



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

SCUOLA DI SCIENZE

Dipartimento di Geoscienze

Direttore Prof.ssa Cristina Stefani

TESI DI LAUREA MAGISTRALE IN GEOLOGIA E GEOLOGIA TECNICA

**CARATTERIZZAZIONE GEOFISICA DI UN  
TRATTO D'ARGINE RICOSTRUITO  
IN SEGUITO A ROTTA**

*Relatore: Prof. Giorgio Cassiani*

*Correlatori: Dott. Jacopo Boaga*

*Dott.ssa Laura Busato*

*Laureando: Luca Peruzzo*

ANNO ACCADEMICO 2014/2015



# Abstract

The characterization and the monitoring of levee bodies is a common issue that affects both natural and man-made structures, given the increasing occurrence of stability problems. A possible approach to these questions is provided by integrated geophysical investigations, which are non-invasive, cost effective and easy-to-apply. In this work we present the Frassine river embankment case study (Padova, Italy), whose reconstruction took place after its collapse due to a flood in 2010. The rebuilt section of this levee is composed of a bouldering structure with a grouting diaphragm in the central part. Here we combined electrical resistivity tomography (ERT), multi-channel analysis of surface waves (MASW), ground penetrating radar (GPR), and self-potential (SP) in order to investigate inner heterogeneities, mechanical properties, moisture content, and water flows respectively. The results show evident heterogeneities in the structure, both in transverse and in longitudinal directions and, more in detail, the grouting diaphragm does not show the high resistivity values we expected from the initial longitudinal resistivity sections. This work, moreover, shows how important and useful the integrated application of different methods to investigate river embankments is and underlines the importance of acquiring data also in transverse direction.



# Indice

<b>1</b>	<b>Introduzione</b>	<b>7</b>
<b>2</b>	<b>Inquadramento del sito</b>	<b>9</b>
2.1	Inquadramento geomorfologico . . . . .	10
2.2	Il fiume Frassine . . . . .	12
2.3	La piena del 2010 . . . . .	13
2.4	La rotta e l'argine . . . . .	16
<b>3</b>	<b>Metodi utilizzati</b>	<b>25</b>
3.1	Tomografia di resistività elettrica (ERT) . . . . .	25
3.1.1	Principi fisici . . . . .	26
3.1.2	Operazioni di campo . . . . .	33
3.1.3	Processing, inversione ed interpretazione . . . . .	36
3.2	Sismica con onde superficiali (MASW) . . . . .	40
3.2.1	Principi fisici . . . . .	41
3.2.2	Strumentazione ed acquisizioni . . . . .	43
3.2.3	Processing . . . . .	45
3.2.4	Inversione ed interpretazione . . . . .	46
3.3	Georadar (GPR) . . . . .	48
3.4	Potenziale spontaneo (SP) . . . . .	52
<b>4</b>	<b>Acquisizioni ed elaborazione dati</b>	<b>55</b>
4.1	Indagine ERT . . . . .	58
4.1.1	Strumentazione . . . . .	58

4.1.2	Acquisizioni . . . . .	59
4.1.3	Processing ed inversione . . . . .	61
4.1.4	Visualizzazione dei risultati . . . . .	63
4.2	Indagine MASW . . . . .	69
4.2.1	Strumentazione . . . . .	69
4.2.2	Acquisizioni . . . . .	70
4.2.3	Processing ed inversione . . . . .	71
4.3	Indagine SP . . . . .	83
4.4	Indagine GPR . . . . .	85
<b>5</b>	<b>Risultati</b>	<b>87</b>
5.1	Risultati dell'indagine ERT . . . . .	87
5.2	Risultati dell'indagine MASW . . . . .	89
5.3	Risultati dell'indagine GPR . . . . .	90
5.4	Risultati dell'indagine SP . . . . .	91
<b>6</b>	<b>Conclusioni</b>	<b>93</b>
	<b>Bibliografia</b>	<b>95</b>

# Elenco delle figure

2.1	In rosso il percorso del fiume Frassine, tra il fiume Adige e il fiume Brenta (in azzurro). Il Frassine si unisce al Brenta in prossimità della foce. In giallo il sito, in località Prà di Botte (PD). . . . .	9
2.2	Carta dei suoli delle aree circostanti il sito, estratta dalla carta dei suoli della provincia di Padova. . . . .	11
2.3	Dettaglio <i>mm</i> di precipitazione tra i giorni 31 ottobre e 2 novembre 2010 nel Veneto. La figura (d) mostra i <i>mm</i> cumulati nei tre giorni. Immagini (dati ed elaborazioni) ARPAV. . . . .	14
2.4	Livelli idrometrici del fiume Agno-Guà nel suo primo tratto tra i giorni 30 ottobre e 6 novembre 2010, con riferimento ai massimi precedenti (m.p.). In blu il livello idrometrico nella cassa d'espansione di Montebello Vicentino. . . . .	15
2.5	Livelli idrometrici del fiume Agno-Guà nel suo secondo tratto tra i giorni 30 ottobre e 6 novembre 2010, anche in riferimento ai massimi precedenti (m.p.). La freccia rossa indica il momento della rotta. . . . .	15
2.6	Ponte in località Borgo Frassine chiuso al traffico alle ore 11:30 circa del giorno 1 novembre. È anche visibile l'idrometro utilizzato per l'acquisizione dei livelli idrometrici presso Borgo Frassine (Fig. 2.5). . . . .	17
2.7	Foto della rotta scattate nel tardo pomeriggio del giorno 1 novembre. . . . .	18
2.8	Lavori e stato della rotta nei giorni 2 e 3 novembre. . . . .	19

