



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA
DIPARTIMENTO DI AGRARIA, ALIMENTI, RISORSE NATURALI, ANIMALI
E AMBIENTE
LAUREA MAGISTRALE IN SCIENZE E TECNOLOGIE PER L'AMBIENTE E
IL TERRITORIO

Metodi geofisici per la caratterizzazione di ambienti
lagunari

Relatore: Prof. Jacopo Boaga

Laureando: Luca Vianello

Matricola: 2053111

Anno accademico 2022/2023

*Alla mia famiglia, ai miei amici e
a chi mi ha sempre sostenuto*

Indice:	
Elenco dei principali simboli ed abbreviazioni	7
Abstract	9
Introduzione	11
Capitolo 1 – La Laguna di Venezia	13
1.1 <i>Evoluzione geomorfologica</i>	14
1.2 <i>Morfologie presenti in laguna</i>	16
1.3 <i>Interventi antropici</i>	17
1.4 <i>Evoluzione ecosistemica</i>	19
Capitolo 2 – Interazione tra vegetale e suolo	21
2.1 <i>Rinforzo meccanico delle radici</i>	21
2.2 <i>Quantificazione dell'effetto di rinforzo meccanico delle radici</i>	22
2.3 <i>Fattori che influenzano l'effetto di rinforzo meccanico delle radici</i>	23
2.4 <i>Rinforzi idraulici</i>	25
Capitolo 3 – Metodi utilizzati	27
3.1 <i>Tomografia di resistività elettrica (ERT)</i>	27
3.1.1 <i>Principi fisici</i>	27
3.1.2 <i>Operazioni di campo</i>	31
3.1.3 <i>Processing, inversione ed interpretazione</i>	33
3.2 <i>Sismica a rifrazione</i>	35
3.3 <i>Sismica ad onde superficiali</i>	37
3.3.1 <i>Principi fisici</i>	38
3.3.2 <i>Strumentazione</i>	40
3.3.3 <i>Processing</i>	40
3.3.4 <i>Modelling</i>	41
3.3.5 <i>Acquisizione</i>	43
3.3.6 <i>Elaborazione</i>	45
3.3.7 <i>Inversione</i>	46
Capitolo 4 – Analisi e discussione dei risultati	49
4.1 <i>Indagine ERT</i>	49
4.1.1 <i>Strumentazione</i>	49
4.1.2 <i>Processing ed inversione</i>	49
4.1.3 <i>Visualizzazione dei risultati</i>	50
4.1.4 <i>Risultati dell'indagine ERT</i>	51
4.2 <i>Risultati dell'indagine con metodi sismici</i>	52

4.2.1	<i>Risultati dell'indagine con la sismica a rifrazione</i>	54
4.2.2	<i>Risultati dell'indagine MASW</i>	57
	Conclusioni	63
	Bibliografia	65

Elenco dei principali simboli ed abbreviazioni

\circ	Gradi
$\nabla \cdot$	Operatore di divergenza
Δ	Variazione
ΔV	Differenza di potenziale
Ω	Ohm
θ	Angolo
λ	Lunghezza d'onda
ν	Rapporto di Poisson
ρ	Resistività elettrica
ρ_a	Resistività apparente
σ	Conduttività elettrica
σ_b	Conduttività di <i>bulk</i>
σ_s	Conduttività della componente solida
σ_w	Conduttività dell'acqua
ϕ	Porosità
A	Ampere
C	Elettrodi di corrente
cm	Centimetri
\cos	Coseno
d	Diametro
\vec{E}	Vettore intensità di campo elettrico
f	Frequenza
Hz	Hertz
I	Intensità di corrente
\vec{j}	Vettore intensità di corrente
K	Fattore geometrico
k	Numero d'onda
kg	Chilogrammi
km	Chilometri
L	Lunghezza
m	Metri
m, n	Parametri di formazione (legge di Archie)
ms	Millisecondi
P	Elettrodi di potenziale
R	Resistenza
r	Raggio
S	Area di base
s	Spazio
\sin	Seno
S_w	Grado di saturazione
T	Resistenza alla trazione
t	Tempo
V	Volt

V	Velocità
V_S	Velocità onde S
V_R	Velocità onde di Rayleigh
W	Watt

ABSTRACT

Questo elaborato vuole presentare un'analisi delle interazioni tra la vegetazione e il sottosuolo presenti in una barena della Laguna di Venezia. Pertanto, dopo una presentazione, mediante informazioni trovate in letteratura delle morfologie esistenti in laguna e delle capacità di rinforzo delle radici nei confronti dell'azione erosiva dell'acqua sul suolo, si è passati all'analisi di risultati di alcune tecniche geofisiche impiegate nello studio dei suoli di barena, sia spogli che provvisti di vegetazione. Di conseguenza, è stato possibile effettuare, in primo luogo, la caratterizzazione del sito selezionato, tramite una tomografia elettrica di resistività e una prova di sismica a rifrazione. In secondo luogo, soprattutto attraverso l'analisi delle onde sismiche superficiali, si è cercato di comprendere se l'effetto di rinforzo meccanico ed idraulico, esercitato da parte delle radici, sia rilevante al fine di rallentare il processo di erosione causato dall'acqua. Esaminando, perciò, i livelli di compattezza, presentati dai due suoli analizzati, è stato possibile trarre alcune conclusioni in relazione all'influenza esercitata dalle radici delle piante in riferimento a questa caratteristica del terreno.

INTRODUZIONE

Le paludi salmastre sono formazioni vegetali periodicamente allagate dalla marea e rappresentano una fragile zona di transizione tra l'ambiente acquatico e quello terrestre. Tra le altre cose, tali ambienti fungono da indicatore dei cambiamenti e degli impatti ambientali, oltre che da zona cuscinetto contro possibili tempeste costiere, fornendo, al tempo stesso, servizi ecosistemici essenziali. Di conseguenza, il destino di questi ecosistemi risulta di vitale importanza e la loro situazione attuale è molto preoccupante, in quanto la loro estensione a livello mondiale è diminuita drasticamente nell'ultimo secolo, soprattutto a causa dei cambiamenti climatici e dell'interferenza umana. Le dinamiche delle paludi salmastre, quindi, sono governate da processi fisici e biologici interagenti tra di loro e la loro evoluzione temporale emerge dall'interazione e dalla regolazione reciproca tra componenti ecologiche, idrologiche e geomorfologiche.

Per affrontare le relative questioni di conservazione di tali ambienti, risulta di fondamentale importanza migliorare la comprensione dei principali processi di formazione del territorio che ne determinano la morfogenesi e l'evoluzione. Questi luoghi, che sono caratterizzati dalla presenza di maree, sono molto interessanti sia da un punto di vista teorico che da un punto di vista pratico, in quanto presentano un'elevata varietà e complessità di morfologie, caratteristica da aggiungere al fatto che questi ecosistemi costituiscono una zona cuscinetto tra terra e mare, oltre a presentare un'elevata produttività primaria. La modellazione degli ambienti lagunari richiede, pertanto, la comprensione della forte interazione tra processi dinamici di natura fisica e biologica. Le piattaforme palustri e le reti di canali che le attraversano, infatti, rappresentano un chiaro esempio dell'interazione tra l'idrodinamica e le dinamiche morfologiche ed ecologiche. Oltre alle complesse strutture ramificate che si generano attraverso questo modello, bisogna ricordare che i modelli di sedimentazione e accrescimento delle paludi salmastre e le relative dinamiche ecologiche influenzano i flussi di marea all'interno della rete di canali, determinandone l'erosione, il riempimento o il mantenimento. Oltre a questo, l'accrescimento delle piane di marea e delle paludi salmastre fornisce una preziosa difesa naturale della costa contro un regime di innalzamento del livello del mare, in quanto permette di dissipare l'energia delle alte maree e delle onde del vento. Di conseguenza, questo lento accrescimento detta il destino a lungo termine delle forme di marea, determinando, in ultima analisi, la capacità o meno degli ecosistemi di autoregolarsi alle mutevoli condizioni ambientali. Anche i fattori biotici giocano un ruolo fondamentale nell'influenzare la dinamica delle paludi salmastre. Infatti, quando la vegetazione invade in modo estensivo la superficie della palude, influenza i profili di velocità di marea e aumenta la deposizione di particelle inorganiche, intrappolando, di

conseguenza, i sedimenti sospesi e aumentando l'accrescimento della superficie palustre attraverso la produzione di materia organica.

Di conseguenza, il presente lavoro di tesi ha come obiettivo principale quello di presentare un'analisi riguardante una barena localizzata all'interno della laguna di Venezia, nel tentativo di eseguire una caratterizzazione del suolo e comprendere l'effetto delle radici delle piante sul rinforzo del terreno stesso. Le radici, infatti, forniscono al suolo sia un rinforzo di tipo meccanico che, al tempo stesso, un rinforzo idraulico. Questa tesi, perciò, ha come fine quello di concentrarsi principalmente sullo studio degli effetti del rinforzo idraulico delle radici sulla parte più superficiale del suolo, analizzandolo mediante alcune tecniche geofisiche di tipo elettrico e sismico. Con la tomografia di resistività elettrica e tramite il metodo di sismica a rifrazione, perciò, è stato possibile ottenere una caratterizzazione del sito e, attraverso il metodo sismico ad onde superficiali è stata studiata la struttura del suolo e, di conseguenza, anche l'influenza delle radici stesse.

CAPITOLO 1 – La laguna di Venezia:

La laguna di Venezia si trova nella pianura Veneto-Friulana, posizionata nella sezione orientale del bacino anteriore delle Alpi meridionali. Il paesaggio, di conseguenza, è dominato da sedimenti alluvionali, la cui presenza è stata determinata dall'evoluzione del contesto tettonico dell'area nel corso degli anni, oltre che dall'intervento dei cambiamenti climatici e dei fenomeni di eustatismo, che hanno modellato la conformazione della laguna e della pianura durante il tardo Pleistocene e l'Olocene.

La Laguna di Venezia, con un bacino di circa 55 Km di lunghezza e 8-13 Km di larghezza, è situata nel Golfo di Venezia del Mare Adriatico settentrionale. Presenta piane di marea e piattaforme subtidali con una profondità media dell'acqua di circa 1,5 m, un regime di marea semidiurno con un'escursione media di circa 1,0 m e un'ampiezza di picco della marea di circa 0,75 m, in riferimento al livello medio del mare. La laguna, perciò, copre un'area di 590 Km², con 390 Km² di laguna aperta, 40 Km² di canali di marea, 70 Km² di paludi salmastre e 90 Km² di allevamenti ittici. La sua formazione risale a circa 7500 anni fa, al di sopra di depositi alluvionali del tardo Pleistocene e rappresenta il più grande corpo idrico salmastro del bacino del Mediterraneo. È collegato al mare attraverso tre insenature, cioè Lido, Malamocco e Chioggia, le quali definiscono la sua morfologia attuale. È isolata dal mare aperto da una breve fascia costiera, caratterizzata da una successione di isole barriera, di cui fa parte anche il Cavallino, la più grande di queste, il quale collega la foce del Piave alla laguna stessa. Lido e Pellestrina sono le altre due isole di barriera che lo precedono. La parte più a sud della laguna, inoltre, si divide dall'ala sinistra per via della presenza del delta fluviale.

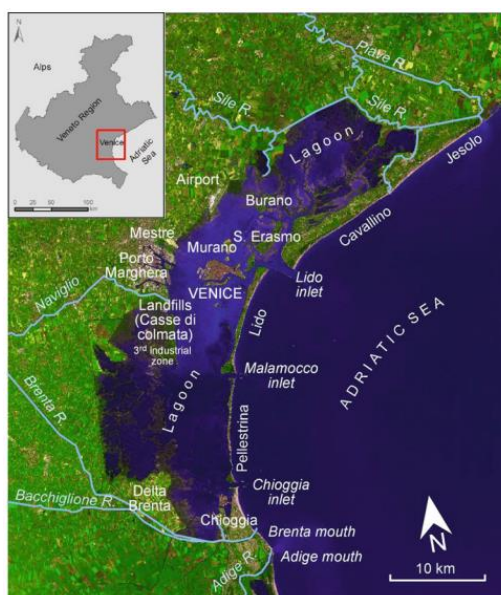


Fig. 1.1: Immagine satellitare della Laguna di Venezia e dei territori limitrofi

1.1 Evoluzione geomorfologica

Per quanto riguarda la sua evoluzione geomorfologica, la laguna si è originata intorno a 6'000–7'000 anni fa, quando il livello del mare si è innalzato a causa dello scioglimento della calotta glaciale durante il termine dell'ultima glaciazione. I grandi fiumi che scorrevano dalle Alpi italiane, infatti, attraversando le pianure dell'Italia settentrionale e riversandosi nel Mare Adriatico, sono stati in grado di formare delle morfologie peculiari, come barene, paludi salmastre, canali, insenature e isole. La laguna di Venezia, quindi, si è formata durante la trasgressione marina del Flandriano, quando il mare ha raggiunto il picco massimo, inondando la paleopancia alluvionale che occupava la piattaforma epicontinentale settentrionale dell'Adriatico. Le isole barriera caratteristiche della laguna veneziana, invece, si sono formate a causa delle inondazioni provocate dall'innalzamento olocenico del livello del mare, le quali hanno portato all'accumulo di un sistema alluvionale tardo-pleistocenico durante l'ultima era glaciale. Di conseguenza, la stratigrafia regionale della costa veneziana è composta da una sequenza sedimentaria costituita da depositi alluvionali, di transizione, tardo pleistocenici e marini olocenici per quanto concerne i primi 20 metri del suolo. In base alle fluttuazioni globali del livello del mare durante il tardo Pleistocene e l'Olocene, è stato possibile identificare tre fasi deposizionali principali: il "Lowstand Systems Tract" (LST), il "Transgressive Systems Tract" (TST) e l'"Highstand Systems Tract" (HST). Come risultato dell'esposizione subaerea, i processi pedogenetici sono evidenti nello strato superiore del deposito del tardo Pleistocene. Il deposito LST, composto da sabbia alluvionale, limo e argilla, si è accumulato durante l'ultimo massimo glaciale, quando il livello del mare era circa 110–120 metri più basso di quello attuale. L'architettura cuneiforme distintiva delle sequenze TST e HST può essere, invece, osservata nei depositi olocenici. Di conseguenza, i sedimenti del TST si sono accumulati a causa dell'innalzamento del livello del mare iniziato circa 9'000 anni fa. I sedimenti fluvio-deltici, associati a processi alluvionali, caratterizzano i depositi di fondo del TST sulla terraferma, mentre sul lato marino sono osservabili *litofacies* litoranee e lagunari. L'HST olocenica, comparsa circa 6'000 anni fa, si distingue per una fase di progradazione geologica verso il mare che si è sviluppata grazie a un'abbondante disponibilità di sedimenti fluviali e ad un ritmo notevolmente più lento di innalzamento del livello del mare. Di conseguenza, si è venuta a formare una serie di creste di spiaggia parallele lungo la costa, poste a retro delle barriere lagunari, in condizioni di litorale dominato dal flusso delle onde. Verso la terraferma, la presenza di *litofacies* alluvionali e di palude d'acqua dolce, posti all'interno dei depositi lagunari, certifica che gli antichi rami dei fiumi Piave e Brenta, i quali sfociavano direttamente in laguna, erano la fonte dei corpi deltaici. Di

conseguenza, i depositi fluvio-deltici, lagunari e litorali, che passano dalla terra al mare, costituiscono le sequenze HST, associate alla pro-gradazione costiera durante l'alto livello del mare.

Due processi idrogeologici hanno avuto inizialmente un impatto sulla laguna. Il primo corrisponde all'afflusso costante di sedimenti in laguna da parte dei fiumi della pianura veneta, cioè Adige, Bacchiglione, Brenta; che ha causato un riempimento di sedimenti superiori, un aumento della subsidenza e un innalzamento eustatico del livello del mare. Il secondo, invece, è rappresentato dal ripascimento costiero proveniente dal fiume Po a sud della laguna, il quale ha determinato il graduale accumulo di sedimenti nelle insenature di marea. Questi due processi, perciò, hanno favorito la comparsa della laguna.

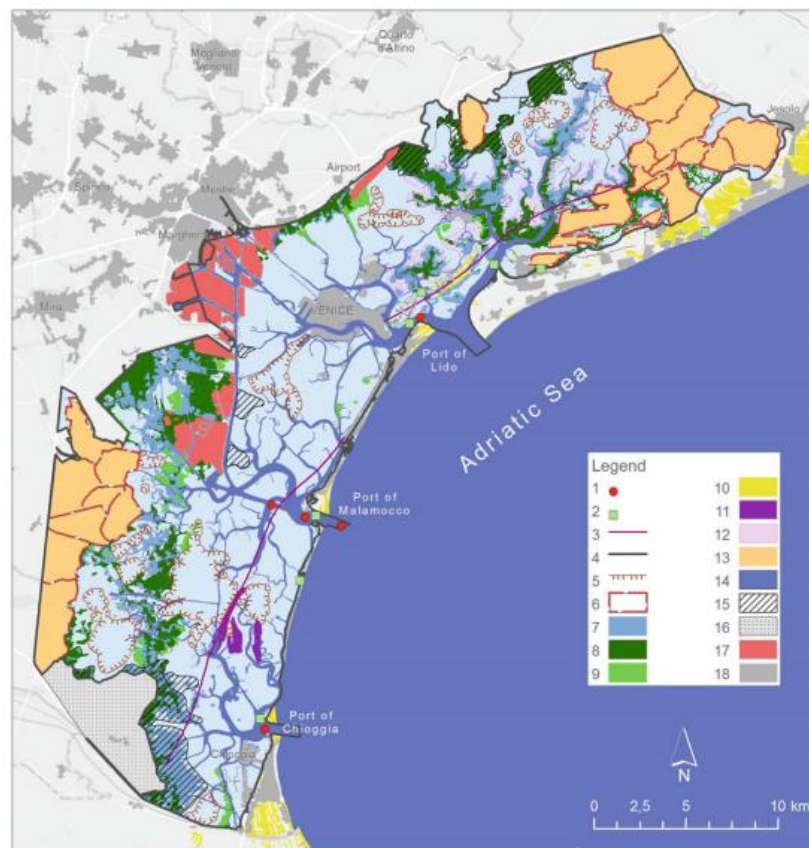


Fig. 1.2: Carta geomorfologica della Laguna di Venezia. Legenda: 1) vasca lagunare; 2) antica bocca di porto; 3) antica linea di costa; 4) antico confine amministrativo lagunare; 5) depressione del fondo lagunare; 6) argini; 7) piana di marea; 8) paludi salmastre; 9) paludi salmastre artificiali; 10) dune sabbiose; 11) relitto di un'antica isola di barriera; 12) delta di marea lagunare; 13) allevamenti ittici; 14) canali lagunari; 15) delta fluviale all'interno della laguna; 16) superficie lagunare bonificata; 17) discarica; 18) area urbanizzata

1.2 Morfologie presenti in laguna

Molte morfologie del territorio della Laguna di Venezia hanno preso dei nomi locali; una di queste sono le barene. Le barene, pertanto, sono caratterizzate da un'altitudine di pochi centimetri sopra il livello del mare e sono ricoperte principalmente da erbe e piccoli arbusti, che ne favoriscono la conservazione. In base alla loro origine, si possono distinguere le barene del canale continentale, che si sono formate dai resti morfologici del paleo-piano alluvionale riemersi successivamente alla trasgressione marina; le barene del canale lagunare, che si sono originate a causa di processi lagunari naturali. Inoltre, le barene del canale lagunare sono rare e solitamente si trovano distribuite nel bacino settentrionale della laguna. Sono una componente degli argini naturali situati ai margini dei canali lagunari.

