}$  si limitano a profondità maggiori di 3 metri.

La tomografia acquisita in X3 evidenzia uno spessore del resistivo nettamente aumentato. In questa posizione, si registrano valori di resistività corrispondenti all'acquifero salato soltanto alla base della sezione (Fig. 4.26). Quindi si può affermare che qui l'effetto di mitigazione del dreno si è effettivamente verificato.

Sullo stendimento X3 è stato acquisito un ulteriore dataset a 24 ore di distanza dal primo, a diverse ore dalla chiusura del dreno, e quindi nella fase di ripristino delle condizioni indisturbate nella falda acquifera.

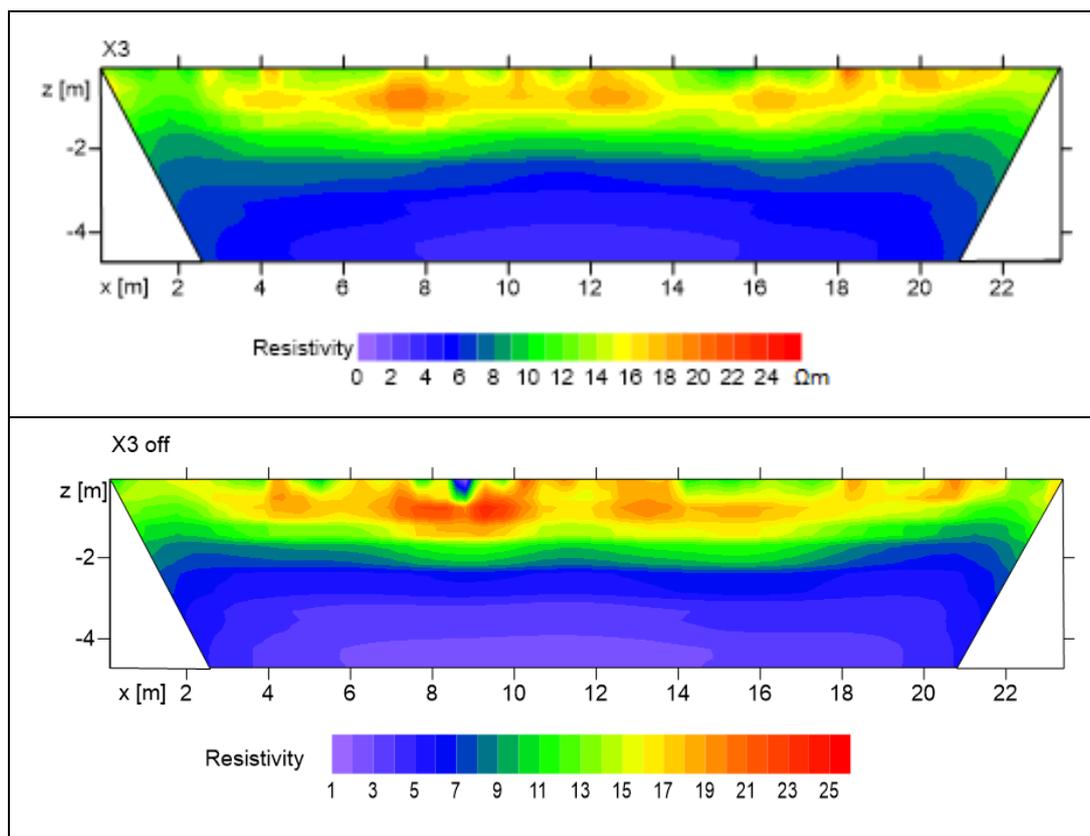


Fig. 4.26: Tomografie di resistività elettrica in posizione X3, acquisite a 24 ore di distanza.

Rispetto alla tomografia precedente, si può osservare l'inizio della risalita dell'interfaccia tra acqua salata e dolce verso profondità minori, e l'espansione dell'area a resistività  $<3 \Omega\text{m}$ .

La linea di acquisizione Z, orientata N-S, è stata progettata spaziando i 48 elettrodi di 2 m, al fine di coprire una maggior distanza in superficie ed investigare allo stesso tempo profondità maggiori, con lo scopo di definire l'effettiva estensione areale della lente di acqua dolce generata dal dreno in funzione (Fig.4.27). In questo modo è stato possibile determinare che essa subisce un forte assottigliamento verso sud, a partire dal punto sorgente, che corrisponde allo spessore massimo della lente, pari a circa 5 metri. Allontanandosi dall'origine dell'infiltrazione, i valori di resistività della lente si riducono, avviene maggior risalita dell'acquifero salato e l'interfaccia di mescolamento tra i due appare ridotta. La lente più resistiva appare chiudersi in prossimità della fine della tomografia. Questo può spiegare la ragione per cui il test in time-lapse non ha risentito molto dell'attivazione del sistema.