2.9	Chiusura della rotta raggiunta il giorno 4 novembre e posizionamento di una delle travi in calcestruzzo. . . . .	19
2.10	Infissione delle palancole e marginamento ottenuto al termine della loro posa. . . . .	19
2.11	Foto delle venute d'acqua scattate nel 2012, prima del posizionamento del materasso drenante; a monte le venute si manifestano sul piano campagna in prossimità dell'unghia arginale, a valle già in corrispondenza della scarpata inferiore. . . . .	22
2.12	Sezione trasversale dell'argine nel tratto ricostruito in seguito alla rotta, distinguibile per la presenza della banca. . . . .	22
2.13	Foto aeree della zona interessata dalla rotta. Sono visibili il tratto d'argine destro ricostruito, con il marginamento di palancole, e i risultati dei lavori svolti anche sull'argine sinistro. Sono inoltre evidenti i segni di erosione ed i depositi dovuti al flusso d'acqua. . . . .	23
3.1	Rappresentazione del caso in cui un singolo elettrodo inietti corrente sulla superficie di un semispazio omogeneo ed isotropo, visibili le linee di corrente e le superfici di potenziale conseguenti. Immagine tratta da [28]. . . . .	29
3.2	Schema a 4 elettrodi con distinzione tra elettrodi di corrente ( $C_1$ e $C_2$ ) e di potenziale ( $P_1$ e $P_2$ ). Immagine tratta da [28]. . . . .	30
3.3	Passaggio da uno schema a due elettrodi ad uno con quattro, con distinzione tra elettrodi di corrente ( $C$ ) ed elettrodi di potenziale ( $P$ ). . . . .	31
3.4	Rappresentazione della legge delle tangenti in un caso in cui una discontinuità orizzontale separi due mezzi con resistività diverse. . . . .	32
3.5	Array lineari più comuni nelle acquisizioni ERT. A e B indicano gli elettrodi di corrente, M ed N quelli di potenziale. Immagine tratta da [33]. . . . .	34



3.6	Schematizzazione della sequenza con cui viene iniettata la corrente (onda quadra) e conseguente andamento del potenziale, in cui si evidenziano gli effetti di polarizzazione indotta ed il potenziale “spontaneo” che deve essere rimosso. Immagini tratte da [10]. . . . .	37
3.7	Schema costruttivo di una pseudosezione in cui si mostra la posizione assunta dai diversi dati misurati, in particolare di un quadrupolo con configurazione dipolo-dipolo e di uno con configurazione Wenner-Schlumberger. Immagine tratta da [10]. . . . .	38
3.8	Dispersione delle onde di Rayleigh, secondo la loro lunghezza d’onda, durante la propagazione verso i geofoni. In blu sono rappresentate le diverse ampiezze degli spostamenti verticali indotti dalle onde. Immagine tratta da [10]. . . . .	42
3.9	Rappresentazione dei diversi modi di vibrazione in cui può propagarsi l’energia di un’onda in un corpo elastico, valido anche per le onde di Rayleigh nel suolo. . . . .	43
3.10	Schema di acquisizione con Streamer sismico. Immagine tratta da [1] . . . . .	44
3.11	Confronto tra gli spettri di energia emessi dalle sorgenti sismiche tipicamente utilizzate per acquisizioni MASW. Immagine tratta da [15]. . . . .	45
3.12	Rappresentazione delle diverse fasi del processing. In (E) il sismogramma di partenza, dal quale si ottiene, tramite trasformate di Fourier, lo spettro $f-k$ (C). In $f-k$ si esegue il picking dei massimi per ogni frequenza (D), utilizzati mediante l’eq. 3.24, per ottenere la curva di dispersione (B). In (A), (B) e (C) si evidenzia la presenza dei diversi modi di vibrazione, in (C) si mostra che l’energia rimane, in questo caso, nel modo di vibrazione di ordine inferiore, corrispondente alla curva di dispersione con velocità minori. Immagine tratta da [27]. . . . .	46

3.13	Schema d'inversione, con calibrazione del modello iniziale mediante confronto tra la curva di dispersione sperimentale e quella teorica. Immagine tratta da [10]. . . . .	47
3.14	Modalità di acquisizione nel caso si abbiano a disposizione due pozzi ad opportuna distanza. Immagine tratta da [10]. . . . .	51
3.15	Schema di acquisizione CMP (Common Mid Point) e WARR (Wide-Angle Reflection and Refraction). . . . .	51
3.16	Rappresentazione del doppio strato elettrico diffuso, con i piani di Stern ed Helmholtz. Visibili anche gli andamenti del potenziale $V(x)$ nei due casi (a) e (b). Il piano di scivolamento idrodinamico (S) separa la parte d'acqua in movimento da quella immobile. Il potenziale $V$ su questo piano è detto zeta-potenziale ( $\zeta$ ), in funzione dell'adsorbimento specifico (nello strato di Stern), $\zeta$ può essere positivo o negativo. Per un $\zeta$ negativo (A) vi sarà, per equilibrio della carica complessiva, un eccesso di cariche positive trasportate dal flusso. Immagine tratta da [18]. . . . .	53
4.1	Mappa del sito in cui si evidenziano le diverse acquisizioni eseguite. Il fiume Frassine scorre verso Est. . . . .	56
4.2	Schemi delle acquisizioni longitudinali all'argine. . . . .	57
4.3	Schemi delle misure eseguite trasversalmente alla struttura arginale, T1 e T2 in Fig. 4.1. Sulla sinistra il fiume Frassine in azzurro, sulla destra il lato campagna. . . . .	57
4.4	Strumentazione utilizzata per le acquisizioni ERT. . . . .	58
4.5	Sezioni trasversali della struttura arginale in cui si evidenziano (in rosso) le sezioni di resistività longitudinali e la loro profondità rispetto alla geometria arginale. . . . .	61
4.6	Sezioni di resistività ottenute dalle acquisizioni del giorno 9 ottobre. . . . .	65
4.7	Sezioni di resistività ottenute dalle acquisizioni del giorno 21 novembre. . . . .	65

4.8	Sezione di resistività ottenuta dall'acquisizione dipolo-dipolo con spaziatura elettrodica di 2 m del giorno 2 febbraio. . . . .	66
4.9	Posizionamento delle acquisizioni trasversali rispetto alle sezioni di resistività ottenute dalle misure dipolo-dipolo del giorno 9 ottobre. . . . .	66
4.10	Sezioni di resistività ottenute dalle acquisizioni trasversali del giorno 20 febbraio. . . . .	67
4.11	Porzioni delle sezioni trasversali in cui le misure ERT longitudinali hanno maggiore sensibilità. Il cambio di scala permette di evidenziare la differenza tra la sezione T1 e la sezione T2. . . . .	68
4.12	Strumentazione utilizzata per le acquisizioni MASW. . . . .	70
4.13	Sismogramma e grafico frequenza - velocità di fase relativi all'acquisizione numero 6. . . . .	73
4.14	Sismogramma e grafico frequenza - velocità di fase relativi all'acquisizione numero 14. . . . .	74
4.15	Sismogramma e grafico frequenza - velocità di fase relativi all'acquisizione numero 19. . . . .	75
4.16	Sismogramma e grafico frequenza - velocità di fase relativi all'acquisizione numero 25. . . . .	76
4.17	Fasi principali del processing in Matlab; in questo caso per i dati relativi all'acquisizione 25. . . . .	78
4.18	Curve di dispersione ricavate dalle acquisizioni 21, 22, 23 e 24. La curva di dispersione relativa alla misura 25 è mostrata in Fig. 4.17(d). . . . .	79
4.19	Picking di una curva (p.c.) rappresentativa delle singole curve di dispersione. . . . .	80
4.20	Modello di $V_S$ per il tratto esterno al setto. . . . .	82
4.21	Vista trasversale dell'argine in cui si evidenzia la posizione delle linee di misura del potenziale spontaneo e del materasso drenante in ghiaia. . . . .	84
4.22	Valori misurati di potenziale spontaneo, la loro posizione è riferita allo stendimento dell'acquisizione ERT. . . . .	84