Le velme, note anche come piane di marea, sono piane intertidali aride e limose, che si estendono fino alle regioni paludose e si trovano appena sotto il livello del mare. In generale, presentano una bassa inclinazione e sono delimitate da una rete di canali lagunari minori che iniziano vicino alla bocca di porto e si diramano in canali più piccoli. Le aree del fondo lagunare al di sotto del livello tipico di bassa marea sono localmente chiamate "paludi". La morfologia della laguna, inoltre, può essere utilizzata anche per identificare altre forme del territorio, come le depressioni, solitamente di lunghezza inferiore a 1–1,5 m, cioè dove si deposita poco sedimento lagunare.

Le reti idrografiche naturali, che attraversano l'intero sistema lagunare, sono costituite da tre componenti che descrivono il flusso delle acque in laguna attraverso le bocche di marea: il canale principale, che trasporta le acque lagunari e fluviali verso il mare; il canale secondario, che nasce da quello principale, disperde l'acqua all'interno del bacino lagunare; il canale terziario, che devia dal canale principale o secondario e serpeggia tra le velme e le paludi. Il flusso e il riflusso della corrente di marea generano l'argine naturale che si forma ai lati del canale lagunare, secondo un processo genetico paragonabile alla costruzione di dorsali fluviali in ambiente continentale. Grandi barene e piane di marea sono create dai sedimenti derivati dalla corrente marina, la quale ha portato anche alla formazione dell'isola di Sant'Erasmo, della costa del Cavallino e dell'isola barriera del Lido. Infine, è da sottolineare che tutte le spiagge hanno subito una forte erosione a partire dall'inizio del XIX secolo, che è stata solo parzialmente prevenuta dall'installazione di dighe, moli, difese costiere e ripascimenti artificiali.

Queste morfologie, perciò, sono popolate da specie vegetali alofite, adatte a vivere in terreni frequentemente allagati e iper-salini (caratterizzati da concentrazioni di sale anche superiori a quelle dell'acqua di mare a causa dell'evapotraspirazione). Le alofite, quindi, controllano ampiamente la nascita e il mantenimento delle paludi salmastre, favorendo

l'accrescimento dei sedimenti e la stabilità del profilo altimetrico nel tempo. Tali piante, infatti, aumentano l'attrito rispetto al flusso dell'acqua, influenzando l'efficienza di intrappolamento dei sedimenti; controllano l'accumulo di materia organica e i modelli di erosione e deposizione; proteggono la superficie dall'erosione delle correnti e delle onde e regolano l'elevazione del suolo entro intervalli preferenziali di adattamento ottimale. Tuttavia, anche se tali effetti della vegetazione sui processi superficiali sono stati ampiamente studiati, l'interazione tra i flussi sotto-superficiali delle paludi e le dinamiche della vegetazione hanno ricevuto meno attenzioni. Inoltre, le alofite sono state in grado di adattarsi e di completare il loro ciclo vitale all'interno di terreni altamente salini, mantenendo il potenziale idrico totale presente nei loro tessuti inferiore a quello dell'acqua interstiziale del suolo: ciò è permesso da continue modifiche a livello osmotico, che garantiscono l'assorbimento e il trasporto dell'acqua alle foglie. In aggiunta a questo c'è da considerare anche il fatto che per vivere in terreni frequentemente inondati e quindi scarsamente aerati, le specie delle zone umide seguono diverse strategie per sopravvivere alla saturazione periodica del suolo, aumentando, quindi, il volume dei pori pieni d'aria nei loro tessuti e, di conseguenza, la capacità di immagazzinare ossigeno. Pertanto, è stato ipotizzato che queste specie, attraverso la diffusione dell'ossigeno e la ventilazione dei sedimenti determinata dall'assorbimento di acqua da parte delle radici, possano migliorare l'aerazione del suolo in prossimità delle loro radici.



Fig. 1.3: Barene, piane di marea e insenature durante la bassa marea

1.3 Interventi antropici

Oltre agli agenti ambientali che hanno modificato la laguna nel corso degli anni, nel XV secolo D.C., iniziarono ad agire gli interventi umani nell'ambiente lagunare. Dopo il XII secolo, infatti, la bocca di porto, che controlla le dimensioni della laguna, la dinamica delle

maree e il carico di sedimenti fluviali, fu messa in pericolo dal graduale abbassamento delle acque causato dalla deriva dei sedimenti, principalmente dei fiumi Piave e Adige, la cui fusione avveniva davanti alla laguna, e dall'intasamento del bacino lagunare dovuto alla sedimentazione interna dei fiumi Sile e Brenta. Per questo motivo, la Repubblica di Venezia, tra il XVI e XVII secolo, ha deciso di reindirizzare i fiumi lontano dalla laguna, determinando i seguenti effetti: un graduale aumento della salinità della laguna a causa della diminuzione del carico di acqua dolce; una diminuzione del carico di nutrienti, in particolare del fosforo; un aumento della subsidenza in quanto la deposizione dei sedimenti non andava più a compensare l'abbassamento del suolo; un'alterazione della morfologia del margine alluvionale e costiero circostante. Per evitare che laguna diventasse una palude, le operazioni idrauliche veneziane hanno interrotto l'evoluzione naturale del luogo. Nel corso del tempo, questo ha portato alla graduale erosione delle principali morfologie della laguna, come la costa e il fondo lagunare. In seguito, per facilitare le attività industriali, agricole e di piscicoltura, tra il 1900 e il 1970, sono stati realizzati massicci progetti di bonifica, in particolare lungo il margine terrestre della laguna. Ciò ha ridotto significativamente l'area aperta alla propagazione delle maree. Al giorno d'oggi, quindi, gli allevamenti ittici occupano circa il 16% della superficie dell'acqua e queste grandi aree lagunari sono circondate da argini, i quali interrompono i processi naturali di flusso dell'acqua e regolano in modo artificiale gli scambi idrici. Inoltre, il tasso di subsidenza locale ha subito un'accelerazione nell'ultimo periodo a causa dell'estrazione di acque sotterranee e gas naturale per l'uso in chiave industriale.

Il lato meridionale della laguna, dove un tempo il fiume Brenta alimentava la laguna prima di essere deviato alla fine del XVIII secolo, è stato principalmente influenzato dalla bonifica idraulica per scopi agricoli. Nel XX secolo, inoltre, è stato costruito l'aeroporto Marco Polo, che ha occupato importanti piane di marea. Tra il 1920 e il 1930 fu costruito il Canale Vittorio Emanuele III per collegare il Canale della Giudecca con il porto industriale di Marghera. Il Canale dei Petroli fu costruito tra il 1965 e il 1969 per consentire alle grandi petroliere di accedere al porto di Marghera dalla bocca di Malamocco. Tale porto industriale ha contribuito ad alcuni dei peggiori degradi come l'accelerazione degli afflussi e dei deflussi, causando un intenso e rapido degrado del fondo lagunare. Nel XVIII si costruirono anche i consistenti muri di pietra (*Murazzi*) per arrestare la grave erosione delle spiagge veneziane causata dal progressivo innalzamento del livello del mare e dalla diminuzione della deriva delle coste. Negli anni '90, la laguna di Venezia è diventata particolarmente vulnerabile alle ondate quando l'isola barriera di Pellestrina ha visto ridursi parte della sua larghezza a poche decine di metri. A questa problematica, nel 1994, è seguito

un massiccio ripascimento artificiale di circa 4,6 milioni di m^3 di sabbia per circa 9 Km di costa, con il risultato di ridare all'area una lunghezza di circa 100 m. Infine, a causa delle numerose maree che avvengono durante l'anno e della bassa pressione atmosferica, la laguna di Venezia è molto soggetta a variazioni significative del livello dell'acqua, rendendo la regione soggetta ad inondazioni. Ciò ha portato allo sviluppo del sistema MOSE (Modulo Sperimentale Elettromeccanico), un progetto che comprende file di paratoie mobili costruite in prossimità delle bocche di porto di Lido, Malamocco e Chioggia in modo tale da isolare temporaneamente la laguna di Venezia dal Mare Adriatico durante le alte maree. Altre misure di intervento possono includere la costruzione di complesse difese costiere, la creazione di banchine e il ripristino di saline e velme gravemente erose nel corso dell'ultimo secolo.

1.4 Evoluzione ecosistemica

Oltre a quanto descritto, la laguna di Venezia è anche il più vasto ambiente di transizione del Mediterraneo, con marcati gradienti morfo-ecologici che presentano un profondo impatto sulle comunità bentoniche e sulle associazioni vegetali che colonizzano i suoi fondali. Tuttavia, questi gradienti morfo-ecologici sono stati pesantemente alterati nel corso degli anni tramite l'intervento delle azioni dell'uomo. Di conseguenza, l'ecosistema ha assistito ad un cambiamento della vegetazione e della flora acquatica, in un gradiente che va dalle bocche di porto di Lido e di Malamocco ad ambienti confinati, come alcune valli da pesca, della laguna Nord. Le valli da pesca, quindi, mostrano una importante differenza tra la laguna Sud e la laguna Nord, dovuta principalmente ai differenti impatti antropici e in particolar modo alla continua movimentazione di sedimenti per scavare canali o per erigere nuovi argini. Il numero di specie totali e di quelle ad alta valenza ecologica nella laguna Sud, perciò, tende a decrescere col gradiente di salinità, lo stato di ossigenazione, la concentrazione di ortofosfati e la percentuale di frazione fine. Le valli da pesca presentano poche specie e quasi tutte di scarsa valenza ecologica. Al contrario, la laguna Nord, nello stato di laguna aperta, presenta condizioni molto alterate. Il numero di taxa, infatti, risulta basso o nullo come la presenza di taxa ad elevato interesse ecologico, un tempo molto abbondanti. In tal caso, la salinità tende ad aumentare per il maggiore confinamento, assieme alla concentrazione d'ossigeno e alla componente fine dei sedimenti superficiali, ma la concentrazione di ortofosfati va a decrescere. Conseguentemente, la vegetazione e la flora presenti nelle bocche di porto della laguna veneta ed alcune valli da pesca poste lungo la gronda lagunare mostrano significative variazioni, spesso profondamente influenzate da attività antropiche come la pesca delle vongole o la ricostruzione di barene con immissioni di sedimenti sabbiosi. Di conseguenza, nella laguna

meridionale il numero di taxa di macrofite diminuisce col grado di confinamento, mentre nella laguna settentrionale, la quale presenta condizioni ambientali più impattate da diverse attività antropiche, è presente un andamento opposto. Inoltre, nelle aree più confinate della laguna aperta sono scomparse le praterie di *fanerogame*, un tempo molto diffuse, e la vegetazione è rappresentata prevalentemente da *Ulvaceae*, *Gracilariaceae* e *Solieriaceae* in laguna meridionale e da *Vaucheria submarina* in laguna settentrionale. Le valli da pesca, considerate “ambienti altamente modificati”, presentano, per quanto riguarda le macrofite, alcune situazioni di ambiente incontaminato.

CAPITOLO 2 – Interazioni tra vegetale e suolo

Con il progresso della produzione e dell'edilizia, i processi di erosione e di frane superficiali sono inclini a verificarsi nell'ambiente naturale. Secondo le statistiche, infatti, circa 1/5 della superficie mondiale è interessata da frane poco profonde che si manifestano durante le precipitazioni e causano ogni anno circa 4500 morti e 3,2 miliardi di dollari di danni materiali. L'erosione del suolo, perciò, è una forma di instabilità idrogeologica in cui il suolo viene strappato, trasportato e depositato da forze esterne, come quelle idrauliche e del vento, sulla superficie. Di conseguenza, per ridurre questo fenomeno è necessario adottare misure di gestione adeguate. A questo proposito, nella protezione eco-ingegneristica di pendii e rive, le piante sono barriere efficaci per inibire e controllare l'erosione del suolo. Il ruolo delle piante si divide principalmente in rinforzo meccanico e regolazione idrologica. Il rinforzo meccanico delle piante si basa sull'effetto di rinforzo meccanico delle radici, che può migliorare efficacemente la resistenza al taglio del terreno. L'apparato radicale della pianta, quindi, si espande nel terreno e vi aderisce. Quando il terreno è sottoposto ad una forza esterna, parte della forza esterna è sostenuta dall'apparato radicale, migliorando, in questo modo, la resistenza della matrice del terreno. Le proprietà meccaniche del suolo corrispondono ad una forte capacità di compressione ed una debole capacità di trazione, mentre le proprietà meccaniche delle radici delle piante sono opposte, con una forte capacità di trazione e quasi nessuna capacità di compressione.

2.1 Rinforzo meccanico delle radici

La ricerca attuale sull'effetto del rinforzo meccanico delle radici può essere divisa nella teoria del rinforzo meccanico e nella teoria dell'ancoraggio. La teoria del rinforzo meccanico, quindi, si applica principalmente al rinforzo delle radici laterali delle piante. L'apparato radicale delle piante è caratterizzato da molte radici, principalmente fini, che formano un composto radice-suolo con il terreno circostante. Pertanto, l'effetto dell'apparato radicale delle piante è simile a quello delle fibre e, di conseguenza, i risultati della ricerca sul rinforzo meccanico delle fibre possono essere utilizzati per studiare l'effetto del rinforzo meccanico delle radici delle erbe. La teoria dell'ancoraggio, invece, si applica principalmente alle radici a fittone delle piante legnose e il suo effetto di rinforzo meccanico è simile a quello dei bulloni e dei chiodi nel terreno utilizzati nell'ingegneria geotecnica. Il fittone, perciò, ancora la superficie del suolo al terreno più profondo e stabile, evitando così che il terreno superiore cada e scivoli. Quando si utilizza la teoria del rinforzo meccanico per determinare l'effetto di rinforzo meccanico della radice, esso può essere considerato come la coesione aggiuntiva della radice sul terreno.

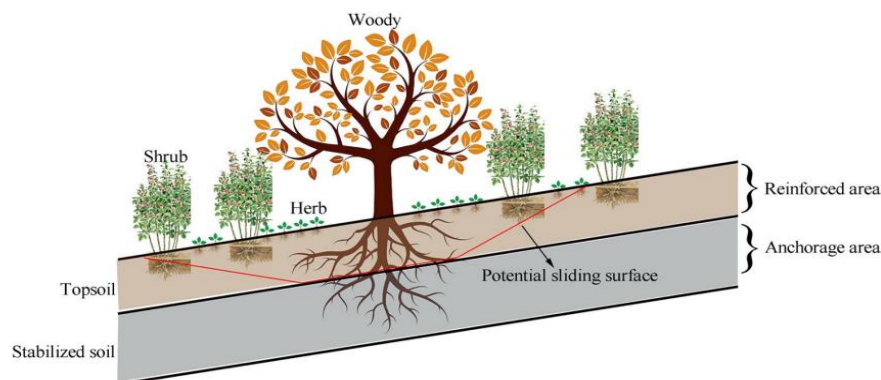


Fig. 2.1: Schema dell'effetto di rinforzo meccanico delle piante

2.2 Quantificazione dell'effetto di rinforzo meccanico delle radici

Per verificare e quantificare l'effetto del rinforzo meccanico delle radici, abitualmente, si adottano tre metodi di ricerca. La prova di taglio *in situ* è attualmente applicata principalmente alle piante aromatiche, probabilmente perché la profondità della superficie di taglio durante la prova di taglio *in situ* è solitamente ridotto a causa della limitazione delle dimensioni del box di taglio. Inoltre, la profondità di crescita delle radici delle erbe è bassa e, di conseguenza, la prova di taglio *in situ* può caratterizzare meglio l'effetto di rinforzo meccanico delle erbe. Per le piante legnose e gli arbusti più grandi, la profondità di crescita delle radici è maggiore e, perciò, risulta problematico realizzare campioni che soddisfino i requisiti della prova di taglio *in situ*. Il modello di calcolo teorico è ancora ampiamente utilizzato in quanto ha permesso di quantificare la coesione aggiuntiva delle radici senza la necessità di condurre diversi test noiosi, ed è possibile applicarlo a qualsiasi specie. Pertanto, per caratterizzare meglio l'effetto del rinforzo meccanico delle radici e mantenere la stabilità del terreno, è necessario migliorare l'accuratezza del calcolo del modello teorico e, nel processo di calcolo, considerare l'influenza dei cambiamenti dell'ambiente esterno sull'effetto del calcolo. Le simulazioni numeriche sono ancora relativamente poche e presentano qualche complessità, in quanto è necessario ricavare buoni parametri fisico meccanici tra le radici e il suolo per condurre uno studio soddisfacente. Allo stesso tempo, è ancora molto difficoltoso modellare ragionevolmente la struttura dell'apparato radicale e applicarlo nelle simulazioni numeriche.

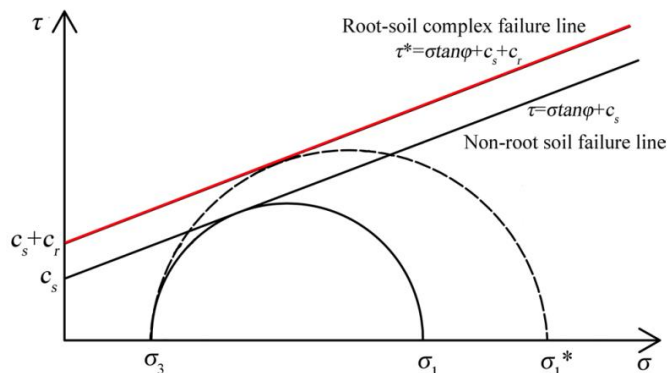


Fig. 2.2: Teoria del rinforzo delle radici delle piante

2.3 Fattori che influenzano l'effetto di rinforzo meccanico delle radici

Combinando i tre metodi per lo studio della coesione aggiuntiva delle radici, si può osservare come questa caratteristica dipenda dalle proprietà meccaniche delle radici presenti nel suolo e dalla morfologia delle stesse. La misurazione delle proprietà meccaniche delle radici delle piante si può concentrare, quindi, sulla misurazione della resistenza alla trazione dell'apparato radicale, che è uno dei parametri necessari nei calcoli del modello. Si è visto, perciò, che è presente una legge di funzione relativa al diametro, e i risultati possono essere caratterizzati dall'equazione:

$$T = ad^b \quad (1)$$

dove T è la resistenza alla trazione appartenuta dalla radice e a e b sono i coefficienti di adattamento. Utilizzando questa formula, è possibile comprendere come sia presente una debole correlazione tra la resistenza alla trazione e il diametro, che porta anche ad un grande errore nel quantificare la coesione aggiuntiva delle radici usando il modello di calcolo teorico.