Se l'opera avesse funzionato a pieno regime per tutta la durata del test, si sarebbe generata una lente di acqua dolce di spessore molto prossimo a quello rilevato in X3, per tutta la lunghezza del dreno, in grado di perturbare nettamente l'interfaccia con l'acquifero salato, ed abbattere i valori di conducibilità, e quindi la salinità dei primi metri di sottosuolo.

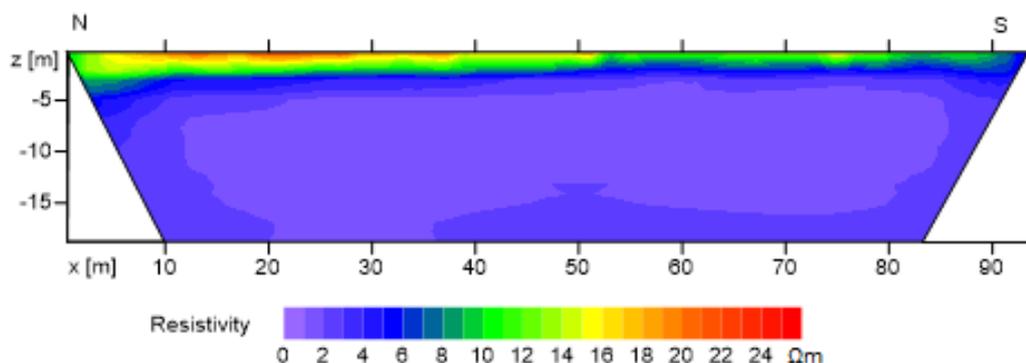


Fig. 4.27: Tomografia di resistività elettrica in posizione Z.

#### 4.5.3. *Acquisizione in time-lapse sulla linea A*

A seguire, è stato condotto un breve esperimento in time-lapse, questa volta a partire dalle condizioni di massimo abbassamento della salinità, fino al ripristino delle condizioni indisturbate di partenza, lungo la linea di acquisizione A (Fig. 4.29) sono stati disposti i 48 elettrodi con spaziatura di 1 m.

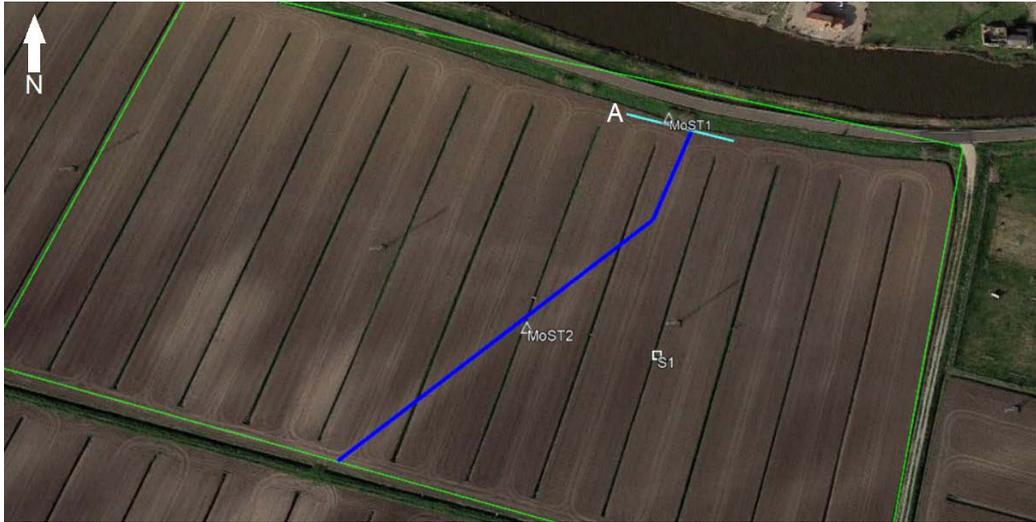


Fig. 4.28: *posizione della linea A rispetto al percorso dell'opera idraulica e alla posizione dei pozzi piezometrici MoST1, MoST2, S1.*

La prima acquisizione è relativa alla condizione della falda a 3 ore dalla chiusura del dreno (Fig. 4.29). Nella relativa ERT si osserva uno spessore resistivo molto più esteso e continuo rispetto alle acquisizioni del primo esperimento in time-lapse, ad indicare che questa zona, molto prossima al luogo di iniezione dell'acqua, ha risposto più efficacemente al test. Appaiono valori di resistività ridotti soltanto a profondità maggiori di 5 m.