4.23	Strumentazione utilizzata per le acquisizioni GPR, sono visibili le due antenne da pozzo (da 100 MHz) e le unità di trasmissione e ricezione del PulseEkkko 100 system. . . . .	85
4.24	Tracce radar acquisite lungo le sezioni trasversali T1 e T2, le distanze sono state corrette e rappresentano ora lo spazio, in trasparenza attraverso l'argine, tra le due antenne. . . . .	86
4.25	Valori di contenuto d'acqua alle diverse altezze dell'argine in corrispondenza delle due sezioni trasversali T1 e T2. . . . .	86

# Capitolo 1

## Introduzione

Nel forte legame tra sviluppo degli insediamenti umani e presenza d'acqua, da sempre importante risorsa ma anche potenziale pericolo, gli argini rivestono un ruolo fondamentale, specialmente per quanto riguarda le acque fluviali. Gli argini naturali sono la manifestazione di complesse dinamiche fluviali, le stesse piene ad alluvioni sono parte fondante dei processi che portano alla loro formazione. L'uomo però non sempre accetta e si adegua a questi fenomeni ed interviene modificando l'assetto degli argini e dell'idrografia in generale.

Tale scelta offre da un lato numerose ed apprezzate opportunità, ma richiede periodici controlli e manutenzioni, in assenza dei quali aumenta la probabilità che le difese arginali vengano sopraffatte dal tempo o da eventi critici, con le possibili e tristemente note conseguenze.

Monitorare e mantenere in buono stato le strutture arginali è un'attività contraddistinta da notevoli complicità, legate non solo alla lunghezza che queste strutture presentano, ma anche alle eterogeneità che possono presentare, dovute alla combinazione di fattori antropici e/o naturali. Tuttavia sono proprio queste eterogeneità, difficilmente valutabili, ad assumere notevole importanza per stabilità ed efficienza delle arginature.

Per la sua rapidità ed economicità, il monitoraggio visivo della superficie arginale è stato tradizionalmente il metodo più usato su "lunga scala", riservando solo ad alcuni tratti di particolare interesse la possibilità di ricorrere ad indagini informative sull'interno della struttura, seppur puntuali e quindi di modesta

rappresentatività. I principali esempi di queste soluzioni sono lo studio di carote, prove penetrometriche e l'utilizzo di piezometri [16].

Per ovviare a queste limitazioni di carattere tecnico-pratico - ed economico - delle indagini tradizionali, vari autori hanno introdotto l'utilizzo di metodi geofisici come strumento per la caratterizzazione e monitoraggio. Per lo studio degli aspetti idrogeologici vengono generalmente utilizzate tecniche elettromagnetiche [13]; per la valutazione delle qualità meccaniche si preferiscono invece metodi sismici [19]. I metodi geofisici, come in generale molte tecniche scientifiche, presentano punti di forza e debolezza specifici, per questo è spesso opportuno utilizzarli in modo integrato per ottenere informazioni più complete e robuste [17, 23].

Questa tesi, inserendosi in quanto introdotto, presenta un carattere applicativo. Si propone infatti, come obiettivo principale, di valutare opportunità e limitazioni offerte dall'utilizzo integrato di tomografia elettrica (ERT), sismica con onde superficiali (MASW), georadar (GPR) e potenziale spontaneo (SP) nello studio degli argini. I quattro metodi, già sfruttati in campo professionale, sono stati scelti in quanto di rapido impiego ed economici, perciò adatti per indagini su lunghi tratti. Inoltre sono diversamente sensibili ai principali parametri richiesti ad un'indagine arginale, garantendo un alto rapporto tra quantità di informazioni fornite e risorse impiegate.

Il lavoro si è sviluppato su una porzione di 200 metri d'argine del fiume Frassineto a Saletto (PD), località Prà di Botte. Nel 2010 il sito è stato interessato da una rotta di circa 100 metri, con conseguente inondazione dei territori limitrofi. La rotta ed i successivi lavori di ricostruzione hanno prodotto una forte eterogeneità nel tratto d'argine, ad oggi non ben definita ma evidenziata anche da alcune venute d'acqua. La valutazione dello stato attuale del tratto d'argine rimane quindi di notevole interesse.

## Capitolo 2

### Inquadramento del sito

Il tratto d'argine oggetto del lavoro di tesi appartiene alle arginature del fiume Frassine e si trova nel territorio comunale di Megliadino San Fidenzio (PD) in località Prà di Botte, un paio di chilometri a Nord-Est del comune di Montagnana. Il Frassine, dopo aver costeggiato la parte meridionale dei Colli Berici, scorre qui verso Est e rappresenta il confine tra le province di Vicenza e Padova.



Fig. 2.1: In rosso il percorso del fiume Frassine, tra il fiume Adige e il fiume Brenta (in azzurro). Il Frassine si unisce al Brenta in prossimità della foce. In giallo il sito, in località Prà di Botte (PD).