I parametri geometrici delle radici, ampiamente utilizzati per caratterizzare l'effetto del rinforzo meccanico delle radici, riguardano la densità delle radici, la densità della lunghezza delle radici, il rapporto di area delle radici e la profondità di crescita delle radici. La densità radicale, quindi, è il peso secco (Kg/m^3) delle radici in un singolo volume di terreno. Il suo metodo di misurazione è semplice, ma non può caratterizzare il diametro e il numero delle radici. Per esempio, le piante a radice fittonante possono avere una minore coesione radicale aggiuntiva a causa della presenza di questa tipologia di radice, mentre le piante a radice fibrosa hanno una maggiore coesione radicale aggiuntiva grazie all'esistenza di molte radici fini. Per quanto riguarda la densità di lunghezza delle radici, è stato dimostrato che essa è direttamente correlata alla stabilità del suolo superficiale ed è un buon parametro per caratterizzare le caratteristiche di rinforzo idraulico delle radici.

Pertanto, la densità della lunghezza delle radici risulta un buon parametro per collegare il rinforzo meccanico e il rinforzo idraulico delle radici. Applicando delle sezioni nell'indagine morfologica delle radici, è possibile utilizzare il rapporto dell'area radicale per unità di superficie di suolo, in modo tale da caratterizzare l'efficacia del rinforzo meccanico delle radici. Gli studi attuali, perciò, dimostrano che esiste una buona correlazione tra il rapporto dell'area radicale e della resistenza al taglio e la stabilità del suolo, anche se il rapporto di area radicale non può riflettere il diametro delle radici, sottostimando, talvolta, l'effetto di rinforzo meccanico delle erbe con molte radici fibrose. In aggiunta a questo, la profondità di crescita delle radici è un parametro importante per descrivere l'effetto di rinforzo meccanico delle radici e la profondità massima di crescita delle radici varia a seconda delle specie. Inoltre, più basso è il contenuto d'acqua del suolo, più profonda sarà la crescita delle radici delle piante per ottenere acqua a sufficienza, anche se l'aumento della durezza del suolo può causare un rallentamento della loro crescita. In ogni caso, sebbene le caratteristiche di distribuzione degli apparati radicali di diverse piante siano diverse, il 70% delle radici si trova spesso localizzato tra gli 0 cm e i 20 cm nel profilo del suolo.

Nello studio dell'effetto di rinforzo meccanico delle radici delle piante, il vegetale e il suolo sono i materiali costitutivi di base per lo studio di questo effetto. I due componenti, infatti, formano un composito radice-suolo e le proprietà dei due materiali riflettono la stabilità dell'ingegneria ecologica. Durante la crescita, le piante sono più sensibili alle perturbazioni dell'ambiente esterno, le quali causano mutamenti nel contenuto di materiale interno delle radici, strettamente correlato alla resistenza alla trazione delle radici. Quando l'ambiente esterno non è adatto alla crescita e allo sviluppo naturale della pianta, il contenuto di cellulosa delle radici diminuisce e, di conseguenza, anche l'effetto di rinforzo meccanico delle radici. Allo stesso modo, pure le proprietà del suolo sono un fattore chiave per l'effetto di rinforzo meccanico delle radici. Per esempio, la forza di legame tra i diversi terreni e le radici è diversa e quando le radici delle piante crescono in terreni moderatamente legati, risultano in pieno contatto con il terreno, rendendo così più elevato l'effetto di rinforzo meccanico. In altri suoli, come quelli ghiaiosi con grandi pori, le radici non sono in pieno contatto con il terreno, rendendo l'effetto di rinforzo meccanico inferiore. Allo stesso tempo, la natura del terreno può modificare la struttura di crescita dell'apparato radicale, che influisce indirettamente sull'effetto di rinforzo meccanico delle radici. Quando il terreno è denso, il suolo è più forte e la punta della radice deve penetrare nel terreno durante la crescita e lo sviluppo, il che rende la punta della radice soggetta ad una maggiore resistenza. Ciò comporta una riduzione della profondità di crescita e dell'estensione delle

radici, riducendo, in questo modo, l'entità del rinforzo meccanico delle radici. L'effetto di rinforzo delle piante sul suolo superficiale sembra venir meno o addirittura svolgere un ruolo negativo in condizioni di pioggia, in quanto il decadimento delle radici forma molti pori all'interno del suolo, aumentando il tasso di infiltrazione e la conducibilità idraulica del suolo e anche l'effetto di rinforzo delle radici. Di conseguenza, è necessario confrontare l'effetto positivo delle radici sul rinforzo del suolo in condizioni di pioggia con l'effetto negativo dell'infiltrazione dell'acqua piovana sulla resistenza del suolo, in modo tale da determinare quale effetto gioca un ruolo dominante.

2.4 Rinforzi idraulici

Le ricerche riguardanti il rinforzo meccanico hanno dimostrato che le piante possono anche apportare un effetto di rinforzo idraulico al suolo. Si è visto, infatti, che la variazione della pressione matriciale del terreno, causata dalla traspirazione esercitata dalle piante, influisce sulla resistenza al taglio del terreno e, di conseguenza, sui possibili processi di erosione. Il raggio d'azione di questo fenomeno, diversamente rispetto al rinforzo meccanico, risulta maggiore dell'area di crescita delle radici delle piante stesse ed è strettamente correlato al cambiamento ai cambiamenti atmosferici. Ad esempio, durante le precipitazioni, l'effetto del rinforzo idraulico non è evidente e può essere ignorato. In aggiunta a questo, si è osservato che piante diverse causano effetti diversi di rinforzo idraulico, dipendentemente dalla morfologia di crescita delle radici delle piante. In base alla morfologia delle radici, le architetture radicali si possono suddividere in quattro tipologie: radice uniforme, triangolare, esponenziale e parabolica. Tra queste quattro forme, quella esponenziale produce l'aspirazione maggiore, seguita da quella triangolare, uniforme e, per ultima, quella parabolica. Pertanto, è molto importante selezionare le specie adatte in base alle condizioni climatiche e geologiche effettive. Conseguentemente, alle tre fasi che caratterizzano il suolo, nel caso del composito radice-suolo è necessario aggiungere una quarta fase, contraddistinto dal materiale della radice.

CAPITOLO 3 – Metodi utilizzati

3.1 Tomografia di resistività elettrica (ERT)

I metodi elettrici nelle analisi geofisiche indagano la resistività o la conducibilità all'interno di strutture solide o fluide. La resistività, perciò, indica la capacità di un corpo di impedire alla corrente di attraversarlo, mentre la conducibilità corrisponde alla grandezza inversa a quest'ultima. Tali grandezze, quindi, possono essere determinate, a seconda della disposizione degli elettrodi, in sezioni 2D o 3D e senza imporre limitazioni sull'eterogeneità della struttura.

La corrente, solitamente, viene immessa in modo controllato attraverso due elettrodi, chiamati elettrodi di corrente. In seguito al flusso di corrente introdotto nel sottosuolo si genera un campo di potenziale elettrico, il quale può essere misurato come differenza tra elettrodi di potenziale. Questa misura, quindi, risulta informativa delle proprietà elettriche del sottosuolo in quanto influenzano il flusso di corrente e il campo elettrico che ne deriva. Di conseguenza, i metodi elettrici aiutano a risolvere problemi riguardanti la struttura del suolo, la dinamica dei fluidi in profondità e la presenza di inquinanti.

3.1.1 Principi fisici

Il flusso della corrente continua è descritto nella forma di un'equazione differenziale alle derivate parziali spaziali (x , y , z) e temporali (t). Tale equazione è conseguente alla combinazione di due principi base: la *legge di Ohm* e la *conservazione della carica elettrica*.

La legge di Ohm stabilisce che la resistenza R [Ω] è direttamente proporzionale alla differenza di potenziale misurata ΔV [V] e inversamente proporzionale all'intensità di corrente immessa I [I]:

$$\Delta V = I \cdot R \quad (2) \text{ Prima legge di Ohm}$$

Come mostra, invece, la *seconda legge di Ohm*, la resistenza non dipende soltanto dalle caratteristiche elettriche, ma anche da quelle geometriche del volume interessato dal flusso di corrente. Infatti, per un flusso di corrente attraverso un conduttore cilindrico, la seconda legge di Ohm risulta essere:

$$R = \frac{\rho L}{S} \quad (3) \text{ Seconda legge di Ohm}$$

Dove ρ rappresenta la resistività [Ωm], L la lunghezza [m] e S l'area di base [m^2]. La resistività ρ è anche definita come l'inverso della conduttività elettrica del materiale σ [S/m]. Combinando queste due equazioni in forma infinitesimale si ottiene:

$$\Delta I = \frac{\Delta S - \Delta V}{\Delta L \cdot \rho} \rightarrow \frac{\Delta I}{\Delta S} = -\frac{\Delta V}{\Delta L \cdot \rho} \rightarrow \vec{j} = \frac{\vec{E}}{\rho} \quad (4)$$

Dove \vec{E} è il vettore intensità di campo elettrico [V/m] e \vec{j} il vettore intensità di corrente [A/m^2]. Questa equazione, inoltre, può essere riscritta utilizzando la conduttività elettrica:

$$\vec{j} \equiv \sigma \vec{E} \quad (5)$$

Tenendo presente che i campi elettrostatici sono conservativi, il campo elettrico può essere espresso come gradiente del campo scalare di potenziale V :

$$\vec{E} = -\nabla V \quad (6)$$

Sostituendo nell'eq. 5 si ottiene:

$$\vec{j} \equiv -\sigma \nabla V \quad (7)$$

La quale rappresenta la legge di Ohm (eq. 1) in forma differenziale.

Il secondo principio su cui si basano i metodi in corrente continua corrisponde al principio di *conservazione della carica elettrica*, manifestazione della stazionarietà del flusso di cariche elettriche. Solitamente, tale principio è indicato in forma differenziale tramite l'utilizzo del divergente:

$$\text{div} \vec{j} = \nabla \cdot \vec{j} = 0 \quad (8)$$

Sostituendo, quindi, l'eq. 7 nell'eq. 8 si ottiene l'equazione che rappresenta la distribuzione del potenziale in condizioni stazionarie e di conduttività elettrica potenzialmente eterogenea ed anisotropa:

$$\nabla \cdot (-\sigma \nabla V) = 0 \quad (9)$$

Riscrivibile in forma estesa come:

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

Risulta, così, più chiara la possibile eterogeneità ed anisotropia di σ .

Nel caso, però, in cui il sistema sia omogeneo, le derivate spaziali di σ si annullano e la si può riscrivere in questo modo:

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

Aggiungendo l'assunzione di isotropia si ha che $\sigma = \sigma_x = \sigma_y = \sigma_z$, si può quindi raccogliere:

$$\sigma \left(\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} \right) = 0 \quad (10)$$

Escludendo $\sigma = 0$, non significativa in questo caso, l'eq. 10 è equivalente all'*equazione di Laplace*:

$$\nabla^2 V = 0 \quad (11)$$

Questa equazione, infatti, rappresenta in generale una diffusione secondo gradiente di potenziale in un mezzo omogeneo ed isotropo. Volendosi avvicinare ulteriormente al caso di interesse, può essere opportuno riscrivere l'equazione di Laplace in coordinate sferiche:

$$\frac{\partial^2 V}{\partial r^2} + \frac{2}{r} \frac{\partial V}{\partial r} = 0 \quad (12)$$

Nella tomografia elettrica, esattamente come nei sondaggi elettrici verticali, si adottano due elettrodi di corrente per generare e controllare la differenza di potenziale e il flusso di corrente. Un elettrodo, quindi, sarà adibito all'iniezione di corrente $+I$, fungendo da sorgente, mentre l'altro attirerà le linee di corrente ($-I$) per la differenza di potenziale ΔV imposta rispetto al primo. Per la linearità della legge di Ohm, gli effetti dei due elettrodi si sommano in modo lineare.

Il campo di potenziale, prodotto dai due elettrodi di corrente, è misurato come differenza tramite coppie di elettrodi di potenziale. Di conseguenza, la differenza di potenziale che si misura è facilmente riconducibile alla sovrapposizione degli effetti:

$$V_{p1} = \frac{I\rho}{2\pi r_1} - \frac{I\rho}{2\pi r_2} \quad V_{p2} = \frac{I\rho}{2\pi r_3} - \frac{I\rho}{2\pi r_4} \quad (13)$$

Da cui è possibile ricavare la differenza di potenziale ΔV misurata:

$$\Delta V = \frac{I\rho}{2\pi} \left[\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_3} \right) - \left(\frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_4} \right) \right] \quad (14)$$

L'utilizzo di quattro elettrodi, con differenziazione tra quelli di corrente, cioè di sorgente, e quelli di potenziale, cioè di misurazione, è determinato dal fatto che il suolo è un conduttore ionico, mentre gli elettrodi sono conduttori elettronici. Per la differenza di proprietà elettriche tra i due mezzi si genera, quindi, al loro contatto, una resistenza elettrica detta resistenza di contatto. Tale resistenza, pertanto, ostacola il passaggio della corrente tra i due mezzi, sommandosi in serie a quella offerta dal suolo. Conseguentemente, il valore assunto dalla resistenza di contatto dipende dall'intensità di corrente che vi transita, la quale può raggiungere valori di $10^4 \Omega$, non trascurabili. Se si utilizzassero i due elettrodi di corrente anche per la misura del potenziale, si otterrebbe un valore complessivo di resistenza, senza possibilità di distinguere il contributo dato dalla resistenza del terreno.

Di conseguenza, lo schema base per le acquisizioni è rappresentato da quello a quattro elettrodi. Le resistenze di contatto presenti agli elettrodi C_1 e C_2 possono essere ignorate poiché essi vengono adottati soltanto per la misura dell'intensità di corrente inserita I . Al contrario, la differenza di potenziale ΔV è acquisita attraverso gli elettrodi di potenziale P_1 e P_2 ed il voltmetro al quale sono collegati. L'alta indipendenza interna del voltmetro assicura che non vi sia passaggio di corrente tra gli elettrodi di potenziale e che, in seguito a ciò, le loro resistenze di contatto siano trascurabili.

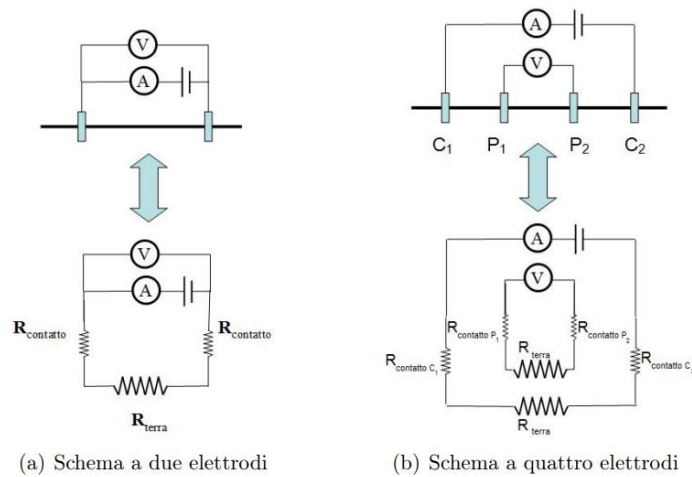


Fig. 3.1: *Passaggio da uno schema a due elettrodi ad uno con quattro, con distinzione tra elettrodi di corrente (C) ed elettrodi di potenziale (P)*

Per concludere la sezione sui principi fisici è opportuno approfondire brevemente il caso in cui non valga l'assunzione di omogeneità fatta finora. In un sistema eterogeneo, perciò, le linee di corrente si dispongono seguendo percorsi di minima resistenza, seguendo il principio ottico di tempo minimo. Nel caso di una discontinuità orizzontale che separa due mezzi con resistività diverse $\rho_1 < \rho_2$, la corrente J_1 è incidente sulla discontinuità con un angolo θ_1 rispetto alla verticale, con J_{x1} e J_{z1} che rappresentano, rispettivamente, la componente orizzontale e verticale. La corrente viene perciò rifratta dalla discontinuità, l'angolo di rifrazione θ_2 separa J_2 dalla verticale e J_{x2} e J_{z2} sono la componente orizzontale e verticale di J_2 . Per l'equilibrio sulla discontinuità si possono definire due condizioni: in corrente continua non sono in generale previsti campi magnetici variabili nel tempo e, di conseguenza, il rotore del campo elettrico deve essere nullo:

$$E_{x1} = E_{x2} \rightarrow V_{x1} = V_{x2} \rightarrow J_{x1}\rho_1 = J_{x2}\rho_2 \quad (15)$$

Inoltre, non possono essere accumulate cariche sulla superficie. Le due componenti normali J_{z1} e J_{z2} devono quindi essere uguali.

$$J_{z1} = J_{z2} \quad (16)$$

È possibile inserire quest'ultima condizione nella precedente equazione, ottenendo così:

$$\frac{J_{x1}}{J_{z1}} \rho_1 = \frac{J_{x2}}{J_{z2}} \rho_2 \rightarrow \frac{\sin J_1}{\cos J_1} \rho_1 = \frac{\sin J_2}{\cos J_2} \rho_2 \rightarrow \frac{\tan \theta_1}{\tan \theta_2} = \frac{\rho_1}{\rho_2} \quad (17)$$

In questo modo è possibile legare il rapporto tra tangenti degli angoli incidenti con il rapporto delle resistività. Le linee di corrente, perciò, tenderanno a permanere dove la resistività risulta minore, come viene mostrato dal maggiore angolo d'incidenza θ rispetto alla verticale. Questa uguaglianza acquisisce il nome di *legge delle tangenti*. Nonostante questa legge descriva il comportamento del flusso di corrente in presenza di variazioni di resistività, essa evidenzia anche la complessità che comporta tale approccio risolutivo, il quale non risulta applicabile in un sistema in cui non vengono posti forti limiti sull'eterogeneità. Per questi motivi tali soluzioni, semi-analitiche in forma di abachi, si applicano bene ai sondaggi elettrici verticali, ma non al metodo ERT, nel quale si vuole ricostruire l'eterogeneità senza assumere domini-strati a resistività omogenea.

3.1.2 Operazioni di campo

Per ottenere il numero di dati di cui il metodo ERT necessita, si utilizzano stendimenti di elettrodi con più di un singolo quadripolo (sistema basato su quattro elettrodi). Solitamente, si ricorre ad uno dispiegamento di 24 elettrodi, i quali vengono usualmente posti con spaziature regolari lungo una linea dritta, in modo da fornire una distribuzione di informazioni più omogenea e semplificare la successiva parte di elaborazione dati. Oltre agli elettrodi, la strumentazione si compone di:

- una batteria o un generatore di corrente utilizzati per l'iniezione di corrente continua I
- un amperometro per la misura dell'intensità di corrente iniettata I
- un voltmetro per la misura della differenza di potenziale ΔV
- uno o più cavi multiconduttore per collegare gli elettrodi alle precedenti componenti

Amperometro e voltmetro sono quindi incorporati nel resistivimetro, all'interno del quale vengono anche memorizzate le sequenze di misure da compiere e i valori raccolti. Tramite un multiplexer, il resistivimetro gestisce poi in automatico le singole misure previste dalla

sequenza impostata, determinando per ogni specifica misura quali sono gli elettrodi sorgente di corrente e quali devono essere utilizzati per misurare la differenza di potenziale. Inoltre, le sequenze di misura variano in base al tipo di schema di acquisizione scelto.