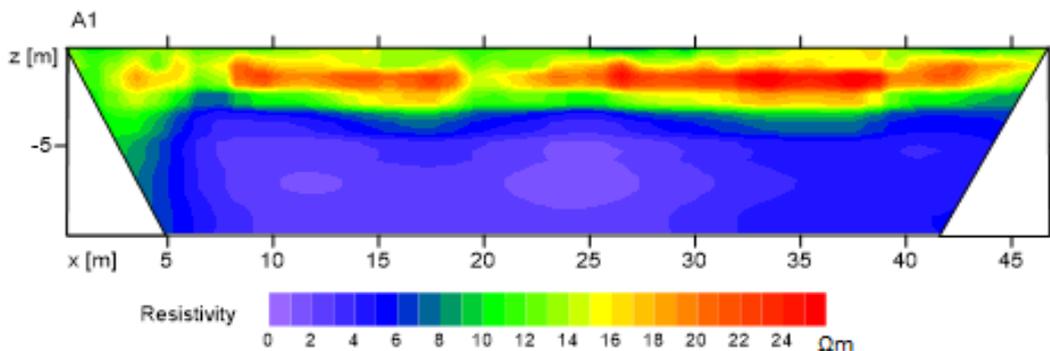


Fig. 4.29: *tomografia di resistività elettrica in posizione A, a 3 ore dalla chiusura del dreno*

Per motivi legati alla prova di funzionamento del dreno, esso è stato brevemente aperto tra la prima e la seconda acquisizione.

In seguito, circa 40 minuti più tardi, è stato nuovamente ripetuto il test, ottenendo una sezione di resistività lievemente differente dalla precedente (Fig. 4.30), in cui, proprio dove in superficie si poteva localizzare la perdita principale dal dreno, in profondità, l'interfaccia salata stava già subendo un lieve abbassamento a causa del maggiore spessore della lente dolce. Si nota anche che la zona di mescolamento all'interfaccia si riduce a favore della portata dolce immessa.

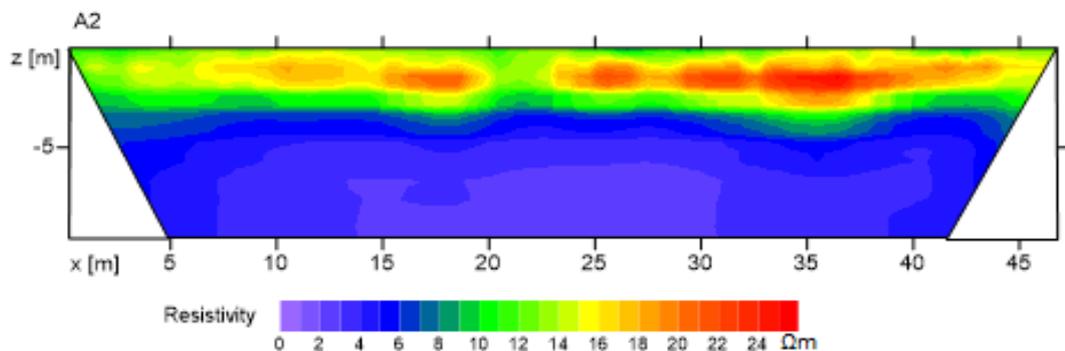


Fig. 4.30: Tomografia di resistività elettrica in posizione A, a 40 minuti dalla riapertura del dreno

L'ultima acquisizione sulla linea A (Fig. 4.31) è stata avviata dopo 15 ore dalla chiusura definitiva del dreno. La ERT evidenzia la tendenza dell'acquifero a tornare al suo stato indisturbato. Lo strato più superficiale acquisisce valori di resistività media inferiori alle misurazioni precedenti, anche se sembra non riportare riduzioni di spessore. Si osserva anche un'espansione dal basso della porzione fortemente conduttiva.

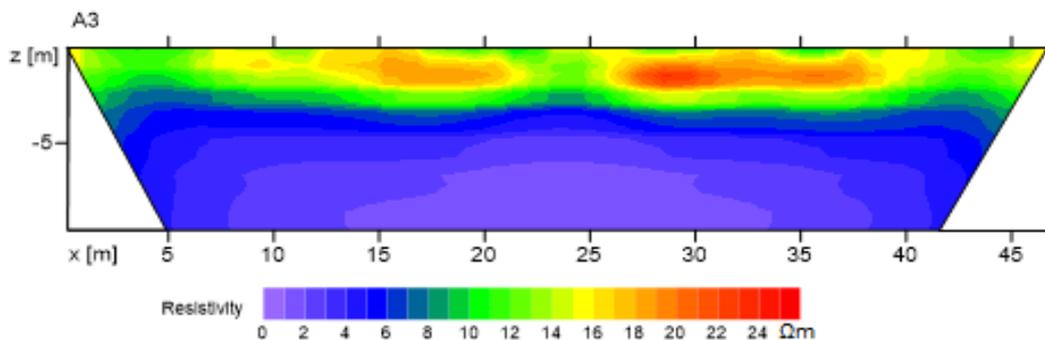


Fig. 4.31: Tomografia di resistività elettrica in posizione A, a 15 ore dalla chiusura definitiva del dreno.