## 2.1 Inquadramento geomorfologico

Il territorio in cui si trova il sito appartiene alla porzione centro-occidentale della pianura veneto-friulana. Questa si è formata come riempimento dell'ampio bacino sedimentario condiviso tra Alpi orientali e Appennini settentrionali. Il suo aspetto geomorfologico attuale è principalmente legato alle diverse fasi morfogenetiche degli ultimi 30.000 anni. In tal senso questo periodo è suddiviso in *Last Glacial Maximum* (ovvero ultimo massimo glaciale: 30.000-17.000 anni fa) e post-*LGM* (ultimi 17.000 anni). Nel *LGM* si ebbero condizioni pleniglaciali associate ad un arretramento del mare Adriatico di oltre 300 Km. Le bassissime pendenze dei territori emersi ostacolarono lo svilupparsi delle incisioni fluviali che normalmente conseguono ad un abbassamento eustatico. Nella pianura veneto-friulana si instaurò così un *controllo da monte*: gli estesi ghiacciai erodevano e trasportavano una grande quantità di detrito, depositato poi sulla pianura dagli scaricatori glaciali [32]. Nella parte orientale i fiumi alpini principali hanno formato corpi sedimentari a forma di ventaglio con apice corrispondente allo sbocco vallivo. Nonostante tale forma ricordi i classici conoidi alluvionali essi si differenziano per alcune caratteristiche, in particolare la maggiore estensione areale e la presenza di una parte distale con minori pendenze costituita in prevalenza da limi ed argille. Questi corpi sedimentari sono detti megafan, predominanti quelli dei fiumi Brenta, Piave e Tagliamento, i loro spessori raggiungono diverse decine di metri ed affiorano tutt'oggi diffusamente. Nella parte occidentale della pianura la fase deposizionale del *LGM* portò i fiumi Po ed Adige a formare una piana deltizia, con pendenze inferiori rispetto ai megafan ad Est. La faglia trascorrente Schio-Vicenza separa i due domini e rappresenta il margine nord-orientale dei Colli Berici ed Euganei.

Alla fine del *LGM* il ritiro dei ghiacciai e l'aumento per contro della vegetazione, diminuirono la quantità di detriti erosi. Nel primo post-*LGM* si ebbe così uno hiatus sedimentario ed incisione fluviale. Le manifestazioni di questa fase sono paleosuoli (tra cui il caranto) e diversi terrazzi fluviali. Con la deglaciazione iniziò l'ultima trasgressione marina che portò poi al raggiungimento dell'*highstand*



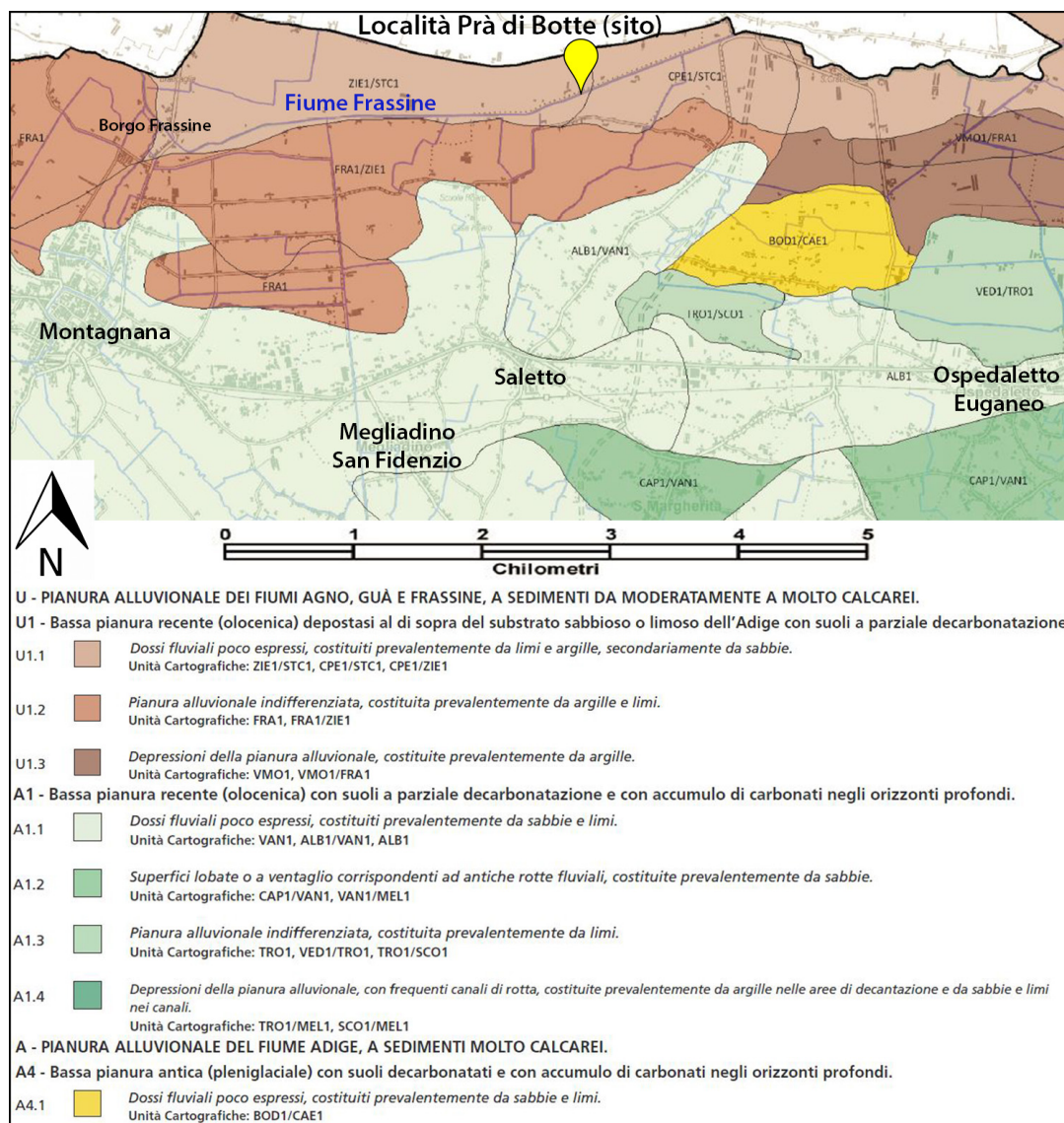


Fig. 2.2: Carta dei suoli delle aree circostanti il sito, estratta dalla carta dei suoli della provincia di Padova.

*system track* circa 5000 anni fa [32] [24]. Il mantenimento di questa condizione generò, tra i 5000 e i 2000 anni fa, la ripresa di aggradazione e progradazione; in alcune zone della pianura, in particolare nella parte occidentale, numerosi fiumi coprirono con nuovi sedimenti i depositi del *LGM*. Un'evoluzione geomorfologica di questo tipo è coerente con quanto mostrato dalla carta dei suoli della provincia di Padova per le aree circostanti il sito di studio. Nello specifico, il fiume Frassine ha in gran parte coperto, con dossi fluviali e pianura alluvionale, i precedenti depositi pleniglaciali del fiume Adige, come mostra la Fig. 2.2.