Lo schema di acquisizione per la sequenza delle misure da effettuare viene definito array. Per rispondere alle diverse necessità sono stati sviluppati differenti tipologie di array. Le caratteristiche principali di un array sono l'intensità del segnale, fondamentale per il rapporto segnale/rumore, e la risoluzione, distinta anche tra orizzontale e verticale. Entrambe le caratteristiche sono correlate alla distanza che l'array prevede tra gli elettrodi di potenziale: una maggiore distanza comporta, in generale, una maggior intensità di segnale, ma, al tempo stesso, una minor risoluzione. Per questo motivo un array di tipo "dipolo-dipolo" consente una maggior risoluzione, specialmente orizzontale, ma con un rapporto segnale/rumore minore rispetto ad una configurazione di tipo "*Wenner-Schlumberger*".

Nel posizionare lo stendimento, è importante compiere delle considerazioni anche riguardanti la spaziatura mantenuta tra gli elettrodi, in quanto essa definisce la scala su cui agiscono poi le proprietà specifiche dei diversi array. Di conseguenza, un dispiegamento più lungo porterà ad investigare un volume maggiore di terreno, lateralmente, ma anche verticalmente. La profondità oltre la quale il metodo è considerato non più informativo in modo sufficientemente attendibile è posta generalmente tra 1/4 e 1/5 della lunghezza dello stendimento. Chiaramente, tale valore non è univoco perché dipende anche dalle caratteristiche del sistema indagato, in particolare dalla variazione della resistività in funzione della profondità. Per aumentare la profondità di investigazione risulta, quindi, importante disporre di cavi multiconduttore sufficientemente lunghi e di una sorgente in grado di fornire un'intensità di corrente adeguata alle dimensioni del volume di terreno che si vuole analizzare.

Conseguentemente, il numero di elettrodi è spesso vincolante alla ricerca del miglior compromesso tra lunghezza dello stendimento – profondità raggiunta e risoluzione. In alternativa, è possibile eseguire acquisizioni con spaziature differenti sullo stesso tratto di suolo. In questo modo, lo stendimento più lungo indagherà maggiormente in profondità, mentre quelli con spaziatura minore forniranno una risoluzione maggiore per la parte superficiale.

L'acquisizione è gestita in modo automatico dal resistivimetro che, per ogni misura prevista, invia la corrente agli elettrodi specifici. La corrente iniettata I dai due elettrodi di corrente avrà un andamento corrispondente ad una funzione d'onda quadra. Il verso della corrente viene invertito ripetutamente lasciando ad ogni inversione dei periodi in cui si

sospende l'iniezione. In tali periodi il sistema ha così il tempo di dissipare la polarizzazione indotta dal flusso di corrente, che modificherebbe, altrimenti, i valori di potenziale misurati. Inoltre, all'interno di questi momenti, una volta terminato il periodo di rilassamento del sistema, è possibile misurare il potenziale intrinsecamente presente nel sistema, non dovuto alla corrente I . Questo potenziale, definito potenziale spontaneo, può essere generato da:

- potenziali spontanei in s.s., dovuti principalmente al flusso d'acqua in un mezzo poroso (o fratturato) o alla presenza di corpi mineralizzati
- correnti telluriche presenti nel terreno, generate per effetti di induzione elettromagnetiche dalla ionosfera
- polarizzazione degli elettrodi, che si vuole limitare con le inversioni di verso della corrente iniettata

Il potenziale spontaneo presente nel sistema si somma a quello prodotto dalla corrente iniettata ed è, perciò, opportuno misurarlo per poi poter correggere i valori misurati di ΔV . Si può quindi evidenziare come la corrente non sia propriamente continua, anche se i tempi in cui viene mantenuta costante (un secondo o decimi di secondo) sono sufficientemente maggiori rispetto a quelli di risposta del sistema per poter considerare raggiunte le condizioni di corrente continua, in cui si assume lavori il metodo ERT.

3.1.3 Processing, inversione ed interpretazione

Come visto, un'acquisizione fornisce un valore di differenza di potenziale ΔV generata dall'intensità di corrente immessa I conosciuta. Di conseguenza, tramite la legge di Ohm è possibile calcolare la resistenza R che il volume di suolo interessato oppone al flusso di corrente. Sostituendo nell'eq. 13 si ottiene:

$$R = \frac{\rho}{2\pi} \left[\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_3} \right) - \left(\frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_4} \right) \right]$$

Volendo, però, distinguere il contributo dato dalla sola resistività ρ risulta opportuno riassumere la componente geometrica nel *fattore geometrico* K :

$$K = 2\pi \left[\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_3} \right) - \left(\frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_4} \right) \right]^{-1} \quad (18)$$

È così possibile riscrivere:

$$\rho = KR \quad (19)$$

Il valore ρ è però rappresentativo di tutto il volume interessato dalla corrente per la sua interezza, mantenendo l'assunzione di omogeneità fatta inizialmente. Dato che tale condizione non è generalmente presente in natura, il valore di resistività viene definito

come apparente, per esprimere meglio il fatto che esso è conforme ad un mezzo omogeneo che riproduce le coppie di valori I e ΔV fornite dal mezzo eterogeneo reale. È quindi appropriato riscrivere l'eq. 18 utilizzando la resistività apparente ρ_a :

$$\rho_a = KR \quad (20)$$

Per ogni misurazione, quindi, si otterrà un valore di resistività apparente. Conseguentemente, un'acquisizione ERT fornisce dataset con centinaia o migliaia di valori di ρ_a , i quali sono visualizzabili tramite una pseudosezione. Nella pseudosezione, un valore di ρ_a è plottato al centro del relativo quadripolo ed a una profondità che aumenta in relazione dell'estensione dello stesso. Le misure che coinvolgono elettrodi adiacenti sono le più superficiali. Immediatamente al di sotto vengono plottati i valori ottenuti da quadripoli in cui si è saltato un elettrodo. La medesima procedura, quindi, viene eseguita per tutti i successivi "survey level". La rappresentazione grafica dei valori di ρ_a consente di individuare e rimuovere rapidamente eventuali "outliers", causati ad esempio da errori di misura. Inoltre, la pseudosezione, sebbene non corrisponda alla reale distribuzione di resistività nel suolo, consente di comprendere quale sia l'andamento qualitativo principale delineato dal dataset acquisito.

La stima dell'errore presente nelle misure di ΔV rappresenta una parte importante del processing. Ha, infatti, il compito di individuare i dati che saranno adoperati nel processo d'inversione. La stima dell'errore si basa sul confronto tra i valori reciproci, cioè tra quelli relativi ad uno stesso quadripolo in cui si sono, però, invertiti gli elettrodi di corrente con quelli di potenziale. Per il principio di reciprocità, le misure reciproche dovrebbero fornire valori di R congruenti, anche se nella pratica questo non avviene. Di conseguenza, la verifica del modo per cui tali misure differiscono permette di stimare l'errore loro associato. Risulta, perciò, utile eseguire le misure reciproche per l'intero dataset, in modo da poter calcolare il valore medio e lo scarto per ogni coppia di reciproci. L'errore stimato è generalmente utilizzato per selezionare i dati da eliminare dal dataset, ponendo un limite massimo allo scarto.

Eseguita la stima dell'errore, il dataset ottenuto viene utilizzato per l'inversione che permette di determinare una distribuzione di resistività in grado di riprodurre i valori di resistenza misurati. Il sistema è riprodotto da un modello discretizzato, nel quale non si limita l'eterogeneità dei valori di resistività assunti. Tali valori, perciò, rappresentano le incognite, la fisica del fenomeno fornisce la struttura delle equazioni e il dataset contiene i valori noti utilizzati per risolverle. Per la risoluzione del sistema matematico che si ottiene diventano particolarmente rilevanti la numerosità e la distribuzione spaziale delle misure

contenute nel dataset. Il sistema, infatti, potrebbe non definire in modo univoco tutti i valori di resistività degli elementi e, inoltre, esso mantiene nell'inversione l'errore ad esso associato, aumentando ulteriormente l'incertezza assunta dalla soluzione. Per questo motivo si adotta un'inversione alla Occam, nella quale viene ricercata la soluzione più omogenea compatibile con i dati e l'errore ad essi associato. La funzione che tale inversione intende minimizzare è costituita da due parti: una relativa al matching tra dati misurati e quelli prodotti dal modello, l'altra relativa all'omogeneità che viene forzata mediante le derivate spaziali della resistività.

Il modello di resistività presentato dall'inversione riproduce dimensioni eccessive rispetto a quelle in cui si può ritenere informativa l'acquisizione effettuata. Risulta, quindi, opportuno procedere all'interpretazione soltanto laddove si ritenga robusta l'informazione ricavata. Infine, è importante ricordare che la resistività è fortemente condizionata dalla presenza d'acqua. In un mezzo poroso saturo il contributo della parte solida risulta infatti spesso trascurabile e non riconoscibile. Ciò vale soprattutto nel caso in cui l'acqua presente risulti particolarmente conduttiva. Quando, invece, non vi è presenza d'acqua le differenze di resistività si possono riferire in modo più chiaro alla litologia. La legge di Archie, infatti, rappresenta quanto detto:

$$\sigma_b = \sigma_\omega \phi_\omega^m S_\omega^n + \sigma_s \quad (21)$$

Dove σ_b è la conduttività di bulk, σ_ω è la conduttività dell'acqua che satura i pori, ϕ è la porosità, S_ω è il grado di saturazione e σ_s è la conduttività della componente solida. I parametri m ed n sono detti parametri di formazione e dipendono dalle caratteristiche litologiche del mezzo.

Misure ripetute nel tempo possono evidenziare variazioni di resistività, attribuibili alle variabili del sistema (grado di saturazione, salinità dell'acqua, ecc...), consentendo così di distinguere il contributo della struttura rispetto a quello della dinamica.

3.2 Sismica a rifrazione

I metodi sismici sono delle tecniche geofisiche che studiano, dipendentemente dalle necessità, onde di riflessione, rifrazione o superficiali. In ogni caso, essi si basano sullo studio della propagazione di onde elastiche nel sottosuolo per ricavarne i parametri meccanici. Le onde elastiche, infatti, sono sensibili alle proprietà fisiche del mezzo nel quale vengono fatte propagare e permettono di studiare i moduli elastici e la densità di quest'ultimo. Queste proprietà, inoltre, sono diverse da quelle indagate con gli altri metodi e, di conseguenza, possono essere utilizzati nello stesso sito per comprendere le diverse caratteristiche del suolo indagato e dei corpi sepolti. Esistono diverse tecniche che

permettono di applicare i metodi sismici, comprese anche quelle in foro, e il nome varia a seconda della posizione della sorgente e del ricevitore. Il registratore, perciò, è in grado di misurare il tempo di arrivo delle onde sismiche e permette di calcolare la loro velocità in funzione della profondità.

In sismica, si sfruttano le onde di volume che si propagano nei mezzi, anche dette “*body waves*”. Di conseguenza, si possono riconoscere le onde compressionali (onde P), anche dette onde prime, la cui deformazione avviene nella stessa direzione di propagazione, e le onde di taglio (onde S), anche chiamate onde seconde, la cui deformazione è perpendicolare rispetto alla direzione di propagazione. Le onde di superficie, invece, si generano per interferenza costruttiva in superficie e sono di due tipi: le onde di Rayleigh, e le onde di Love.

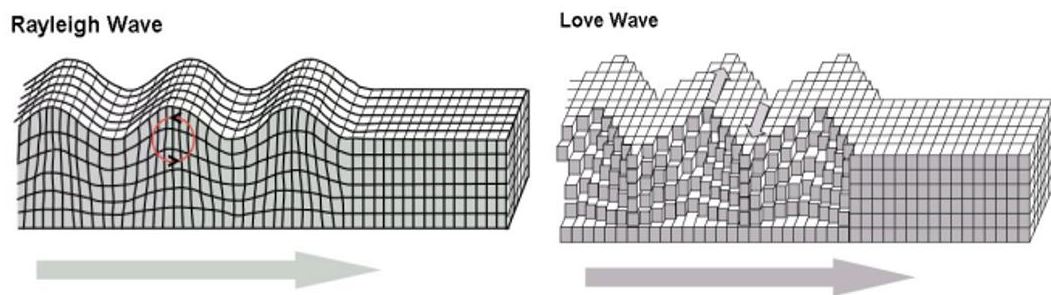


Fig. 3.2: Rappresentazione delle due tipologie di onde superficiali

La sismica a rifrazione consiste in un metodo geofisico che si basa sullo studio delle onde rifratte. Il sismogramma, infatti, registra tutte le onde che i sensori ricevono e per prime, per quanto riguarda i sensori più distanti, rilevano le onde rifratte. Di conseguenza, per l'analisi di queste onde si prende solitamente il primo segnale (*first break picking*). Il motivo per il quale queste onde arrivano per prime corrisponde al fatto che, l'angolo di incidenza dell'onda diretta con il secondo mezzo fa raggiungere all'angolo rifratto i 90° , ossia l'angolo critico. In questo modo si verificherà la situazione in cui l'onda rifratta correrà tra i 2 mezzi. A grandi *offset* tra i rilevatori, queste onde arriveranno prima rispetto a quelle riflesse in quanto per parte del tempo avranno una velocità maggiore.

Come spiegato, le onde rifratte, sono delle onde che arrivano in profondità e corrono sulla superficie di contatto tra i due mezzi per poi tornare in superficie. Risultano, quindi, delle onde interessanti da analizzare, in quanto forniscono informazioni sul secondo mezzo. Una volta individuate le onde rifratte mediante il *first break picking*, vengono misurati i tempi di arrivo delle onde sismiche su un sismogramma e, successivamente a questo, vengono trasportati tutti i dati raccolti in un diagramma spazio-tempo (*s-t*). Tramite questo metodo,

perciò, è possibile ottenere una domocrona, cioè una curva che collega tutti i segmenti che rappresentano i primi segnali registrati.

Una volta ottenuta la retta che interpola i *first break picking*, è possibile ricavare la funzione che la descrive, in modo tale da poter ricavare anche il suo coefficiente angolare e, conseguentemente, la sua pendenza. La pendenza della domocrona, quindi, rappresenterà l'inverso della velocità dell'onda che si sta analizzando. Se la superficie di incontro dei due mezzi non è piatta, risulta più complesso unire i *first break picking*.

3.3 Sismica ad onde superficiali

Le tecniche sismiche tradizionalmente più diffuse si basano sulla propagazione delle onde di corpo, in particolare sulla riflessione delle onde P, e in questo contesto le onde di superficie rappresentano un rumore coerente da rimuovere o attenuare. Recentemente, però, è aumentato l'interesse verso la grande quantità di informazioni contenute nelle onde di superficie, in quanto esse possono essere interpretate o addirittura acquisite e analizzate espressamente per caratterizzare il suolo vicino alla superficie. Tali onde, perciò, sono presenti solo in mezzi con una superficie libera e si propagano in uno strato limitato vicino alla superficie, il cui spessore è approssimativamente pari ad un terzo della lunghezza d'onda. Pertanto, nello stesso mezzo, le onde di lunghezza d'onda diversa interessano profondità diverse, mentre quando il mezzo non è omogeneo, esse si propagheranno con velocità e attenuazioni diverse in materiali differenti. Di conseguenza, la velocità di propagazione può essere fortemente dipendente dalla frequenza, in base alla distribuzione geometrica delle proprietà del terreno, con un comportamento che prende il nome di dispersione geometrica, in contrapposizione alla dispersione intrinseca, che dipende dall'attenuazione intrinseca. Attraverso la dispersione geometrica, perciò, risulta possibile misurare le caratteristiche dispersive in un sito e invertirle per stimare le proprietà del suolo. La propagazione delle onde sismiche è influenzata principalmente dalla velocità delle onde di taglio all'interno dei materiali di interesse. Conseguentemente a ciò, nei metodi geofisici che prevedono l'utilizzo di onde superficiali si ricavano le proprietà di taglio, in modo tale da ottenere parametri utili per l'ingegneria geotecnica. Operando con apparecchiature sismiche standard per l'acquisizione, risulta semplice raccogliere dati riguardanti onde superficiali aventi elevato rapporto segnale/rumore anche in registrazioni effettuate per la rifrazione o la riflessione delle onde P. In questo modo, perciò, i limiti intrinseci di altre tecniche di sismica a bassa profondità possono essere superati, consentendo di studiare virtualmente qualsiasi distribuzione delle proprietà, senza problemi legati all'inversione o di strati nascosti.

Di conseguenza, il metodo MASW, *Multichannel Analysis of Surface Waves*, consente di valutare importanti caratteristiche meccaniche del terreno mediante la dispersione geometrica di onde superficiali, con particolare attenzione delle onde di Rayleigh. L'onda sismica, quindi, può essere generata tramite una sorgente artificiale e successivamente acquisita attraverso uno stendimento di geofoni posto sulla superficie del piano campagna. Di conseguenza, questo tipo di indagine risulta non invasiva e di rapida esecuzione. Dopo l'acquisizione, il metodo prevede anche una fase di *processing* nella quale si elabora dal sismogramma una curva di dispersione che rappresenta la velocità delle diverse frequenze presenti. Tramite *inversione*, perciò, si ricava dalla curva di dispersione un profilo verticale di velocità delle onde S, il quale viene utilizzato per le valutazioni di microzonazione sismica o per ricavare altre informazioni sulla distribuzione delle proprietà meccaniche del suolo.

Il metodo legato alle onde superficiali si compone di tre fasi: acquisizione, elaborazione e inversione, la quale si basa su una modellazione previsionale. L'acquisizione prevede la registrazione di onde superficiali ad elevato rapporto segnale/rumore nella banda di frequenza appropriata, l'elaborazione comporta la determinazione delle proprietà delle onde superficiali, mentre l'inversione mira a stimare le proprietà del suolo relative alla propagazione misurata, tramite il confronto con i risultati di una simulazione. Il risultato, di conseguenza, deve essere il più preciso e affidabile possibile, producendo dei requisiti per il processo di inversione per quanto riguarda l'unicità, la risoluzione e l'incertezza della propagazione. Per ottenere un risultato con queste caratteristiche, l'inversione deve utilizzare un dataset contenente una grande quantità di informazioni indipendenti e caratterizzato da piccole incertezze nelle misure e assenza di bias. Queste esigenze, infatti, definiscono i requisiti principali per l'elaborazione, mentre per soddisfare i requisiti fondamentali per una corretta acquisizione, è necessario ottenere dati grezzi di elevata qualità che campionino adeguatamente la propagazione delle onde sismiche.