#### 4.5.4. Considerazioni complessive sui risultati delle ERT

Malgrado i problemi tecnici riscontrati nel dreno, i risultati complessivi del test si prestano a importanti considerazioni che potranno indirizzare la futura gestione dell'opera di sub-irrigazione.

Si è visto che una ridotta quantità d'acqua è sufficiente a ridurre il fronte salino nel sottosuolo. Ciò è stato appurato nella zona distale, in corrispondenza della linea TL, dove, malgrado la portata ridotta a causa del malfunzionamento del dreno, i valori di resistività sono aumentati.

Ciò ha rilevanza per comprendere le dinamiche che avvengono all'interno dell'acquifero freatico: con minime quantità di acqua, e quindi brevi periodi di ricarica della falda, è possibile alterare il sistema a favore degli scopi desiderati per la coltivazione. Tuttavia, un risultato di mitigazione ottimale si può raggiungere soltanto con iniezione costante di acqua attraverso il tubo drenante.

Sul tratto iniziale del dreno, dove non si risente della perdita di portata, l'efficacia dell'opera è stata verificata con successo. Comunque, per mantenere l'effetto di mitigazione della salinizzazione è necessaria l'immissione di acqua dolce in modo continuo nel tempo. Infatti, il sistema tende a ripristinare le condizioni iniziali in

maniera relativamente rapida, come si è visto dalle ERT eseguite nel settore in prossimità dell'alimentazione del dreno (linee A, X1, X2, X3).

In conclusione, le ERT sono state uno strumento fondamentale per caratterizzare gli acquiferi salini freatici e mappare l'evoluzione spazio-temporale dell'opera di mitigazione. È indubbio che questo test è il primo di una serie che andranno a definire le portate ottimali e le tempistiche di rilascio dell'acqua di sub-irrigazione.

## **5. Analisi congiunta dei risultati**

I risultati ottenuti attraverso le differenti tecniche di indagine descritti nel capitolo precedente hanno permesso di caratterizzare il sottosuolo in termini di variabilità delle caratteristiche litologiche e geofisiche. L'analisi congiunta dei risultati e delle informazioni ricavate dalle indagini multidisciplinari è il punto fondamentale per il raggiungimento dell'obiettivo dello studio. La finalità è fornire le conoscenze idrogeologiche adeguate a supporto della progettazione dell'opera idraulica e alla valutazione della sua efficacia nel mitigare il processo di intrusione salina, e quindi migliorare la produttività agricola.

Gli aspetti litostratigrafici e geofisici analizzati singolarmente non permettono di risolvere la complessità delle dinamiche idrogeologiche che caratterizzano il sito MoST di Chioggia. L'analisi congiunta dei risultati consente invece di ricostruire un modello idrogeologico del sottosuolo e comprendere gli scambi tra acque saline e dolci per quanto più possibile rappresentativi della realtà.

Dall'analisi congiunta di carotaggi e ERT, si può ipotizzare il legame tra variazioni litologiche e formazione dell'acquifero freatico, fortemente soggetto alla contaminazione salina, soprattutto nella porzione più superficiale. In particolare, le litologie più permeabili, che caratterizzano i primi metri di terreno, sembrano favorire l'ingresso e la concentrazione al di sotto del piano campagna dell'acqua salata lagunare.

Complessivamente, i dati registrati nei pozzi sono abbastanza consistenti con quelli delle indagini geoelettriche. Entrambe le metodologie di indagine si sono mostrate affidabili per rilevare le variazioni della salinità dell'acquifero freatico. Ciononostante, sono presenti alcune differenze che vanno oltre l'accuratezza delle misure effettuate nei pozzi e con le tomografie elettriche. Entrambe le

metodologie di indagine si sono mostrate affidabili per rilevare le variazioni della salinità dell'acquifero freatico.

L'indagine ERT è stata fondamentale nella fase iniziale di progettazione del dreno, e nel riconoscimento della distribuzione della salinità in relazione alla profondità. Nelle successive fasi del progetto, in cui è stato verificato l'effetto di mitigazione indotto dal sistema di sub-irrigazione, le numerose ERT hanno mostrato buona consistenza spaziale e temporale rispetto alla dispersione di acqua dolce limitata alla zona settentrionale del sito.