## 2.2 Il fiume Frassine

Il fiume Frassine è un esempio di come, seguendo un corso d'acqua dalla sorgente verso il mare, esso possa assumere diversi nomi, nel nostro caso sei: torrente Agno, fiume Guà, fiume Frassine, canale Brancaglia, canale Santa Caterina e fiume Gorzone.

Il primo tratto, torrente Agno, scorre nel vicentino occidentale ed è alimentato dal bacino idrografico che racchiude il comune di Recoaro Terme. La superficie di questo bacino montano è di circa  $260 \text{ Km}^2$ , limitato a Sud dalla Catena delle Tre Croci ed a Ovest dal Gruppo del Carega; nell'alto del bacino affiorano scisti cristallini, più in basso calcari, più o meno marnosi, intercalati a basalti e piroclastiti. La presenza di scisti ed argille, derivanti dall'alterazione dei basalti e delle piroclastiti, limita fortemente la permeabilità della zona, caratteristica che si ripercuote sul regime idrologico del corso d'acqua. L'Agno scende lungo la valle omonima, bagnando i centri di Recoaro, Valdagno, Cornedo Vicentino e Trissino, fino all'unione con il torrente Restena, presso Tezze di Arzignano; qui prende il nome di fiume Guà. [7]

Il corso d'acqua prosegue verso sud-est, passando tra Montecchio Maggiore ed Arzignano, quindi per Lonigo, prima di entrare per un breve tratto nel territorio veronese. Tornando nel vicentino costeggia il lato occidentale e sud-occidentale dei Colli Berici, dai quali riceve le acque di numerose sorgenti carsiche, molte delle quali vi confluiscono attraverso il fiume Brendola, presso il comune di Sarego. Il percorso devia quindi verso Est, in direzione della provincia di Padova, attraverso Cologna Veneta e Roveredo di Guà. Quando il Guà giunge in località Borgo Frassine, nel comune di Montagnana, ne prende il nome: fiume Frassine.

Proseguendo verso Este, riceve le acque del Ronago, un importante collettore dell'area compresa tra i Colli Berici meridionali e il Frassine. Ancora nei pressi di Este uno snodo idrico mette in comunicazione il Frassine con il canale Bisatto. In località Brancaglia assume il nome di canale Brancaglia, lo mantiene però per soli cinque chilometri, a Prà di Este diventa infatti canale Santa Caterina. Deviando verso Sud raggiunge e soprapassa il fiume Fratta-Gorzone al quale si

unisce, dopo essere tornato a scorrere verso Est, nel comune di Vescovana; il corso d'acqua acquisisce così il nome di fiume Gorzone.

Scorrendo sempre verso Est si accompagna per un lungo tratto con il fiume Adige, con il quale passa per Cavarzere. Di qui i due fiumi si separano, con il fiume Gorzone che devia a Nord-Est. Mantenendo questa direzione raggiunge, dopo una decina di chilometri, il Fiume Brenta, nel quale si immette in prossimità della foce. [29]

## 2.3 La piena del 2010

La rotta arginale avvenuta il primo novembre 2010 nel tratto d'argine oggetto della tesi rientra tra le numerose conseguenze dell'evento alluvionale che tra i giorni 31 ottobre e 2 novembre colpì varie zone del Veneto.

Da domenica 31 ottobre a martedì 2 novembre 2010 il Veneto fu interessato da piogge persistenti ed intense, in particolare sulle zone prealpine e pedemontane, dove si superarono diffusamente i 300 *mm* complessivi di pioggia, con punte massime superiori a 500 *mm* [4]. Ad aggravare la situazione indotta dall'eccezionalità delle piogge contribuirono l'intenso scioglimento delle nevi e le difficoltà di deflusso dovute alla presenza di un persistente vento di scirocco, il quale mantenne di carattere piovoso anche le precipitazioni alle quote più elevate.

Molti corsi d'acqua registrarono eventi di piena prossimi o anche superiori ai precedenti massimi storici, tale criticità causò numerose rotte e tracimazioni. I fiumi Bacchiglione e Retrone allagarono vaste aree della città e della provincia di Vicenza, il fiume Alpone le città di Soave e Monteforte d'Alpone, infine il fiume Frassine, in seguito ad una rotta di circa un centinaio di metri sull'argine destro, i territori comunali tra Montagnana ed Este.

La Fig. 2.3 mostra le altezze di pioggia per i giorni 31 ottobre, 1 novembre e 2 novembre. Il giorno 3 novembre non si sono verificate precipitazioni. Come anticipato, i massimi si registrarono nelle aree prealpine, tra cui le zone che alimentano il torrente Agno. La Fig. 2.4 mostra i livelli idrometrici raggiunti dal torrente Agno presso Recoaro Terme, Ponte di Brogliano e Ponte Asse.