3.3.1 Principi fisici

Le onde di Rayleigh si propagano parallelamente alla superficie con un movimento ellittico retrogrado, il quale viene ricavato dalla combinazione di onde P e onde S verticali. Lo spessore del terreno indagato tende a variare dipendentemente dalla lunghezza d'onda impiegata. Solitamente, infatti, si considera che la profondità raggiunta è circa uguale alla lunghezza d'onda. Da questa considerazione emerge, quindi, che onde con lunghezza d'onda maggiore interesseranno uno spessore maggiore di suolo. Inoltre, la loro velocità dipenderà anche dalle proprietà meccaniche che il mezzo presenta alle diverse profondità. Se le proprietà meccaniche del mezzo variano verticalmente, le onde sismiche si

propagheranno a velocità differenti secondo la loro lunghezza d'onda. Tale fenomeno prende il nome di *dispersione geometrica* delle onde superficiali. La principale caratteristica del mezzo che condiziona la velocità delle onde di Rayleigh è la velocità delle onde S, presentando, con una buona approssimazione, una relazione lineare:

$$V_R = 0.9 V_S \quad (22)$$

Dove V_R indica la velocità delle onde di Rayleigh e V_S la velocità delle onde S. Conseguentemente a questo, alla base del metodo MASW risiede proprio l'analisi della dispersione delle onde di Rayleigh, la quale risulta informativa sul profilo delle V_S . Solitamente, più di due terzi dell'energia prodotta dalle sorgenti classiche si propaga sotto forma di onde di Rayleigh, le quali, di conseguenza, sono maggiormente energetiche rispetto alle onde P ed S. Inoltre, la loro attenuazione è minore in quanto esse si propagano in modo bidimensionale sulla superficie, mentre le onde P ed S disperdono parte della loro energia in profondità. Per questi motivi, perciò, si preferisce studiare le onde di Rayleigh piuttosto che indagare direttamente le onde P ed S. Nel caso in cui i geofoni siano posti a notevole distanza, le onde superficiali prodotte possono avere insufficiente energia per arrivare ai ricevitori di segnale più distanti, generando, così, un dato con scarso rapporto segnale/rumore. In particolare, questo vale per frequenze più alte, per le quali l'attenuazione è più rapida. Tale effetto prende il nome di *far-offset* e comporta un limite sulla frequenza massima acquisita, diminuendo la risoluzione della tecnica sulla parte più superficiale del terreno indagato. Un ulteriore effetto dovuto alla propagazione è quello di *near-offset*, il quale afferma che le condizioni di propagazione di un'onda piana (assunta dal metodo MASW) non si verificano immediatamente, ma soltanto ad una determinata distanza dalla sorgente. Le frequenze più basse richiedono maggiore spazio per raggiungere le condizioni d'onda piana e, di conseguenza, è consigliato rispettare la seguente condizione:

$$X_1 \geq 0.5 \lambda_{max} \quad (23)$$

Dove X_1 è la distanza tra sorgente e il primo geofono, λ_{max} la lunghezza d'onda massima. Infine, come previsto dalla teoria dei corpi elastici, le onde di Rayleigh possono propagarsi con più *mode di vibrazione*, comportando, quindi, che l'energia di una certa frequenza viaggia ad una velocità diversa secondo il modo di vibrazione in cui si propaga. Di conseguenza, qualora l'assunzione di ritenere come fondamentale il modo di propagazione più energetico, che solitamente viene eseguita durante il metodo MASW, non si ritenesse valida, si potrebbe incorrere in errori nel processing, nell'inversione e, quindi, nell'interpretazione finale.

3.3.2 Strumentazione

Per quanto riguarda la tipica strumentazione utilizzata per un'acquisizione MASW, si prevede uno stendimento di geofoni con frequenza propria adeguatamente bassa, solitamente intorno ai 4.5 Hz, l'utilizzo di una sorgente di onde sismiche (un maglio o una massa lasciata cadere) e di un sismografo a cui è collegato lo stendimento di geofoni. Inoltre, comunemente è possibile verificare i dati acquisiti già in campagna, attraverso l'utilizzo di un computer portatile con cui è possibile visionare il sismogramma registrato. In questo modo si è in grado di verificare la correttezza dei dati acquisiti ed eseguire una prima interpretazione.

La scelta della sorgente determina le frequenze che saranno prodotte e, di conseguenza, deve essere scelta a seconda degli obiettivi e delle caratteristiche del sito. Nel caso comune, in cui la velocità delle onde S siano comprese tra i 200 m/s e i 500 m/s, una frequenza di 10 Hz permette di ricavare lunghezze d'onda comprese tra i 20 m e i 50 m, come indicato dalla relazione esistente tra la velocità V , la frequenza f e la lunghezza d'onda λ .

$$\lambda = \frac{V}{f} \quad (24)$$

La valutazione delle lunghezze d'onda acquisite risulta, quindi, di notevole importanza in quanto la profondità massima alla quale la V_s può essere ragionevolmente calcolata, corrisponde a circa la metà della lunghezza d'onda massima. Appare, pertanto, opportuno utilizzare una sorgente adatta agli obiettivi in modo tale da ottenere una buona acquisizione alle profondità che si vogliono indagare. Infine, nel posizionare lo stendimento, è importante valutare l'eventuale presenza degli effetti di *near-offset* e *far-offset*, precedentemente descritti.

3.3.3 Processing

L'obiettivo principale del processing è quello di estrarre le informazioni sulle diverse velocità di fase del sismogramma. Questo è possibile mediante il passaggio dal dominio $t-s$ (tempo-spazio) al dominio $f-k$ (frequenza-numero d'onda), attraverso l'applicazione della *trasformata di Fourier* sui due assi del sismogramma. Di conseguenza, i massimi che si ottengono all'interno del grafico, rappresenteranno la quantità di energia che si propaga, per una determinata frequenza, con i diversi numeri d'onda. Successivamente, tramite campionamento degli stessi massimi, si possono ricavare delle coppie $f-k$, utilizzando la relazione tra frequenza, numero d'onda e velocità di fase, in modo tale da ottenere anche la *curva di dispersione*. L'equazione n°25 rappresenta la relazione utilizzata:

$$V = 2\pi \frac{f}{k} \quad (25)$$

Dove V è la velocità di fase, f la frequenza e k il numero d'onda.

3.3.4 Modelling

La modellazione previsionale consiste nella simulazione della propagazione sismica in un mezzo con caratteristiche note. Corrisponde, pertanto, al nucleo della procedura di inversione, in cui i dati sperimentali raccolti in un sito vengono confrontati con i dati simulati fino a raggiungere una corrispondenza soddisfacente. La modellazione è utile anche perché offre la possibilità di simulare la risposta del test, in modo da valutare la sensibilità, la risoluzione e la profondità dell'indagine.

Onde di Rayleigh

Le onde di Rayleigh sono onde di superficie che si propagano in prossimità della superficie, interessando, quindi, una profondità limitata a seconda della lunghezza d'onda. Questa relazione profondità–lunghezza, inoltre, non è lineare nei mezzi eterogenei verticali. Inoltre, in un mezzo verticalmente eterogeneo, cioè un mezzo stratificato, la velocità delle onde di Rayleigh diventa dipendente dalla frequenza. Poiché la profondità di propagazione dipende dalla lunghezza d'onda, onde dalle alte frequenze si propagano in strati superiori sottili e la loro velocità dipende dalle proprietà del suolo poco profondo, mentre le onde dalle basse frequenze si propagano in strati più spessi e la loro velocità è quindi influenzata dalle proprietà degli strati più profondi.

Le sorgenti sismiche, quindi, impartiscono la maggior parte della loro energia in onde superficiali. In uno spazio omogeneo, infatti, circa il 67% dell'energia di un basamento circolare verticale è caratterizzata da onde di Rayleigh e questo è uno dei motivi per cui le onde di superficie spesso dominano le registrazioni sismiche. Nei mezzi eterogenei, invece, l'attenuazione della dispersione della velocità delle onde di Rayleigh dipende dalla frequenza ed è correlata agli strati coinvolti nella propagazione di una certa lunghezza d'onda.

Curve modali

Le curve modali rappresentano delle possibili soluzioni per la realizzazione dei modelli per i metodi sismici: in un mezzo stratificato con un numero finito di strati in un intervallo di frequenze finito, esisteranno un numero finito di mode. Ogni moda, tranne che la prima, nota anche come moda fondamentale, esiste solo al di sopra di una frequenza di taglio, alla quale la velocità di fase modale è massima per le onde di taglio del sistema. Tuttavia, il calcolo delle mode non è sufficiente per descrivere completamente la propagazione, in quanto rappresentano solo la descrizione cinematica delle velocità possibili e non gli spostamenti e le sollecitazioni. Di conseguenza, non si ha alcuna informazione riguardante l'energia che si propaga lungo ciascun modo. L'ipotesi che la prima moda sia dominante

spesso non è verificata dalla scala ingegneristica e le mode superiori possono essere dominanti o sovrapposte l'una con l'altra. Conseguentemente a questo, la velocità apparente che si può osservare in un esperimento ideale può differire dalla velocità della prima moda. Inoltre, la distribuzione dell'energia lungo una singola moda, rappresentata dall'ampiezza in funzione della frequenza, dipende fortemente dalla stratigrafia ed è, pertanto, un'informazione aggiuntiva.

Una modellazione completa dovrebbe poi passare a simulare la soluzione in termini di spostamenti o sollecitazioni. Per ogni moda e ad ogni frequenza, è possibile calcolare le quattro autofunzioni di sforzo e spostamento. In particolare, i grafici degli spostamenti in funzione della profondità possono essere molto utili per comprendere le caratteristiche principali della propagazione, con l'ampiezza in funzione della profondità che rivela la penetrazione delle diverse mode. Coerentemente a quanto visto, una prova di simulazione corretta dovrebbe prevedere, quindi, la considerazione del sito di analisi, della sorgente e dell'array di ricevitori. Successivamente, perciò, si dovrebbero simulare solamente le onde di Rayleigh, in quanto nei dati sismici reali sono presenti altri fenomeni. Le onde di Rayleigh possono essere acquisite in una registrazione di forma d'onda completa nel dominio tempo–offset, la quale può essere trasformata nel dominio frequenza–volume, dove l'energia associata alle onde di Rayleigh è facilmente riconoscibile ed è possibile identificare la cinematica e le proprietà energetiche di tali onde. In molti casi, viene considerata e interpretata solo la posizione dei massimi di energia a ciascuna frequenza. Tuttavia, l'informazione cinematica, nota come “curva di dispersione”, è una proprietà apparente, che dipende sia dal modello sia dalla disposizione delle osservazioni.

Proprietà della soluzione

Le proprietà della propagazione delle onde di Rayleigh che vengono analizzate per la caratterizzazione del sito devono essere discusse in relazione alle proprietà della soluzione del problema previsionale e verificate con dati sperimentali. La velocità delle onde di Rayleigh, di conseguenza, dipende principalmente dalla velocità delle onde di taglio dei vari strati che compongono il suolo indagato, comportando, conseguentemente, un effetto minore per quanto riguarda densità apparente e l'elasticità del corpo investigato. Questa, inoltre, è una considerazione importante per l'inversione, in cui il numero di parametri ignoti del modello può essere ridotto identificando quelli meno significativi e assumendoli a priori.

Gli strati superficiali, perciò, influenzano tutte le lunghezze d'onda, mentre quelli più profondi condizionano solo le lunghezze d'onda più lunghe. Ciò significa che le informazioni relative agli strati superficiali sono trasportate da tutte le frequenze, mentre

quelle relative agli strati più profondi sono da imputare solamente alle frequenze più basse. Di conseguenza, l'analisi della sensibilità della velocità di fase delle onde di Rayleigh rispetto alla velocità delle onde di taglio dello strato può essere d'aiuto nella progettazione di test e nella valutazione della qualità del risultato.

Una proprietà interessante, che può eventualmente essere utilizzata per accelerare l'inversione, è il ridimensionamento della soluzione con la lunghezza d'onda. Un'altra caratteristica che può essere simulata dalla modellazione è la risposta in frequenza del sito, che influenza la distribuzione dell'energia lungo le mode. L'energia, quindi, può essere concentrata in una banda di frequenza ristretta e si può produrre una forte attenuazione dell'energia derivante dalla sorgente al di sotto di una certa frequenza. Per uno strato morbido su un basamento rigido, infatti, questi effetti del sito possono rendere difficile l'acquisizione di dati al di sotto della frequenza naturale del sito.

3.3.5 Acquisizione

Il compito principale del processo di acquisizione è quello di misurare le onde di superficie e, di conseguenza, produrre informazioni sulla dispersione e sulle caratteristiche di attenuazione. I dati da elaborare e invertire devono, quindi, avere un elevato rapporto segnale/rumore su un'ampia gamma di frequenze, consentire la separazione e il riconoscimento modale, permettere di separare e filtrare il rumore coerente e consentire la stima delle incertezze.

Nel rilevamento delle onde di superficie si sono adottate numerose tecniche di acquisizione, dipendentemente dal tipo di applicazione, dalla profondità di indagine e dalla scala di acquisizione. Per analisi riguardanti dimensioni di suolo piccole, cioè quelle che vanno da qualche centimetro fino a qualche decina di metri dalla superficie, l'attrezzatura deve essere leggera, portatile ed economica.

Campionamento spaziale

La lunghezza dell'array che si utilizza influisce sulla risoluzione del numero d'onda e, di conseguenza, sulla possibilità di separare le mode. Questo avviene durante il processo di *windowing*, in cui le tracce registrate vengono suddivise in finestre temporali di prefissa durata, produce perdite nello spettro frequenza–numero d'onda, impedendo spesso l'identificazione delle mode superiori. Alcuni problemi legati alla discretizzazione dello spettro, che influisce sull'accuratezza dell'identificazione dei massimi dello spettro, e alle ondulazioni possono essere parzialmente risolti dalle procedure di *windowing* e *zero padding* eseguite durante il processo di elaborazione dei dati, ma la perdita di informazioni causata dai parametri scelti per l'acquisizione non può essere recuperata durante l'elaborazione. Un altro aspetto da considerare rispetto alla lunghezza della finestra

spaziale è rappresentata dalla lunghezza d'onda massima osservabile. La lunghezza dell'array, infatti, non impone alcun limite superiore teorico alla lunghezza d'onda. È possibile, quindi, osservare lunghezze d'onda superiori all'array e la lunghezza d'onda massima dipende principalmente dal comportamento globale del sito e dal contenuto in frequenza del segnale propagato. Tuttavia, gli array più lunghi dovrebbero essere i migliori in quanto ottimizzano la separazione delle mode e riducono le incertezze dei dati. Dall'altra parte, gli array corti sono meno sensibili alle variazioni laterali, producendo un migliore rapporto segnale/rumore, sono meno influenzati dall'attenuazione ad alta frequenza e generano un *aliasing* spaziale meno grave. Queste considerazioni, perciò, sottolineano la necessità di trovare un corretto compromesso dipendentemente dalla tipologia di campionamento che si vuole eseguire.

Il numero di ricevitori, ovviamente legato alla loro spaziatura e alla lunghezza dell'array, influisce sulla propagazione delle incertezze dei dati, soprattutto per quanto riguarda l'incertezza del numero d'onda. Per valutare la propagazione dell'incertezza nelle fasi delle singole tracce per la stima finale della velocità, è possibile utilizzare la matrice di covarianza unitaria (UCM). L'UCM, infatti, consente di esprimere la varianza del numero d'onda stimato in funzione della lunghezza totale dell'array e del numero di ricevitori, per un dato valore dell'incertezza di fase.

Per pianificare un *offset* della sorgente, occorre considerare due aspetti principali: a piccole distanze, gli effetti del campo vicino contaminano il segnale a basse frequenze, mentre l'attenuazione riduce il rapporto segnale/rumore delle tracce a grandi distanze, soprattutto nella banda delle alte frequenze. Questi due fenomeni dipendono fortemente dal sito e dalle condizioni sperimentali e, in generale, non possono essere previsti per determinare il miglior *offset* della sorgente. Una delle possibili soluzioni a queste problematiche è compiere il processo di acquisizione con diversi *offset* della sorgente, in modo tale da riconoscere il campo vicino, oppure è possibile filtrare gli effetti del campo vicino attraverso l'uso di un piccolo *offset* durante l'elaborazione dati.

Campionamento temporale

I cambiamenti ai parametri di campionamento temporale hanno un effetto minore rispetto ai cambiamenti che si possono verificare in quello spaziale. La frequenza di campionamento, quindi, viene scelta in base alla massima frequenza che si intende acquisire. La finestra temporale, infatti, deve essere sufficientemente lunga per registrare l'intera onda superficiale su tutte le tracce: con array lunghi in siti a bassa velocità, per esempio, possono essere necessari diversi secondi. Una finestra lunga con un *pre-trigger*

può essere utilizzata per valutare il livello del segnale durante la fase di acquisizione e per migliorare la risoluzione dello spettro.

Strategie e tecnologie di acquisizione

Per migliorare l'efficienza del campionamento spaziale si possono utilizzare diverse strategie. La sorgente e i ricevitori possono essere spostati per aumentare la finestra spaziale e il numero di ricevitori e si può progettare un array non uniforme per ottimizzare il campionamento dei diversi componenti della frequenza. Lo *stacking*, inoltre, può migliorare la qualità dei dati e, solitamente, viene eseguito durante l'acquisizione. Infatti, se le diverse registrazioni vengono acquisite separatamente, lo *stacking* può comunque essere eseguito durante il processo di elaborazione e diventa possibile una stima statistica dell'incertezza dei dati. Per quanto riguarda l'attrezzatura, viene normalmente utilizzata la strumentazione sismica comunemente impiegata per i rilievi ingegneristici. Per quanto riguarda la sorgente, essa deve avere un livello di energia adeguato alla banda di frequenza di interesse e possono essere utilizzate sia sorgenti impulsive che quelle vibranti.

3.3.6 Elaborazione

L'obiettivo dell'elaborazione è quello di ricavare dalle registrazioni delle forme d'onda complete, tutte le informazioni sulla propagazione delle onde superficiali senza subire distorsioni, di stimare l'incertezza e di verificare se il sito sia adatto al modello 1D ipotizzato. L'elaborazione, infatti, estrae dai dati i fattori da confrontare con le simulazioni nella procedura di inversione. Di conseguenza, attraverso l'elaborazione è possibile avere il collegamento tra il mondo reale dei dati acquisiti e il mondo ideale dei dati simulati che presentano solo onde di superficie propagate in un modello ideale. Per aumentare l'affidabilità dell'inversione, è necessario campionare lo spazio dei dati con l'obiettivo di aumentare l'informazione indipendente e ridurre la sua incertezza.

Molti degli approcci sono formalmente identici o linearmente dipendenti e i risultati sono identici utilizzando dati sintetici di onde superficiali pure. Il confronto, quindi, dovrebbe considerare, in generale, la sensibilità al rumore, la stabilità, la robustezza, la capacità di estrarre informazioni e di identificare eventi diversi, il filtraggio e la ponderazione delle informazioni. Probabilmente non esiste una tecnica migliore, ma è comunque importante utilizzare uno strumento progettato appositamente per l'analisi delle onde superficiali. Le trasformate del campo d'onda sono ampiamente utilizzate per eseguire l'analisi in domini in cui le onde superficiali sono facilmente identificabili e le loro proprietà possono essere stimate: molti di questi domini, infatti, sono correlati da trasformate lineari invertibili. La trasformata nel dominio frequenza–numero d'onda ($f-k$), inoltre, ha il vantaggio di visualizzare il campo d'onda relativo alle onde superficiali attraverso delle linee. Tale

osservazione, quindi, produce una diffusione dell'energia che è costante in tutto il dominio $f-k$. Il calcolo dello spettro richiede una certa attenzione per consentire una corretta identificazione dei massimi. L'insieme di tutte le posizioni dei massimi assoluti a ciascuna frequenza identificati dallo spettro, noto come curva di dispersione, può talvolta contenere la maggior parte delle informazioni richieste, ma solitamente è circoscritta ad un intervallo di frequenze e, inoltre, può non essere continua e non coincidere con alcun ramo delle curve modali. L'identificazione nella stessa banda di frequenza di massimi relativi con ampiezze inferiori può risultare molto utile in quanto forniscono la continuità dell'intervallo di frequenza di una curva quando il massimo passa da una moda all'altro. Diverse mode possono risultare sovrapposte e l'identificazione della loro posizione può non essere possibile con la semplice ricerca dei massimi. Il confronto dei risultati di diverse stime spettrali con larghezze diverse da quella principale, di conseguenza, può essere utile a questo proposito.