Si può considerare perciò una tecnica adatta per l'osservazione della mitigazione della salinizzazione in condizioni di funzionamento ottimale del dreno.

I piezometri, sia fissi che mobili, hanno fornito importanti informazioni puntuali sullo stato della falda per tutta la durata dell'esperimento di misura, rilevando in continuo e con elevata precisione le variazioni di CE, altezza piezometrica e posizione interfaccia dolce/salata.

L'utilizzo di piezometri in parallelo alle ERT è stato decisivo nel determinare la presenza e la posizione approssimativa del malfunzionamento all'interno del sistema.

Durante il test di irrigazione durato 48 ore, il pozzo MoST2 non ha rilevato variazioni nei valori di CE. Essendo questo ubicato al centro della struttura sabbiosa e non molto lontano dal dreno, il non addolcimento può essere imputabile solo a problematiche nel sistema di irrigazione. Infatti, verso la fine della prima giornata di test (circa dopo 6 ore dall'attivazione) fenomeni di sifonamento localizzato nella parte settentrionale del dreno hanno confermato il malfunzionamento dello stesso dovuto alla sua rottura, verificata successivamente da ispezioni dirette. Quindi, il comportamento inaspettato sia della CE nei pozzi che nelle misure ERT in time-lapse, si spiega con il fatto che solamente una minima parte del flusso d' acqua dolce ha raggiunto il settore

centro meridionale e che, a causa di punti di rottura, si è canalizzato lungo vie preferenziali all'interno del terreno prendendo altre direzioni.

Lo stesso vale per il pozzo S1, che è posizionato al di fuori del corpo sabbioso, e ha misurato una lieve salinizzazione dell'acqua durante il test effettuato. Trovandosi ad una certa distanza dal dreno, un ritardo nella risposta era stato ipotizzato. Tuttavia, una diminuzione dei valori di CE era prevedibile rispetto al leggero aumento di salinità registrato.

Anche nelle tomografie raccolte nel primo esperimento in time-lapse, almeno inizialmente, non si sono registrate variazioni significative della resistività. Nonostante ciò, le ERT sembrano essere state più sensibili ai cambiamenti di valori di resistività superficiali nella fase finale del test.

Il pozzo MoST1, collocato al margine settentrionale del sito, e quindi molto vicino al punto di danneggiamento del dreno, dove si concentrava la fuoriuscita dell'acqua dolce, ha registrato una forte diminuzione della CE per tutta la durata del test, correlato a un aumento del livello freatico.

Le acquisizioni geoelettriche X1, X2, X3, come il pozzo MoST1 sembrano confermare un ispessimento della lente resistiva superficiale in maniera inversamente proporzionale alla distanza dal punto di fuoriuscita dell'acqua dolce dal dreno.

La tomografia Z mostra chiaramente la diminuzione di spessore subita dalla lente di acqua dolce da nord a sud. Questa informazione ha permesso di confermare il malfunzionamento del dreno nel tratto iniziale, ragione per la quale il test di irrigazione non ha prodotto i risultati previsti nelle tomografie più distali, e i pozzi piezometrici S1 e MoST2 non hanno potuto registrare variazioni della CE indotti dall'apertura del sistema.

Sempre i sensori di MoST1 hanno rilevato, nella fase terminale dell'esperimento, un ispessimento della lente di acqua dolce di circa 5 metri rispetto allo stato indisturbato. A seguito dello spegnimento del dreno, è stato registrato un rapido

ripristino della falda acquifera salata, pressoché ultimato a 18 ore dal termine del test.

La serie di tomografie 'A', benché confermi lo stato di transizione della falda verso i valori di resistività iniziali, e la progressiva riduzione dello spessore dello strato più resistivo, sembra risentire più lentamente della chiusura del dreno, rispetto a quanto misurato dai piezometri. Nelle tomografie, infatti, non è così marcata la riduzione di spessore del resistivo superficiale.

All'interno del sito, che ha dimensioni relativamente contenute all'interno dell'ambiente costiero, sono emerse molteplici discordanze relative alla dinamica della falda.

Ad esempio, il fatto che S1 abbia rilevato un aumento di salinità in concomitanza con l'apertura del dreno denota che i fattori di controllo dell'idrodinamica locale sono differenti, e il paleocanale individuato potrebbe non essere l'unica via preferenziale dei deflussi sotterranei.

Per questa ragione, in simili contesti, è fondamentale avere molteplici punti di misura e applicare in parallelo differenti metodi d'indagine.