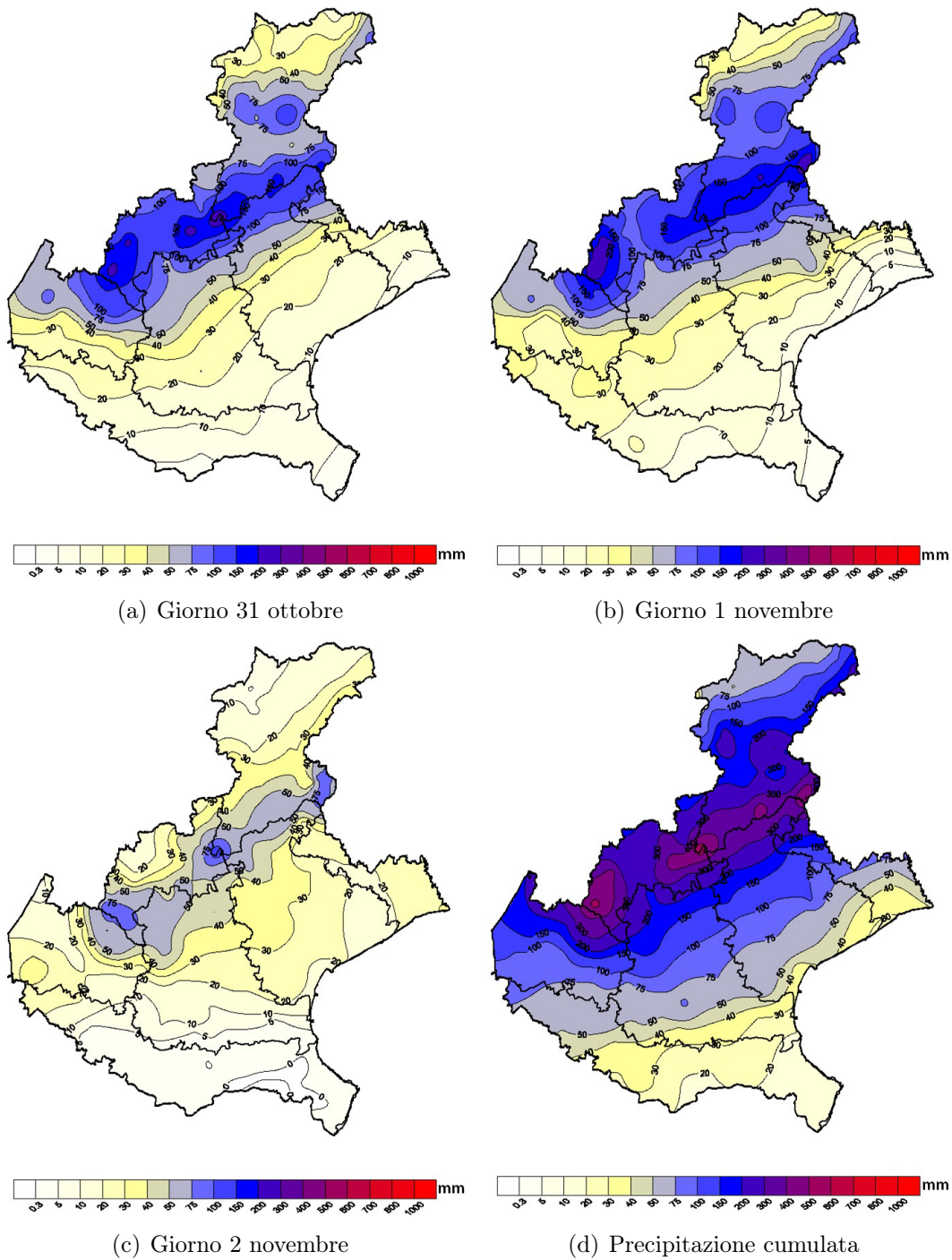


Fig. 2.3: Dettaglio *mm* di precipitazione tra i giorni 31 ottobre e 2 novembre 2010 nel Veneto. La figura (d) mostra i *mm* cumulati nei tre giorni. Immagini (dati ed elaborazioni) ARPAV.

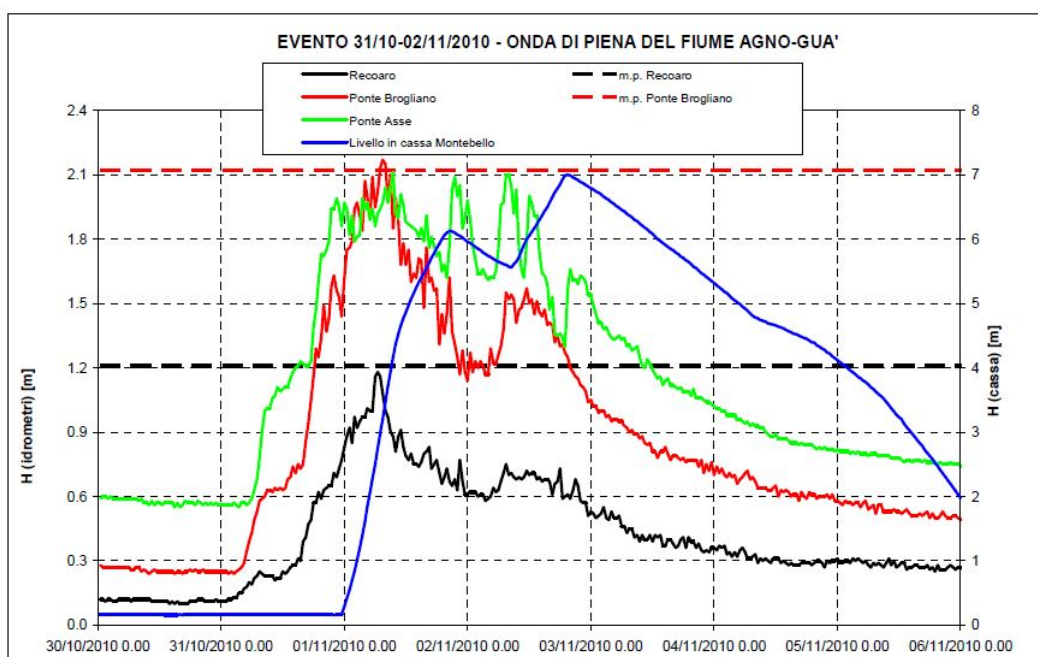


Fig. 2.4: Livelli idrometrici del fiume Agno-Guà nel suo primo tratto tra i giorni 30 ottobre e 6 novembre 2010, con riferimento ai massimi precedenti (m.p.). In blu il livello idrometrico nella cassa d'espansione di Montebello Vicentino.