L'approccio con il dominio $f-k$ è stabile, robusto, fornisce una stima globale delle proprietà e tende a mediare tutte le informazioni ridondanti. Il problema principale è che si ottiene una singola stima, con l'informazione relativa alla direzione orizzontale che viene persa. Di conseguenza, risulta importante trovare un modo per valutare sia la variazione delle proprietà del sito sia l'incertezza in funzione dell'*offset*. Inoltre, la presenza di variazioni laterali sotto l'array di geofoni può essere importante, in quanto non vengono rilevate dalla stima globale, ma ne è comunque influenzata: questo problema nell'inversione produrrà errori di modello quando si adatta un set di dati con effetti 2D o 3D ad una simulazione 1D. Il processo di elaborazione, poi, dovrebbe essere in grado di riconoscere la presenza di variazioni laterali per verificare le ipotesi del metodo. Semplici modi per rilevare le variazioni laterali possono essere l'acquisizione di scatti sul lato opposto dell'array e il successivo confronto dei dati, oppure l'uso di onde di corpo rifratte per valutare la geometria 1D del sito. Un altro possibile approccio è l'utilizzo di un'analisi locale delle proprietà di propagazione con la suddivisione dell'array in sottoinsiemi sovrapposti che vengono analizzati separatamente per verificare la stazionarietà delle proprietà di propagazione.

3.3.7 Inversione

Nel caso del metodo basato sulle onde superficiali, l'inversione fornisce il profilo di velocità e/o di attenuazione stimato a partire dalle caratteristiche di dispersione ricevute dal processo di elaborazione dei dati. I requisiti per l'inversione derivano, quindi, direttamente dalle proprietà del risultato, il quale deve essere un modello unico del sottosuolo con

un'adeguata affidabilità e risoluzione fino alla profondità di interesse e deve essere presentato con le incertezze associate.

È importante sottolineare che l'inversione di analisi sulle onde superficiali non è lineare e determinato dalla composizione del suolo. Inoltre, la curva di dispersione che viene interpretata è spesso determinata dalla composizione del suolo, oltre a non presentare linearità, e, di conseguenza, le procedure di inversione automatica possono essere applicate con successo solo nei casi in cui i rami delle curve modali sono selezionati all'interno di un esatto intervallo di frequenze.

L'inversione della curva di dispersione, ottenuta dal *processing*, si sviluppa in tre fasi principali. La prima di queste prevede la definizione di un modello iniziale, ossia un profilo verticale in cui si pongono, a diverse profondità, i valori di V_S , ρ e ν (rapporto di Poisson). Uno dei metodi per inserire i valori iniziali di V_S corretti è quello di porre alla profondità $\lambda/3$ il valore di velocità di fase corrispondente, in modo tale da ottenere un profilo che sarà poi discretizzato in un adeguato numero di strati, per ottenere il modello iniziale d'inversione. La seconda fase, l'inversione in s.s., prevede l'adozione di un codice di inversione che calibri il modello iniziale, sulla base della curva di dispersione sperimentale. Il risultato sarà un profilo verticale in cui gli strati, indicati dal modello iniziale, presentano valori di V_S , ρ e ν modificati dal processo d'inversione. La terza fase, infine, prevede una valutazione della qualità ed affidabilità, matematica e geologico-fisica, del processo d'inversione eseguito. Conseguentemente a questo, l'interpretazione del modello V_S ottenuto dal processo di inversione è eseguita sulla base degli obiettivi dell'indagine *MASW*.

I valori di V_S dipendono principalmente dalla litologia e dal grado di consolidamento. Valori elevati di V_S ($\sim 300-600$ m/s) rappresentano generalmente sabbie e ghiaie, mentre valori minori ($\sim 150-300$ m/s) a limi ed argille. L'effetto del consolidamento si sovrappone a quello granulometrico e, di conseguenza, materiali più sciolti presenteranno, a parità di granulometria, V_S minori. Strutture più rigide, come una roccia o una struttura artificiale in metallo o in calcestruzzo, presentano V_S solitamente molto elevate ($>$ di 800 m/s).

I valori di V_S ottenuti possono inoltre essere utilizzati per risalire a specifici parametri meccanici del mezzo. In questi casi si è soliti affiancare il metodo *MASW* ad altre tecniche geofisiche (sismica con onde P, ecc...) o geotecniche. Nel caso, invece, l'indagine *MASW* abbia come scopo la microzonazione sismica, l'interpretazione si concentrerà maggiormente sul valore di V_S medio nei 30 m più superficiali e su eventuali evidenze della presenza del *bedrock*, che potrebbe favorire fenomeni di risonanza delle onde sismiche.

CAPITOLO 4 – Analisi e discussione dei risultati

4.1 Indagine ERT

Il metodo ERT è stato utilizzato per eseguire un prima prova di caratterizzazione del suolo, poi investigato anche mediante le tecniche sismiche. Di conseguenza, questo metodo è stato scelto in quanto permette di individuare la conducibilità del terreno stesso, permettendo di capire fino a che profondità l'acqua può infiltrarsi.

4.1.1 Strumentazione

La strumentazione utilizzata per le acquisizioni ERT consiste in:

- 48 elettrodi
- 2 cavi multiconduttore da 24 canali ciascuno
- 48 cavetti *take out*
- Un georesistivimetro *SYSCAL Pro.*, con batteria incorporata
- Una batteria supplementare esterna

Gli elettrodi, costituiti da barrette di acciaio sono stati connessi ai cavi multiconduttori mediante i cavetti *take out*. I 2 cavi multiconduttore, di conseguenza, permettono di accedere in modo specifico ai diversi elettrodi, dipendentemente dalla sequenza d'acquisizione. Il georesistivimetro utilizzato è un *SYSCAL Pro.*, prodotto dalla *IRIS Instruments*, che presenta le seguenti caratteristiche:

- 10 canali separati, che consentono di eseguire più misure contemporaneamente
- Un limite massimo di 96 elettrodi collegati
- Memoria interna per il salvataggio delle misure effettuate
- 2 batterie interne da 12 V
- Collegabile a batterie esterne per una maggiore autonomia
- Valori massimi di corrente iniettata: 2,5 A, 500 V e 250 W
- Possibilità di selezionare diversi tempi di ciclo (0,02; 0,25; 0,5; 1; 2; 4; 8 secondi)
- Precisione di misura di 0,2%

4.1.2 Processing ed inversione

I 3 dataset registrati attraverso questa strumentazione, quindi, presentano delle caratteristiche differenti per quando riguarda la distanza tra i vari elettrodi, in modo tale da poter indagare aree di suolo differenti. Con il primo dataset, perciò, si sono posizionati gli elettrodi con una distanza tra di loro di 0,25 m, con il secondo è stata scelta una distanza di 0,50 m, mentre per il terzo la distanza è di 0,75 m. Di conseguenza, la disposizione

differenti degli elettrodi ha permesso di indagare il terreno fino ad una profondità di, rispettivamente, 3 m, 6 m e 9 m.

I dataset contenenti tali misurazioni sono stati utilizzati nel processo di inversione, eseguito con il programma *ResIPy*, versione 3.4.5.0, il quale è in grado di calcolare una soluzione inversa 2D alla Occam per la distribuzione della resistività a partire dai dati contenuti all'interno dell'insieme di dati raccolti. Per il processo di inversione il programma richiede di inserire il dataset che si vuole invertire, specificando poi quali colonne utilizzare per quanto concerne: i 4 elettrodi, la *potential difference* (V_p), la *in current*, la *transfer resistance*, la *chargeability*, il *phase shift* e lo *stacking error* (dev). Successivamente, è importante specificare anche la spaziatura tra gli elettrodi e controllare che le impostazioni per il processo di inversione siano corrette in riferimento ai dati inseriti. Tutti i processi di inversione, inoltre, sono giunti a convergenza entro un numero massimo di dieci iterazioni.

4.1.3 Visualizzazione dei risultati

I dati ottenuti dal processo d'inversione sono stati interpolati per produrre la sezione di resistività utilizzando sempre il medesimo programma. Le dimensioni della sezione sono state fissate sulla base della lunghezza dello stendimento e della profondità imposta nel file di input per il processo d'inversione. Infine, è stata selezionata la scala di colori adatta per la visualizzazione dei risultati, fatta sulla base di un'osservazione numerica degli stessi.

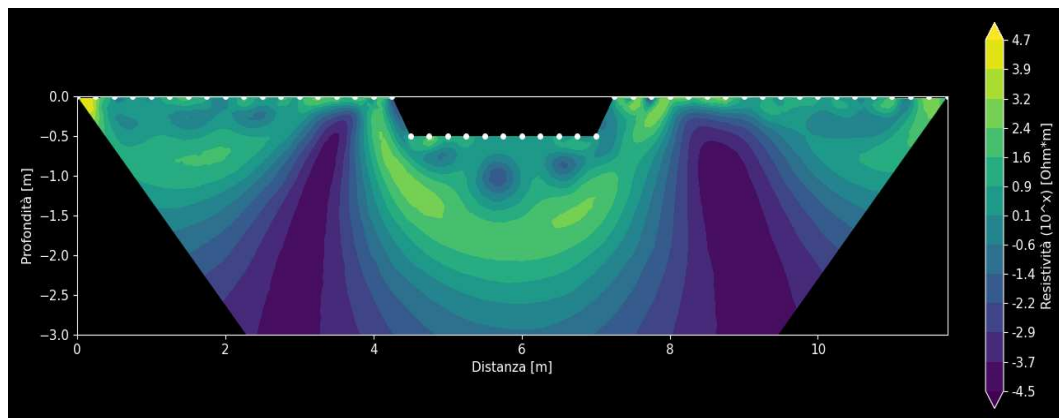


Fig. 4.1: Sezione di resistività ottenuta dall'acquisizione con gli elettrodi distanziati di 0,25 m (a)

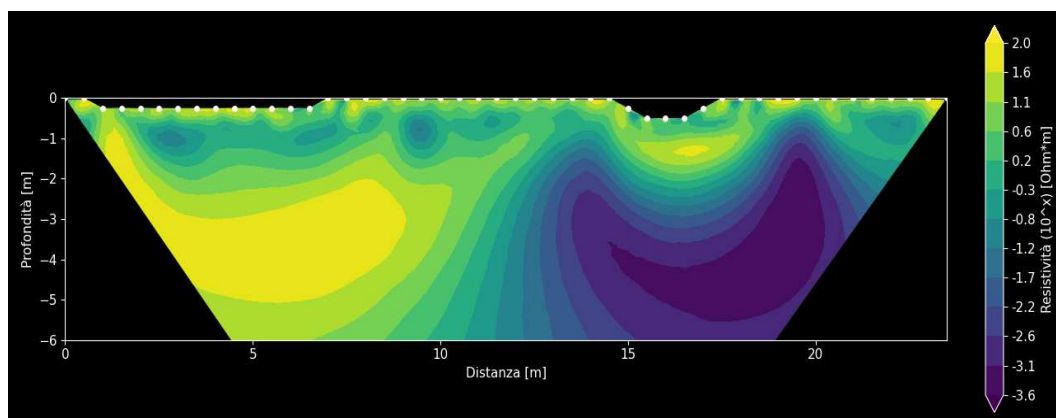


Fig. 4.2: Sezione di resistività ottenuta dall'acquisizione con gli elettrodi distanziati di 0,50 m (b)

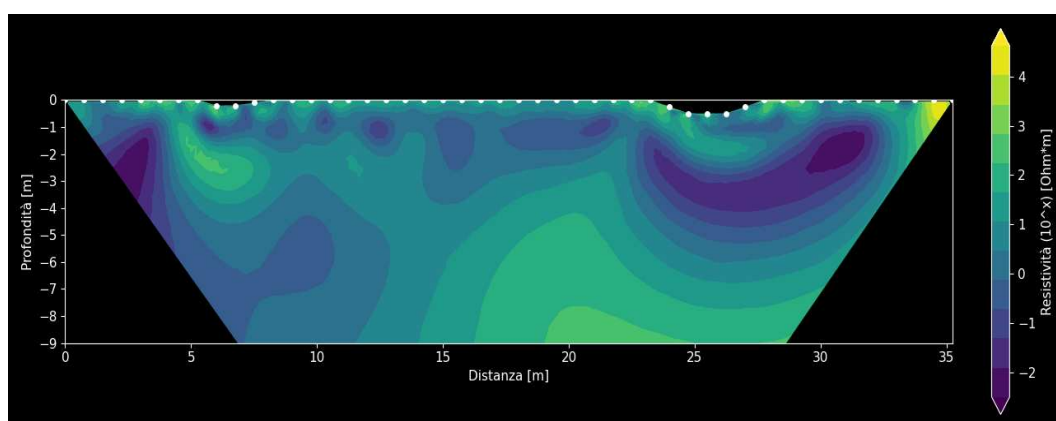


Fig. 4.3: Sezione di resistività ottenuta dall'acquisizione con gli elettrodi distanziati di 0,75 m (c)

4.1.4 Risultati dell'indagine ERT

I risultati delle acquisizioni *ERT* svolte sulla barena mettono in evidenza i valori di resistività presenti a vari livelli di profondità del suolo. La sezione di resistività *a* presenta una situazione abbastanza prevedibile, con un dato di resistività piuttosto basso su quasi tutta l'area analizzata, con i valori che tendono a diminuire andando in profondità. La sezione di resistività *b*, invece, propone una superficie, localizzata ad una profondità di circa 3,5 m e avente una larghezza di circa 5 m, con una resistività elevata rispetto all'area circostante. Questi valori, perciò, denotano, molto probabilmente, il fatto che l'acqua non è stata in grado di infiltrarsi all'interno di questa zona. Infine, la sezione di resistività *c* è caratterizzata da una situazione simile a quella presentata nella sezione di resistività con gli elettrodi distanziati di 0,25 m. Da questa sezione, quindi, si può riscontrare come la zona più profonda sia contraddistinta da valori di resistività, seppur comunque bassi, maggiori

rispetto a quelli registrati in superficie, sintomo che non tutto il terreno analizzato consente una libera e equa infiltrazione da parte acqua. Di conseguenza, dai dati esaminati, è possibile ritenere anche le radici come dei fattori che possono giocare un ruolo fondamentale in questa diversa distribuzione della resistività a seconda della profondità presa in esame. A questa analisi, risulta necessario aggiungere il fatto che, solitamente, i suoli che descrivono le barene sono caratterizzati da una composizione a bassa differenziazione e, di conseguenza, i diversi valori di resistenza individuati sono da imputare quasi totalmente alla presenza o meno di acqua.

4.2 Risultati dell'indagine con metodi sismici

I metodi sismici sono stati utilizzati per indagare, tramite lo studio delle onde rifratte e superficiali, le proprietà meccaniche del suolo della barena indagata. In particolare, per quanto riguarda le onde superficiali, si è posta particolare attenzione in riferimento alle differenze esistenti tra le onde superficiali presenti a diverse profondità.

La strumentazione utilizzata per le acquisizioni sismiche è costituita da:

- Un sismografo *Geode*, prodotto dalla *Geometrics*
- 24 geofoni con frequenza propria di 4,5 Hz
- Una mazza di 5 Kg per energizzare
- Un *trigger* per sincronizzare la misura con l'energizzazione
- Un cavo multicanale per collegare i geofoni al sismografo
- 24 piastre su cui sono stati posizionati i geofoni
- Un computer portatile per visualizzare già in sito i dati acquisiti
- Una fascia sulla quale sono state fissate le piastre con i geofoni

La scelta di questi metodi di analisi, con particolare attenzione alla tecnica *MASW*, ha permesso di indagare l'interazione tra acqua e suolo, tenendo in considerazione anche la presenza o assenza di vegetazione, caratterizzata principalmente dalla presenza di *Spartina sp.*, utilizzando una metodologia relativamente innovativa per questo campo di studi. Di conseguenza, si valutano le velocità delle onde sismiche generate, mettendole quindi in rapporto con la struttura del terreno analizzato.

Inoltre, le principali caratteristiche del sismografo *Geode* sono:

- 24 bit di risoluzione
- Elevata larghezza di banda (1,75 Hz – 20'000 Hz)
- Intervalli di campionamento da 0,02 ms a 16 ms
- 24 canali per il collegamento dei geofoni
- È possibile combinare più sismografi, permettendo di gestire fino a 1000 canali



a) Martello e land streamer su suolo nudo: geofoni posizionati sulle piastre, legate tra loro tramite fascia

b) Sismografo Geode e computer portatile

Fig. 4.4: *Strumentazione utilizzata per le acquisizioni sismiche*



Fig. 4.5: *land streamer su suolo con vegetazione*

L'acquisizione dei dati è stata effettuata il 19 luglio 2023. Nel complesso, le misurazioni sono state 4 per la sismica a rifrazione, 2 su suolo spoglio e 2 su suolo con vegetazione, e 30 per la tecnica *MASW*, 14 su suolo spoglio e 16 su suolo provvisto di vegetazione.