La fase di monitoraggio del funzionamento del dreno è soltanto la fase iniziale della sperimentazione. A partire da queste analisi saranno predisposte in futuro indagini mirate sulle dinamiche idrogeologiche e fattori principali di controllo.

Quindi, l'analisi congiunta dei risultati ottenuti dall'applicazione di diverse tecniche di misura denota che, per ottenere dei risultati soddisfacenti su tutta l'area interessata dal dreno, l'acqua deve scorrere propriamente nell'opera drenante, o quantomeno la sua sorgente deve localizzarsi nelle vicinanze della porzione di terreno che si vuole alterare.

I dati tomografici e piezometrici evidenziano che la falda freatica reagisce molto rapidamente a perturbazioni di breve durata, causati per esempio dalle precipitazioni. Ma, per mantenere efficace l'effetto di abbassamento dell'interfaccia a contaminazione salina, l'apporto di acqua dolce superficiale o

sub-superficiale deve avvenire in modo continuativo. Il sistema idrogeologico ha infatti mostrato elevata rapidità della fase di ripristino.

È stato perciò fondamentale calibrare le sezioni tomografiche con i dati litologici relativi ai carotaggi, e confrontate i dati raccolti da piezometri e tramite la geofisica. Questo ha permesso di rilevare variazioni, anche di entità ridotta, indotte dall'opera di mitigazione, in varie posizioni del sito, di localizzare la rottura e di pianificare ulteriori acquisizioni ERT nel momento in cui è stato appurato il problema a monte del dreno.

## 6. Conclusioni

Il presente lavoro di tesi si è focalizzato sulla valutazione dell'applicabilità di un sistema di subirrigazione come metodo di mitigazione della contaminazione salina, fenomeno di crescente entità nelle aree costiere come quella in cui si trova il sito MoST di Chioggia, a causa degli effetti indotti dall'antropizzazione e dai cambiamenti climatici.

L'applicazione combinata di diverse tecniche di monitoraggio, e l'analisi congiunta dei dati ottenuti ha permesso di limitare le incertezze dovute sia alla complessità del sito di studio, sia relative all'interpretazione dei singoli risultati forniti dalle diverse tecniche separatamente.

La geofisica è stata in grado di fornire un dato spazialmente distribuito che è molto importante in un sito in cui si evidenziano forti variabilità laterali e verticali nell'assetto litologico e idrogeologico.

La calibrazione del dato geofisico con i sondaggi litologici e il monitoraggio con sensori piezometrici e di salinità nell'area d'interesse ha permesso di modellizzare con buona approssimazione le dinamiche instauratesi nel terreno in risposta all'immissione forzata di acqua dolce tramite il sistema di subirrigazione.

I risultati dello studio raccolti dall'esperienza sul campo nelle diverse fasi di lavoro, confermano l'efficienza della tecnica ERT nel monitoraggio di acquiferi contaminati e con caratteristiche di bassissima resistività elettrica, e dimostrano la possibilità di applicazione dell'opera di addolcimento della falda come possibile soluzione alla problematica della salinizzazione degli acquiferi freatici in ambienti costieri, nonostante la necessità di apportare miglioramenti nel sistema presente nel sito pilota.

Per concludere, va evidenziato che questo lavoro, si inserisce in una attività di ricerca applicata sperimentale, ancora in corso al momento del completamento della presente tesi. La prosecuzione dell'applicazioni della tecnica time-lapse nei

successivi test di immissione di acqua dolce nella falda freatica sarà fondamentale per determinare la capacità di dispersione laterale nel sottosuolo in base alle portate d'acqua immesse nel dreno. Tali informazioni serviranno per la definizione delle linee guida della gestione dell'opera.