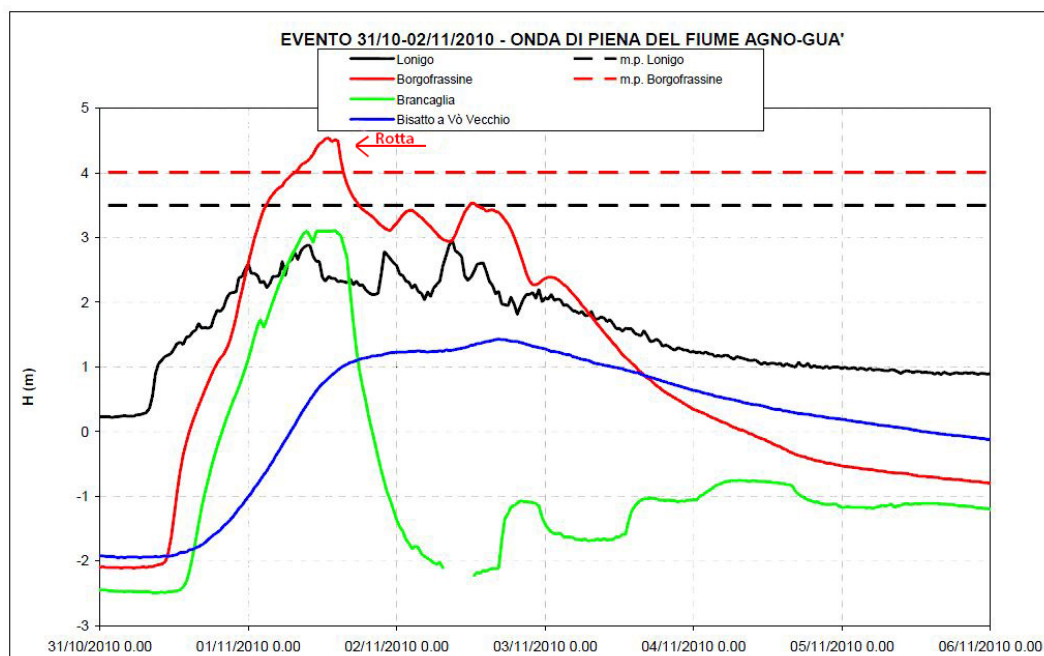


Fig. 2.5: Livelli idrometrici del fiume Agno-Guà nel suo secondo tratto tra i giorni 30 ottobre e 6 novembre 2010, anche in riferimento ai massimi precedenti (m.p.). La freccia rossa indica il momento della rotta.

Entrambe le curve mostrano valori prossimi ai precedenti massimi storici, anche superati presso Ponte di Brogliano. Sono inoltre visibili le altezze raggiunte entro la cassa di espansione di Montebello Vicentino, utilizzata già dal 1928 per laminare le piene dell'Agno-Guà. L'onda di piena proseguì quindi alimentandosi con le acque dei diversi affluenti.

La Fig. 2.5 permette di seguire lo sviluppo della piena verso il sito di nostro interesse, rappresentato dalle misure presso Borgo Frassine, quattro chilometri più a monte. La stessa Fig. 2.5 evidenzia il momento della rotta, avvenuta il giorno 1 novembre sull'argine destro nel comune di Megliadino San Fidenzio (PD), in località Prà di Botte. È possibile notare come la rotta sia seguita al superamento del massimo idrometrico storico registrato. Il rapido calo dei livelli idrometrici registrato dalle stazioni idrometriche di Borgo Frassine e Brancaglia testimonia l'importanza dell'evento di rotta. La grande quantità d'acqua richiamata dal collasso della struttura arginale allagò i territori comunali di Medaglino San Fidenzio e Saletto.

## 2.4 La rotta e l'argine

Le condizioni del fiume Frassine risultavano critiche già nelle ore precedenti la rotta. Nella mattinata fu chiuso al traffico il ponte che in località Borgo Frassine collega le province di Padova e Vicenza. Come mostra la Fig. 2.6 il livello idrometrico raggiunse la struttura con conseguenti difficoltà di deflusso ed un pericoloso accumulo dei materiali trasportati dalla piena. Nella tarda mattinata una prima falla si aprì in località Caprano, poco a Nord di Montagnana e qualche chilometro a monte del nostro sito. Fortunatamente l'espansione di questa falla non degenerò in rotta, anche grazie all'intervento della Protezione Civile e del Genio Civile; una rottura dell'argine in tal punto avrebbe coinvolto pesantemente il comune di Montagnana, principale centro abitato e sede dell'ospedale di zona.

Purtroppo qualche ora più tardi si aprì una seconda falla in località Prà di Botte, la quale degenerò poi nella rotta in esame. Precedentemente al cedimento il tratto d'argine mostrava la presenza di preoccupanti venute d'acqua e l'in-



Fig. 2.6: Ponte in località Borgo Frassine chiuso al traffico alle ore 11:30 circa del giorno 1 novembre. È anche visibile l'idrometro utilizzato per l'acquisizione dei livelli idrometrici presso Borgo Frassine (Fig. 2.5).

tensificarsi di queste compromise la struttura arginale che, alle ore 14:30 circa, iniziò a cedere. L'espansione della rotta durò fino alle 16:30 circa, quando la sua larghezza aveva ormai raggiunto i 100 *m*.

Da subito iniziarono i lavori per limitare ed interrompere il flusso d'acqua e fango diretto ai territori circostanti la rotta. Inizialmente vennero scaricati alle estremità della rotta numerosi carichi di pietrame grossolano, in grado di resistere alla velocità dell'acqua. Tale operazione proseguì durante la notte e poi nei giorni seguenti. Entro la mattinata del giorno 2 novembre si chiusero in questo modo circa trenta metri di rotta. Nei giorni 2 e 3 novembre le precipitazioni diminuirono favorendo l'abbassamento del livello idrometrico e quindi i lavori per la chiusura della rotta, che proseguirono con la posa di pietrame. Furono utilizzate pietre di dimensioni variabili, inizialmente le più grandi con funzione di sostegno ed in seguito le altre, di dimensioni via via minori per ridurre la permeabilità.

In aggiunta al pietrame vennero posate sul lato campagna anche alcune grandi travi di cemento armato, tale operazione fu accelerata grazie all'utilizzo di un elicottero chinook dell'esercito. Sul lato fiume, al piede della scogliera costituita, si posizionò anche un marginamento in palancole, visibile in Fig. 2.10. Il giorno 4 novembre la rotta venne finalmente chiusa ed il flusso d'acqua interrotto. A ricoprimento della struttura in pietrame costituita vennero poi posti riporti in tout venant.



Fig. 2.7: Foto della rotta scattate nel tardo pomeriggio del giorno 1 novembre.

I lavori svolti nei giorni successivi alla rotta avevano naturalmente come necessità quella di bloccare l'uscita d'acqua. Per una più definitiva sistemazione del tratto d'argine furono eseguiti ulteriori lavori, con lo scopo di aumentare l'impermeabilità e la resistenza della struttura, annualmente interessata da nuovi eventi di piena. Inoltre il marginamento in palancole, così come collocato, non poteva, anche in termini estetici, offrire una soluzione a lungo termine.

Il principale intervento di sistemazione fu eseguito alla fine del 2012. I lavori si divisero in tre diverse fasi e coinvolsero per intero la struttura ricostruita e le porzioni adiacenti. Tutte le lavorazioni furono eseguite dalla sommità arginale e parallelamente alla stessa, ma interessarono però volumi della struttura differenti a seconda della loro funzione.