4.2.1 Risultati dell'indagine con la sismica a rifrazione

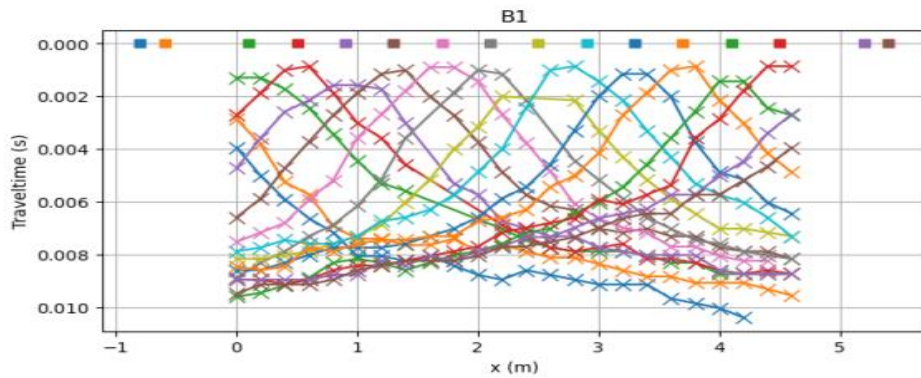


Fig. 4.6: Profili delle onde di rifrazione registrate durante il 1° sondaggio su suolo spoglio

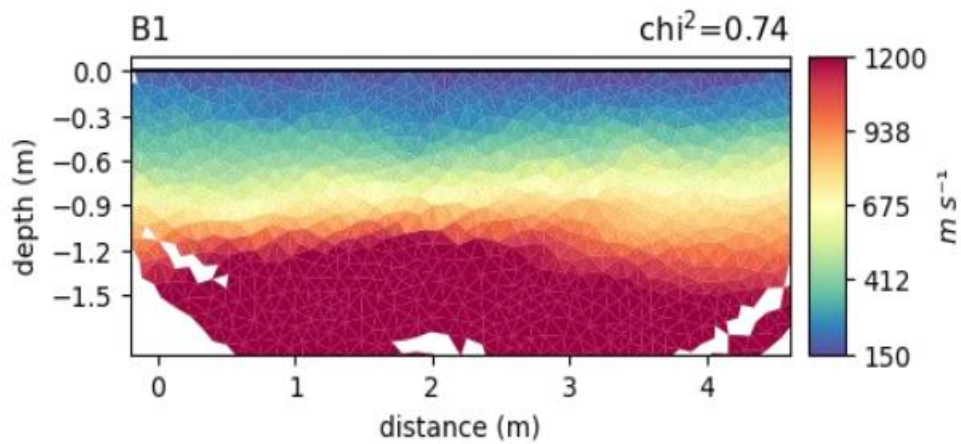


Fig. 4.7: Sezione di velocità delle onde di rifrazione ottenuta durante il 1° sondaggio su suolo spoglio

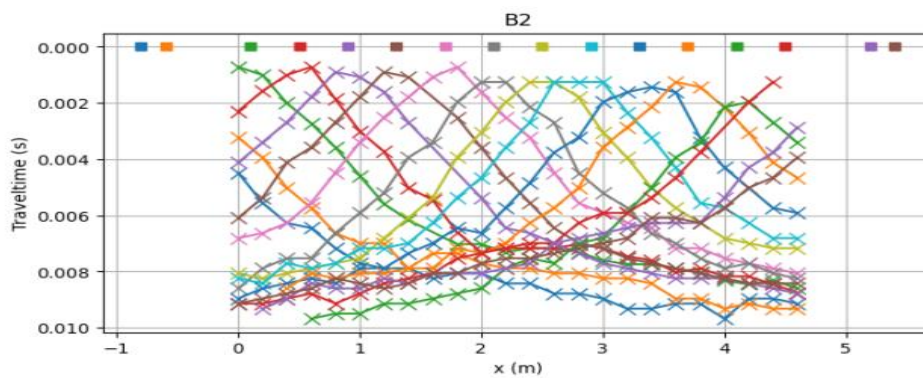


Fig. 4.8: Profili delle onde di rifrazione registrate durante il 2° sondaggio su suolo spoglio

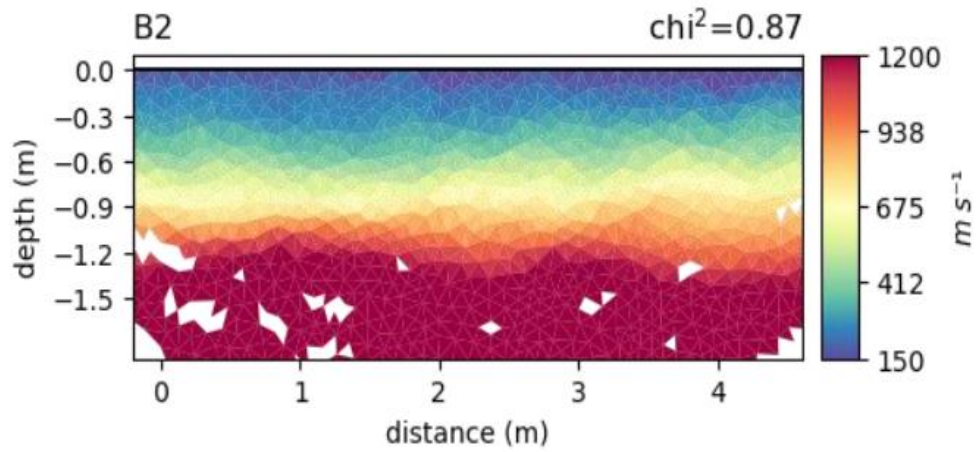


Fig. 4.9: Sezione di velocità delle onde di rifrazione ottenuta durante il 2° sondaggio su suolo spoglio

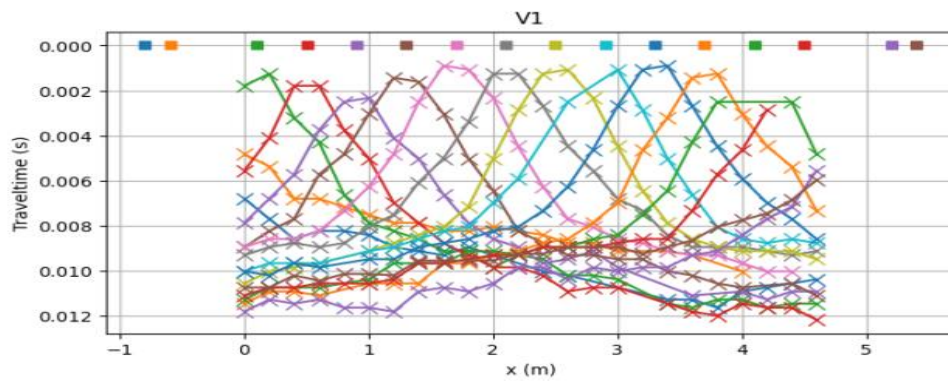


Fig. 4.10: Profili delle onde di rifrazione registrate durante il 1° sondaggio su suolo con vegetazione

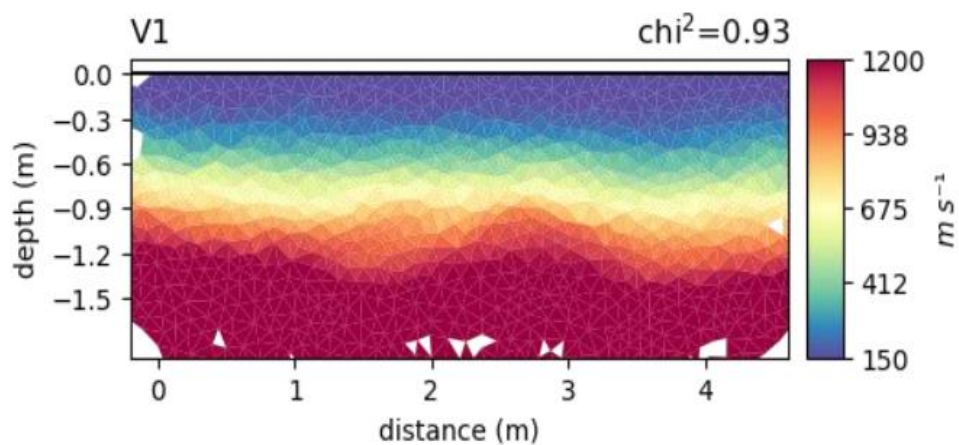


Fig. 4.11: Sezione di velocità delle onde di rifrazione ottenuta durante il 1° sondaggio su suolo con vegetazione

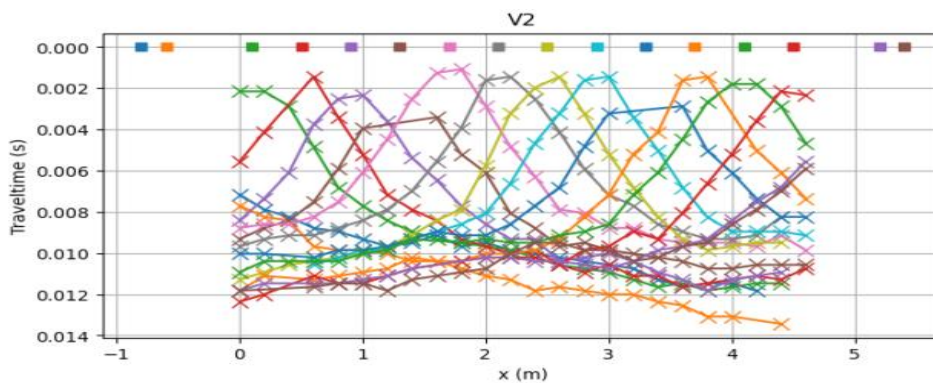


Fig. 4.12: Profili delle onde di rifrazione registrate durante il 2° sondaggio su suolo con vegetazione

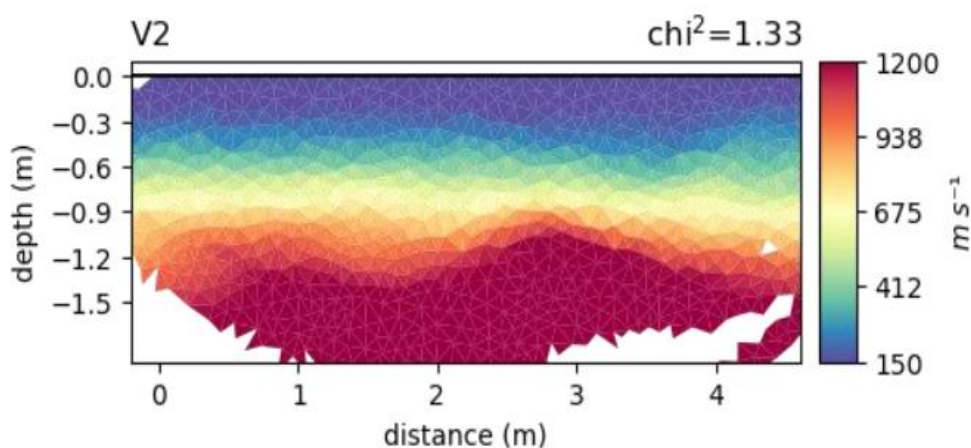


Fig. 4.13: Sezione di velocità delle onde di rifrazione ottenuta durante il 2° sondaggio su suolo con vegetazione

I risultati ottenuti dall'indagine tramite sismica a rifrazione non mostrano una sostanziale differenza tra i suoli spogli e quelli che presentano vegetazione, proponendo una zona superficiale, che arriva ad una profondità di circa 0,6 metri, caratterizzata da onde con una velocità molto bassa (150-412 m/s). Successivamente, andando in profondità, si trova una zona distinta da onde ad una velocità intermedia (675 m/s) che arriva fino a 0,9 m, la quale lascia spazio alla zona più profonda, contraddistinta da onde ad una velocità molto elevata (fino a 1200 m/s). Di conseguenza, da questa analisi si può dedurre che l'azione delle radici delle piante non influisce sulla costituzione e sul rinforzo del terreno esaminato. È importante, inoltre, sottolineare che questo tipo di indagine non è molto indicativa per lo studio dell'interazione vegetazione-suolo, in quanto le onde di rifrazione sono maggiormente informative per gli strati inferiori a quello superficiale, il quale, invece, risulta quello più interessante. In ogni caso, questo metodo offre una buona caratterizzazione per quanto riguarda il sito in questione

4.2.2 Risultati dell'indagine MASW

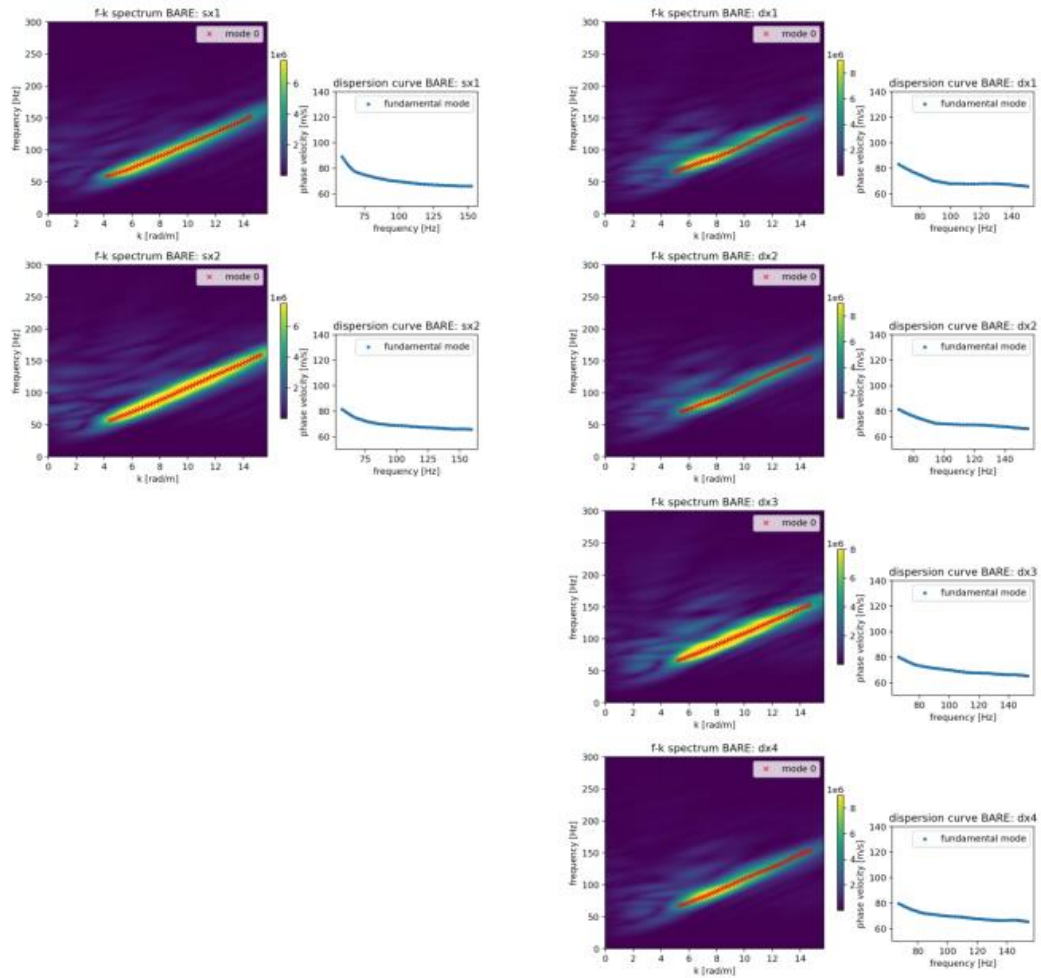


Fig. 4.13: Spettri nel dominio frequenza-numero d'onda e curve di dispersione ricavate durante il primo sondaggio su suolo spoglio

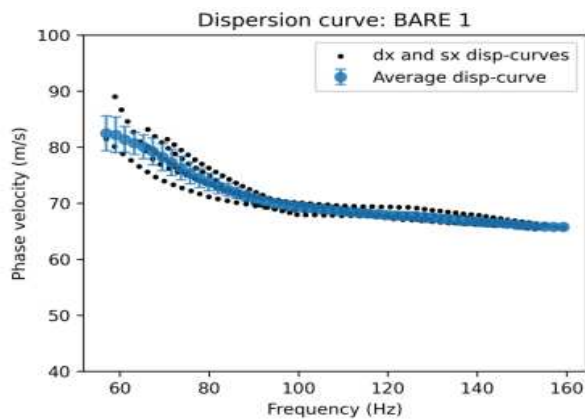


Fig. 4.14: Curva di dispersione mediata da quelle ottenute durante il primo sondaggio su suolo spoglio

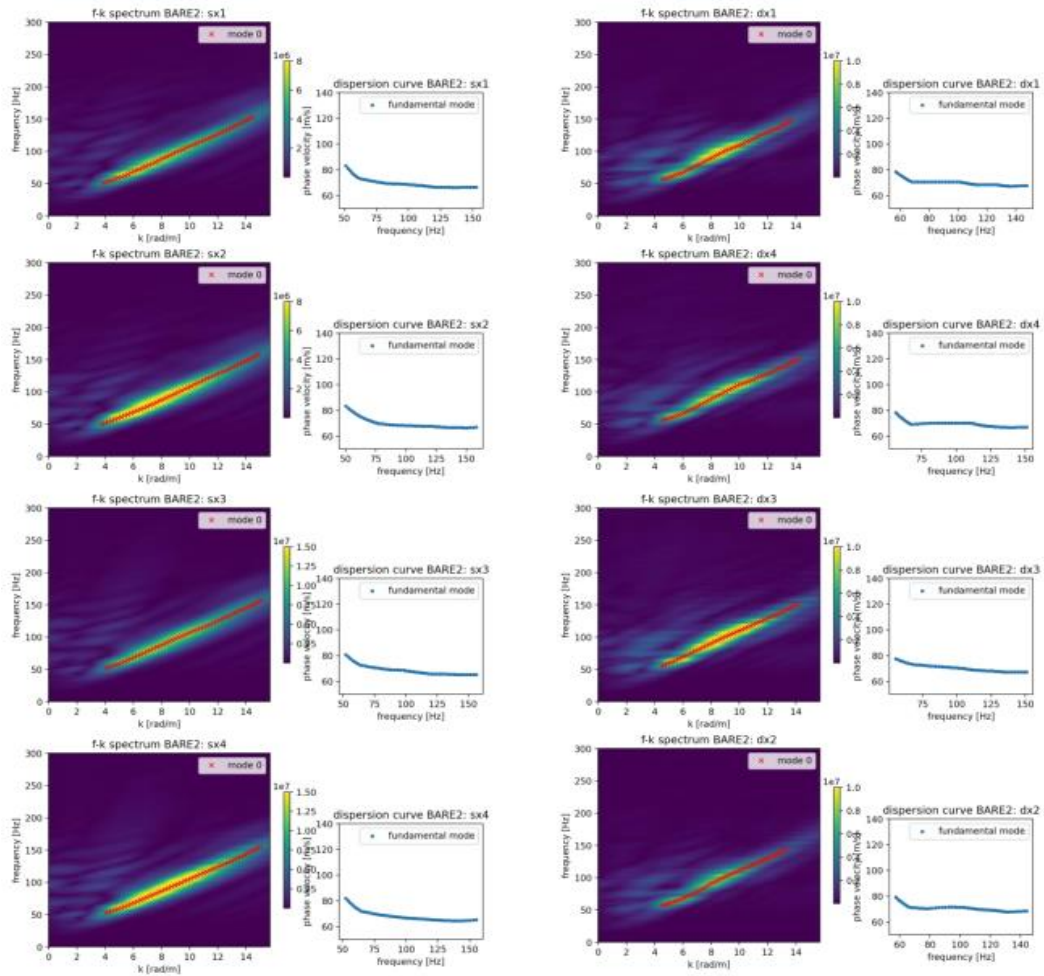


Fig. 4.15: Spettri nel dominio frequenza-numero d'onda e curve di dispersione ricavate durante il secondo sondaggio su suolo spoglio

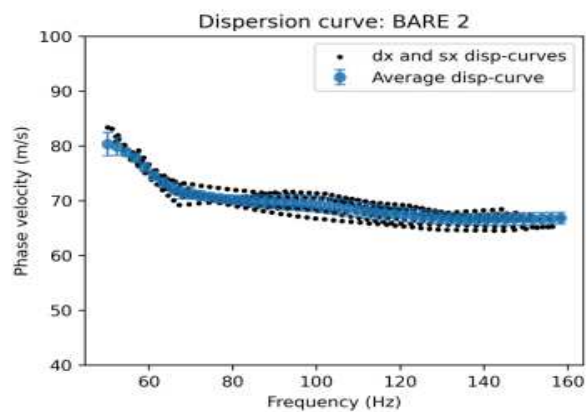


Fig. 4.16: Curva di dispersione mediata da quelle ottenute durante il secondo sondaggio su suolo spoglio