## 7. Riferimenti bibliografici

- Abidin, H., Andreas, H., Gumilar, I., Fukuda, Y., Pohan, Y.E., Deguchi, T., 2011. Land subsidence of Jakarta (Indonesia) and its relation with urban development. *Nat. Hazards* 59 (3), 1753–1771.
- Barlow, P.M., 2003. Ground water in freshwater–saltwater environments of the Atlantic coast, U.S. Geological Survey, Circular 1262, [pubs.usgs.gov/circ/2003/circ1262/pdf/circ1262.pdf](http://pubs.usgs.gov/circ/2003/circ1262/pdf/circ1262.pdf) 2003, (Reston, Virginia).
- Binley, Andrew, and Andreas Kemna. 2005. *Hydrogeophysics DC Resistivity and Induced Polarization Methods*.
- Boaga, J. "(A.A. 2019-2020) *Appunti Del Corso Di Geofisica Applicata Ambientale, Università Degli Studi Di Padova.*"
- Bonardi M, Tosi L, Rizzetto F, Brancolini G, Baradello L (2006) Effects of climate changes on the Upper Pleistocene and Holocene Sediment of the Venice Lagoon, Italy. *J Coastal Res* SI39:279–284.
- Bondesan, A., Meneghel, M., 2004. *Geomorfologia della Provincia di Venezia. Note illustrative della Carta Geomorfologica della Provincia di Venezia. Esedra editrice, Padova. pp. 532.*
- Carbognin, L., Tosi, L., 2003. Il progetto ISES per l'analisi dei processi di intrusione salina e subsidenza nei territori meridionali delle province di Padova e Venezia. Istituto per lo Studio della Dinamica delle Grandi Masse - CNR, Grafiche Erredici Padova (Italy), p. 95.
- Carbognin, L., Rizzetto, F., Tosi, L., Teatini, P., Gasparetto-Stori, G., 2005. L'intrusione salina nel comprensorio lagunare veneziano. Il bacino meridionale. *G. Geol. Appl.* 2, 119–124. <http://dx.doi.org/10.1474/GGA.2005-02.0-17.0043>.
- Da Lio, C., Carol, E., Kruse, E., Teatini, P. & Tosi, L. Saltwater contamination in the managed low-lying farmland of the Venice coast, Italy: An assessment of vulnerability. *Sci. Total Environ.* 533, 356–369 (2015).

- de Franco, R. et al. Monitoring the saltwater intrusion by time lapse electrical resistivity tomography: The Chioggia test site (Venice Lagoon, Italy). *J. Appl. Geophys.* 69, 117–130 (2009).
- Di Sipio, E., A. Galgaro, and G. M. Zuppi (2006), New geophysical knowledge of groundwater systems in Venice estuarine environment, *Estuarine Coastal Shelf Sci.*, 66, 6 – 12, doi:10.1016/j.ecss.2005.07.015.
- Donnici S., Serandrei-Barbero R., Bini C., Bonardi M. Lezziero A. (2011). The caranto paleosol and its role in the early urbanization of Venice. *Geoarchaeology* 26-4, 514-543.
- Gattacceca, J. C., C. Vallet-Coulomb, A. Mayer, C. Claude, O. Radakovitch, E. Conchetto, and B. Hamelin (2009), Isotopic and geochemical characterization of salinization in the shallow aquifers of a reclaimed subsiding zone: The southern Venice Lagoon coastland, *J. Hydrol.*, 378, 46 – 61, doi:10.1016/j.jhydrol.2009.09.005.
- Everett, M. E. (2013). *Near-Surface Applied Geophysics*.
- Famiglietti, J. The global groundwater crisis. *Nature Clim Change* 4, 945–948 (2014). <https://doi.org/10.1038/nclimate2425>.
- Higgins, S.A., Overeem, I., Steckler, M.S., Syvitski, J.P.M., Seeber, L., Akhter, S.H., 2014. InSAR measurements of compaction and subsidence in the Ganges-brahmaputra Delta, Bangladesh. *J. Geophys. Res.: Earth Surf.* 119, 1768–1781. <https://doi.org/10.1002/2014JF003117>.
- Frederick D. Day-Lewis et al. (2008) Best practices in electrical resistivity imaging: data collection and processing, and application to data from Corinna, Maine.
- Gambolati, G., Putti, M., Teatini, P., Camporese, M., Ferraris, S., Gasparetto-Stori, G., Nicoletti, V., Rizzetto, F., Silvestri, S., Tosi, L., 2005. Peatland oxidation enhances subsidence in the Venice watershed. *EOS Trans. AGU* 86 (23), 217–224.
- Gasparetto-Stori, G., Strozzi, T., Teatini, P., Tosi, L., Vianello, A., Wegmuller, U., 2012. DEM of the Veneto plain by ERS2-ENVISAT cross interferometry. In: In: Scappini, S., Zapparoli, S. (Eds.), 7th EUREGEO, European Congress on Regional