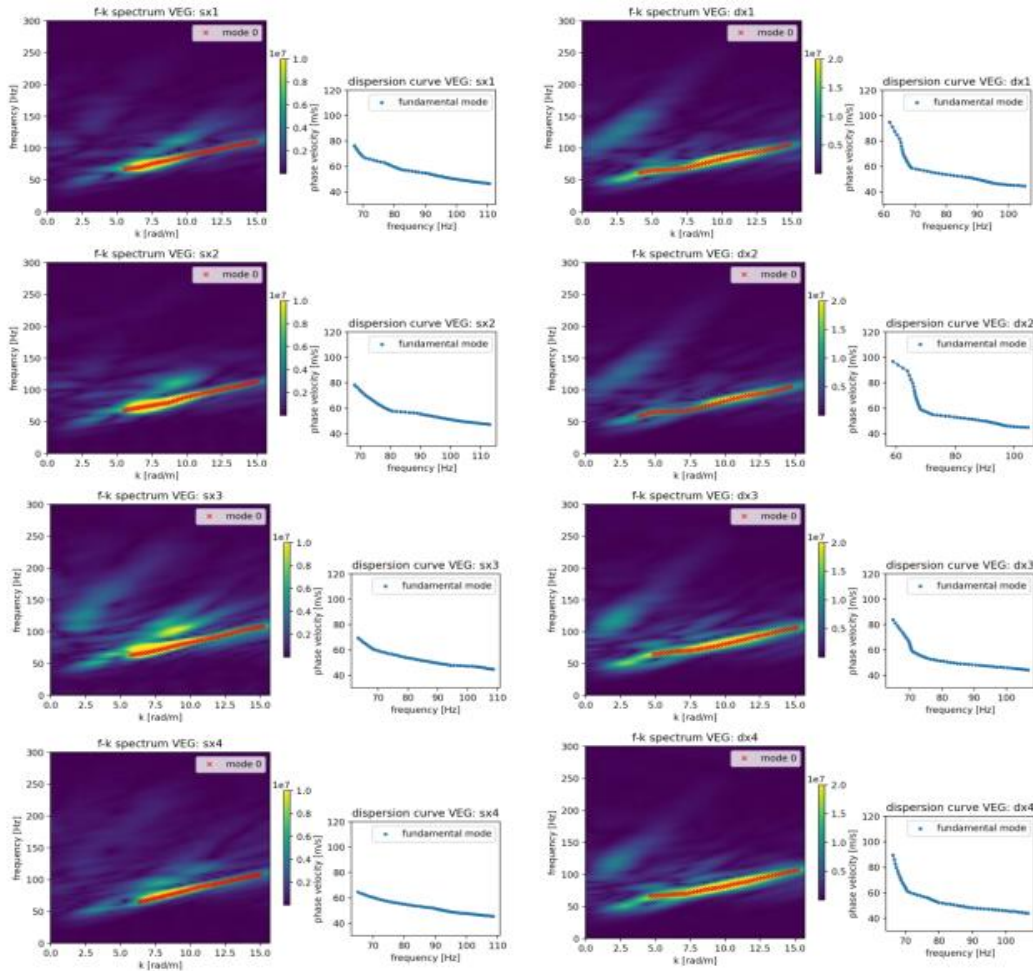


Fig. 4.17: Spettri nel dominio frequenza-numero d'onda e curve di dispersione ricavate durante il primo sondaggio su suolo con vegetazione

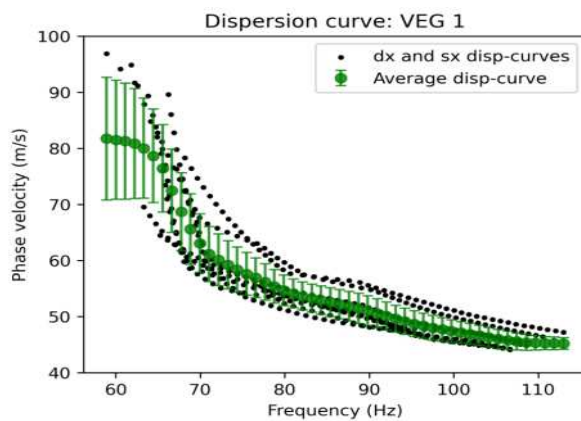


Fig. 4.18: Curva di dispersione mediata da quelle ottenute durante il primo sondaggio su suolo con vegetazione

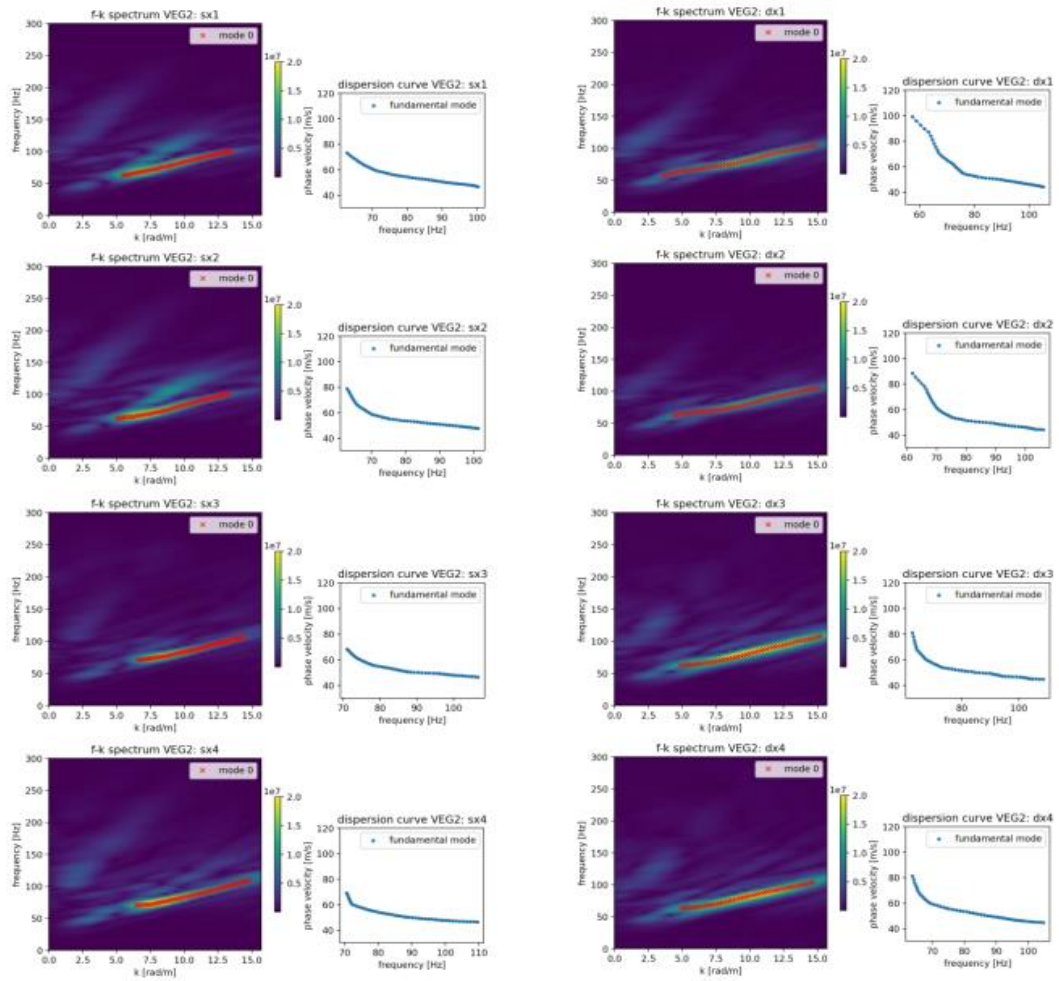


Fig. 4.19: Spettri nel dominio frequenza-numero d'onda e curve di dispersione ricavate durante il secondo sondaggio su suolo con vegetazione

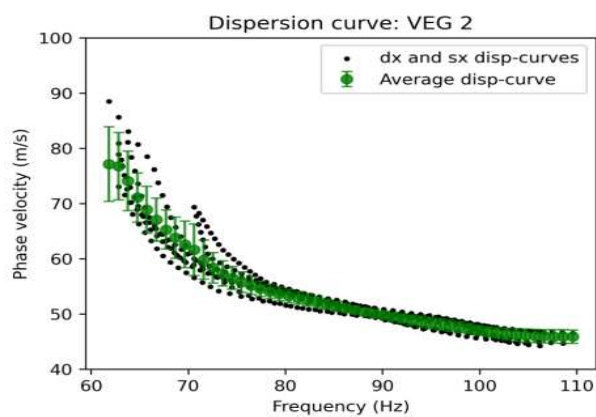


Fig. 4.20: Curva di dispersione mediata da quelle ottenute durante il secondo sondaggio su suolo con vegetazione

L'indagine condotta sfruttando le onde superficiali ha permesso di realizzare delle curve di dispersione relative alle onde S, permettendo, quindi, di analizzare le differenza tra il suolo

spoglio e quello coperto da vegetazione. Tali curve, perciò, hanno consentito di studiare il terreno più superficiale, fino ad una profondità di circa 0,40 m, in modo tale da comprendere l'influenza della vegetazione su questo strato iniziale. Di conseguenza, i suoli con vegetazione sono caratterizzati da una curva che presenta una velocità inizialmente molto bassa, la quale aumenta in modo regolare fino a raggiungere circa gli 80 m/s alla profondità massima analizzata. Per quanto riguarda, invece, i suoli spogli, la velocità delle onde S rimane relativamente costante fino ad una frequenza di circa 80 Hz, che corrisponde ad una profondità di circa 0,30 m, per poi aumentare ad una velocità leggermente più bassa rispetto ai suoli con vegetazione alla profondità massima esaminata.

Confrontando, quindi, i profili dei due suoli, è possibile notare che sono presenti delle sostanziali differenze, soprattutto per quanto riguarda i primi cm. Le radici, infatti, influenzando la compattezza del terreno, modificano la velocità delle onde S dipendentemente dalla profondità, al contrario di quando si osserva, invece, nel suolo spoglio. Oltre a questo, bisogna sottolineare che i profili delle curve relative al suolo con vegetazione sono caratterizzati da onde S con una velocità maggiore rispetto a quelle presenti nei profili dei terreni brulli. Questo fatto, conseguentemente, potrebbe derivare dall'azione di rinforzo, sia fisico che idrico, esercitata da parte delle radici, in quanto la presenza delle piante è fondamentale l'unica differenza che intercorre tra i due suoli. Infatti, le analisi con i metodi elettrici e sismici eseguiti in precedenza, oltre a ulteriori analisi compiute nel corso degli anni all'interno della Laguna, hanno testimoniato la presenza di un suolo abbastanza omogeneo e a bassa differenziazione per quanto riguarda il suo profilo e la sua composizione. Un'ulteriore differenza è identificabile analizzando le singole curve di dispersione ricavate dai vari sondaggi, le quali presentano un andamento differente l'una dall'altra, per quanto riguarda i suoli con vegetazione, e un andamento costante per quanto concerne i suoli spogli. Di conseguenza, questo testimonia la grande variabilità nei risultati, determinata dalla vegetazione, creando la necessità di ulteriori studi ed approfondimenti in questo campo. Da queste analisi è possibile dedurre, quindi, che la presenza delle radici e, di conseguenza, quella delle piante, sia positiva in riferimento al fenomeno di erosione che caratterizza le coste delle barene e della laguna. Chiaramente, questa ipotesi, per essere confermata, necessita di ulteriori analisi, in modo tale da comprendere se questi rilevamenti si trattano di un caso isolato oppure si possono considerare come attendibili.

CONCLUSIONI:

Il presente lavoro di tesi ha presentato una rassegna di diversi metodi geofisici per l'analisi del suolo di una barena della Laguna di Venezia, in modo tale da comprendere l'effetto dell'erosione esercitata dall'acqua sui primi metri di terreno. Inoltre, attraverso l'utilizzo di tecniche di tipo sismico, si è cercato di determinare l'influenza delle radici delle piante sulla compattazione e la resistenza del suolo all'erosione, anche in funzione del livello di marea. Di conseguenza, dopo una disamina sulle morfologie presenti in laguna e sulle caratteristiche dell'interazione tra suolo e vegetale, la tesi procede con l'analisi dei risultati degli studi geofisici.

La prima tipologia di studi presentati riguarda una tomografia di resistività elettrica, eseguita per ottenere delle informazioni relative alla conducibilità del terreno della barena in esame, in modo tale da comprendere se l'acqua presente in laguna è in grado di infiltrarsi all'interno del suolo. I risultati ottenuti, quindi, mostrano una resistività generale molto bassa fino ad una profondità di circa 6 metri, sottolineando, perciò, che l'influenza dell'acqua è rilevante alla profondità interessata anche dall'azione delle radici delle piante. I paleocanali sono caratterizzati da valori di resistività maggiori, indicando granulometrie più grossolane.

Successivamente, sono stati analizzati i risultati conseguiti con le tecniche sismiche. Con la sismica a rifrazione si è potuto verificare il livello di compattezza degli strati dei suoli caratterizzati dalla presenza o dall'assenza di vegetazione. Quello che emerso è che le onde V_p rifratte non evidenziano differenze significative tra le due tipologie di suolo, esibendo i tre strati aventi onde caratterizzate da velocità diverse alla medesima profondità. Diversamente da quanto notato con la sismica a rifrazione, la metodologia a onde superficiali *MASW* ha rilevato delle sostanziali differenze tra le due tipologie di terreno. Come ci si poteva aspettare, infatti, i primi *centimetri* di suolo contraddistinto dalla presenza di vegetazione risultano meno compatti in relazione a quelli di suolo nudo. Le radici delle piante, nonostante l'azione di rinforzo meccanico esercitata, rendono, di fatto, il terreno meno coeso rispetto ad un suolo spoglio nella parte più superficiale. In profondità, però, si può notare come la velocità delle onde S registrate all'interno del suolo caratterizzato dalla vegetazione, sia maggiore rispetto a quella riscontrata nel terreno spoglio. Tale dato, inoltre, lo si può maggiormente osservare alla profondità massima indagata, cioè circa 0,40 m, e, molto probabilmente, lo si deve attribuire all'azione di rinforzo esercitato dalle radici delle piante. Le radici, infatti, sono in grado di eseguire un'azione di rinforzo, di tipo idraulico, nei confronti del terreno in un'area che si estende anche al di là della zona di crescita delle radici stesse. Tuttavia, questo tipo di analisi

sismiche sono relativamente innovative per lo studio dell'influenza delle radici sulla costituzione del terreno e, di conseguenza, gli studi riportati in questa tesi sono da considerarsi preliminari e non sono sufficienti a stabilire l'effetto positivo portato dalle piante al suolo della barena nei confronti del processo erosivo, ma, in ogni caso, offrono comunque un buon punto di partenza. Pertanto, sarà necessario condurre ulteriori studi, sempre con l'utilizzo delle medesime tecniche geofisiche, in modo tale da confermare quanto visto con le analisi riportate nel presente lavoro di tesi. Inoltre, un'ulteriore accertamento che si potrebbe condurre, una volta determinato o meno la presenza dell'effetto di rinforzo idraulico da parte delle radici, corrisponde alla definizione della profondità massima alla quale questo effetto risulta significativo per la compattezza del terreno.

BIBLIOGRAFIA

1. L. Peruzzo, *Caratterizzazione geofisica di un tratto d'argine ricostruito in seguito a rotta*, 2015, *Tesi di laurea magistrale in Geologia e Geologia Tecnica, Dipartimento di Geoscienze, Università degli studi di Padova*
2. Jacopo Boaga, Massimiliano Ghinassi, Andrea D'Alpaos, G. P. Deidda, G. Rodriguez, Giorgio Cassiani, *Geophysical investigations unravel the vestiges of ancient meandering channels and their dynamics in tidal landscapes*, *Nature*, 2018, Volume 8, Articolo 1708, pp. 1-8
3. Jacopo Boaga, Andrea D'Alpaos, Giorgio Cassiani, Marco Marani, Mario Putti, *Plant-soil interactions in salt marsh environments: Experimental evidence from electrical resistivity tomography in the Venice Lagoon*, *AGU Publications*, 2014, Volume 41, Articolo 17, pp. 6160-6166
4. Matthew L. Kirwan, Glenn R. Guntenspergen, *Feedbacks between inundation, root production, and shoot growth in a rapidly submerging brackish marsh*, *Journal of Ecology*, 2012, Volume 100, Articolo 3, pp. 764-770
5. Marco Marani, Andrea D'Alpaos, Stefano Lanzoni, Luca Carniello, Andrea Rinaldo, *Biologically-controlled multiple equilibria of tidal landforms and the fate of the Venice lagoon*, *AGU Publications*, 2007, Volume 34, Articolo 11402, pp. 1-5
6. Andrea D'Alpaos, Stefano Lanzoni, Marco Marani, Andrea Rinaldo, *Landscape evolution in tidal embayments: Modeling the interplay of erosion, sedimentation, and vegetation dynamics*, *AGU Publications*, 2007, Volume 112, Articolo F01008, pp. 1-17
7. Kevan B. Moffett, David A. Robinson, Steven M. Gorelick, *Relationship of Salt Marsh Vegetation Zonation to Spatial Patterns in Soil Moisture, Salinity, and Topography*, *Ecosystems*, 2010, Volume 13, pp. 1287-1302
8. L.V. Socco, C. Strobbia, *Surface-wave method for near-surface characterization: a tutorial*, *Wiley Online Library*, 2004, Volume 2, Articolo 4, pp. 165-185
9. Mauro Soldati, Mauro Marchetti, *Landscapes and Landforms of Italy*, *Springer*, 2017
10. Peter J. Gregory, *Plant Roots, Growth, Activity and Interaction with Soils*, *Blackwell Publishing*, 2006

11. Guoliang Hao, Laigui Wang, Xiangfeng Liu, *Methods for Studying the Effect of Plant Roots on Soil Mechanical Reinforcement: a Review*, Springer, 2023, Volume 23, pp. 2893-2912
12. Nevio Anoè, Donatella Calzavara, Lorena Salviato, *Flora e vegetazione delle barene, note e schede*, Società veneziana di scienze naturali, 1984, Volume 9, pp. 1-39
13. Martina Cazzin, Leonardo Ghirelli, Daniele Mion, Francesco Scarton, *Completamento della cartografia della vegetazione e degli habitat della laguna di Venezia: anni 2005-2007*, Società veneziana di scienze naturali, 2009, Volume 34, pp. 81-89
14. Regione del Veneto, *Carta dei suoli del Veneto – Catalogo dei suoli*, ARPAV, 2005

RINGRAZIAMENTI

Prima di tutto, vorrei ringraziare vivamente il mio relatore, il Prof. Jacopo Boaga, senza il quale sarebbe stato impossibile completare la stesura di questo lavoro di tesi. Inoltre, vorrei anche ringraziare tutte le persone che mi sono state vicine in tutto questo mio percorso di studi che, con la presentazione di questa tesi, si avvia ad una conclusione. Di conseguenza, ci tengo a ringraziare tutta la mia famiglia, partendo dai miei genitori e proseguendo con le mie nonne e i miei zii. Un sincero ringraziamento va anche ai miei amici e a tutte le persone che mi hanno sempre sostenuto ed incoraggiato durante questi tre anni.