- Geoscientific Cartography and Information Systems, vol. I. Centro Stampa Regione Emilia-Romagna Publ, pp. 345–350 2012.
- Giambastiani, B.M.S., Antonellini, M., Essink Oude, G.H.P., Stuurman, R.J., 2007. Saltwater intrusion in the unconfined coastal aquifer of Ravenna (Italy): a numerical model. *J. Hydrol.* 340 (1–2), 91–104.
- Kearey, P., Brooks, M., & Hill, I. (2002). *An introduction to Geophysical Exploration* (Wiley-Blackwell (ed.)).
- Narayan, K.A., Schleeberge, C., Charleswood, P.B., Bristow, K.L., 2003. Effects of groundwa-ter pumping on saltwater intrusion in the lower Burdekin Delta, North Queensland. In: Post, D.A. (Ed.), *MODSIM 2003 International Congress on modelling and simula-tion* vol. 2. Modeling and Simulation Society, Australia and New Zeland, pp. 212–217.
- Nicholls, R. J., & Cazenave, A. (2010). Sea-level rise and its impact on coastal zones. *Science*, 328, 1517–1520
- Qi, S.Z., Qiu, Q.L., 2011. Environmental hazard from saltwater intrusion in the Laizhou Gulf, Shandong Province of China. *Nat. Hazards* 56 (3), 563–566.
- Rahman, M. M., Penny, G., Mondal, M. S., Zaman, M. H., Kryston, A., Salehin, M., Nahar, Q., Islam, M. S., Bolster, D., Tank, J. L., & Müller, M. F. (2019). Salinization in large river deltas: Drivers, impacts and socio-hydrological feedbacks. *Water Security*, 6(February), 100,024.
- Rizzetto, F., Tosi, L., Carbognin, L., Bonardi, M., Teatini, P. Geomorphic setting and related hydrogeological implications of the coastal plain south of the Venice Lagoon, Italy. *IAHS-AISH Publ.* 463–470 (2003).
- Santarato, G., Zeid, N., & Bignardi, S. (2015). *Lezioni di Geofisica Applicata* (Libreriauniversitaria.it (ed.); Prima ediz).
- Teatini, P., Tosi, L., Viezzoli, A., Baradello, L., Zecchin, M., Silvestri, S., 2011. Understanding the hydrogeology of the Venice Lagoon subsurface with airborne electromagnetics. *J. Hydrol.* 411(3-4):342-354.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., & Sheriff, R. E. (2010). *Applied Geophysics* (Second edi). Cambridge University Press.

- Tosi, L., Rizzetto, F., Bonardi, M., Donnici, S., Serandrei Barbero, R., Toffoletto, F., 2007a. Note illustrative Carta Geologica d'Italia alla scala 150.000. 128 Venezia. APAT Dipartimento Difesa del Suolo Servizio Geologico d'Italia 1–164 SystemCart, Roma.
- Tosi, L., Rizzetto, F., Bonardi, M., Donnici, S., Serandrei Barbero, R., Toffoletto, F., 2007b. Note illustrative Carta Geologica d'Italia alla scala 150.000. 148 149 Chioggia Malamocco. APAT Dipartimento Difesa del Suolo Servizio Geologico d'Italia 1–164 SystemCart, Roma.
- Tosi, L., Da Lio, C., Teatini, P., Menghini, A., and Viezzoli, A.: Continental and marine surficial water – groundwater interactions: the case of the southern coastland of Venice (Italy), Proc. IAHS, 379, 387–392, <https://doi.org/10.5194/piahs-379-387-2018>, 2018.
- Syvitski, J.P.M., 2008. Deltas at risk. Sustain. Sci. 3, 23–32. <https://doi.org/10.1007/s11625-008-0043-3>.
- Zecchin, M., Baradello, L., Brancolini, G., Donda, F., Rizzetto, F., Tosi, L., 2008. Sequence stratigraphy based on high-resolution seismic profiles in the late Pleistocene and Holocene deposits of the Venice area. Marine Geology 253, 185–198.
- Zecchin, M., Brancolini, G., Tosi, L., Rizzetto, F., Caffau, M., Baradello, L., 2009. Anatomy of the Holocene succession of the southern Venice lagoon revealed by very high resolution seismic data. Continental Shelf Research 29, 1343–1359.
- Zecchin M, Caffau M, Tosi L (2011) Relationship between peat bed formation and climate changes during the last glacial in the Venice area. Sediment Geol 238:172–180.



## **Ringraziamenti**

*Desidero innanzitutto ringraziare il mio relatore, Prof. Jacopo Boaga per la grande disponibilità e cortesia dimostratemi, per l'aiuto ed il supporto fornito nel corso di tutte le fasi di questo lavoro.*

*Ringrazio sinceramente il Dott. Luigi Tosi, la Dott. Sandra Donnici e la Dott. Chiara Cavallina per l'indispensabile appoggio durante l'attività di campagna ed i preziosi suggerimenti per la stesura del mio elaborato.*

*Un ringraziamento particolare va ai miei genitori e a mia nonna Gemma, per avermi dato la possibilità di raggiungere questo importante traguardo, sostenendomi con il loro affetto in ogni momento.*

*Ai miei fratelli Marco e Davide, che da sempre sono un esempio per me. A mio nipote Tommaso, che ha rallegrato le mie giornate di studio.*