Nella prima fase si eseguirono delle iniezioni di cemento a caduta per una lunghezza di circa 110 *m* ed una profondità di 9,5 *m*, in modo da coprire interamente la parte d'argine ricostruita. La seconda fase portò alla formazione di un diaframma in jet-grouting, la cui estensione risulta maggiore rispetto a quella della precedente lavorazione. In tal modo il diaframma coinvolge, lateralmente e verticalmente, anche le parti adiacenti alla struttura ricostruita. Le dimensioni previste per il trattamento in jet-grouting sono 170 *m* di lunghezza e, nella parte centrale, 22 *m* di profondità. Nella terza fase furono eseguite delle ulteriori iniezioni impermeabilizzanti con l'utilizzo di canne valvolate. Tale lavorazione si concentrò soltanto sulla parte ricostruita andando, secondo il progetto, a sovrapporsi al diaframma ottenuto con il cemento posizionato per caduta.





(a) Posizionamento pietrame a monte della rotta, giorno 2 novembre.



(b) Posizionamento pietrame e condizione della rotta, giorno 3 novembre.

Fig. 2.8: Lavori e stato della rotta nei giorni 2 e 3 novembre.



(a) Chiusura della rotta.



(b) Posizionamento di una delle travi in calcestruzzo armato.

Fig. 2.9: Chiusura della rotta raggiunta il giorno 4 novembre e posizionamento di una delle travi in calcestruzzo.



(a) Posizionamento delle palancole, giorno 11 novembre.



(b) Marginamento costituito dalle palancole.

Fig. 2.10: Infissione delle palancole e marginamento ottenuto al termine della loro posa.

Il progetto visionato fa coincidere il contorno del diaframma impermeabile con quello del jet-grouting e prevede che il trattamento eseguito con canne valvolate goda di buona continuità spaziale. Dato il ripetuto manifestarsi di venute d'acqua in diversi punti del tratto d'argine è però da supporre che tali ipotesi non siano del tutto esatte e che la struttura non risulti nella realtà così omogenea ed impermeabile. Nel novembre 2013 furono eseguiti dei sondaggi per migliorare il livello di conoscenza delle condizioni del sito. L'analisi di questi sondaggi, sei eseguiti nella parte ricostruita e tre a valle, evidenzia la complessità del sito. Nella parte ricostruita le diverse iniezioni impermeabilizzanti si sovrappongono in modo difficilmente definibile al pietrame riportato durante i lavori di urgenza. È opportuno evidenziare come i sondaggi abbiano un valore principalmente puntuale e non garantiscano una completa valutazione della struttura ricostruita, che potrebbe presumibilmente presentare forte eterogeneità, considerato anche il modo in cui è stata costituita. L'omogeneità della struttura risulta però una caratteristica fondamentale ai fini dell'impermeabilità e della stabilità meccanica a lungo termine.

Si possono invece ritenere più sicure le informazioni che i sondaggi forniscono sulla parte d'argine a valle del tratto ricostruito. Le tre carote estratte risultano notevolmente omogenee, con dominanza di sabbie fino-limose. Anche i dati sulle litologie presenti al di sotto delle arginature sono considerabili sufficientemente rappresentativi, trovando inoltre riscontro in due sondaggi precedenti eseguiti nel dicembre 2012, uno a monte ed uno a valle della rotta. Nel loro insieme i sondaggi più profondi indicano la probabile presenza di un livello più argilloso tra gli 11 e i 13 m; più in profondità risultano presenti spessi livelli di sabbie medio-grossolane separati da intercalazioni argillo-limose.

Dato il persistere delle venute d'acqua, frequenti in caso di livello idrometrico elevato, nel 2014 furono eseguiti lavori anche sulla scarpata bassa e sull'unghia del lato campagna. Per tutta la lunghezza del tratto d'argine ricostruito, circa 110 m, venne sostituito il materiale superficiale di tali elementi con delle ghiaie, che permettono un miglior drenaggio. Le ghiaie sono state poste tra due strati di geotessuto e poi ricoperte con materiale da riporto. Venne costituito in questo

modo un materasso drenante dello spessore di circa  $0,5\ m$ . Per evitare il ristagno d'acqua al piede del materasso fu scavato un fossato di sgrondo che ne permette il defluire verso una scolina preesistente. Si sono inoltre rilevate interessanti le informazioni raccolte sulle condizioni precedenti al posizionamento del materasso drenante, esse sembrano infatti indicare un diverso livello di permeabilità della struttura: la parte più a monte presentava venute d'acqua diffuse sulla porzione di piano campagna prossima all'unghia, la parte più a valle ne era invece interessata all'altezza della scarpata inferiore.

È utile infine descrivere la geometria dell'argine, rilevante anche nell'organizzazione delle acquisizioni geofisiche. Le arginature si presentano presso il sito come una struttura rettilinea, visibile nelle foto aeree di Fig. 2.13. La loro altezza è di circa  $8,8\ m$  rispetto al piano campagna, le scarpate arginali interne hanno scarpa 3:2 mentre il lato esterno è meno pendente, con scarpa approssimativamente di 2:1. La Fig. 2.12 mostra la sezione trasversale del tratto ricostruito. La presenza della banca, posta ad una altezza di circa  $5\ m$ , è caratteristica soltanto della parte ricostruita, non è infatti presente nei tratti originali a monte e a valle. Sempre in sezione trasversale, sommità (corona) e banca misurano  $4\ m$  di larghezza, mentre l'intera struttura ne misura circa 35.



(a) Porzione di monte.

(b) Porzione di valle.

Fig. 2.11: Foto delle venute d'acqua scattate nel 2012, prima del posizionamento del materasso drenante; a monte le venute si manifestano sul piano campagna in prossimità dell'unghia arginale, a valle già in corrispondenza della scarpata inferiore.

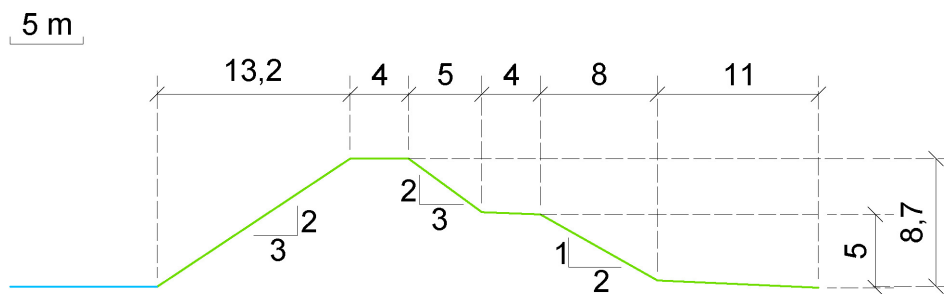


Fig. 2.12: Sezione trasversale dell'argine nel tratto ricostruito in seguito alla rotta, distinguibile per la presenza della banca.

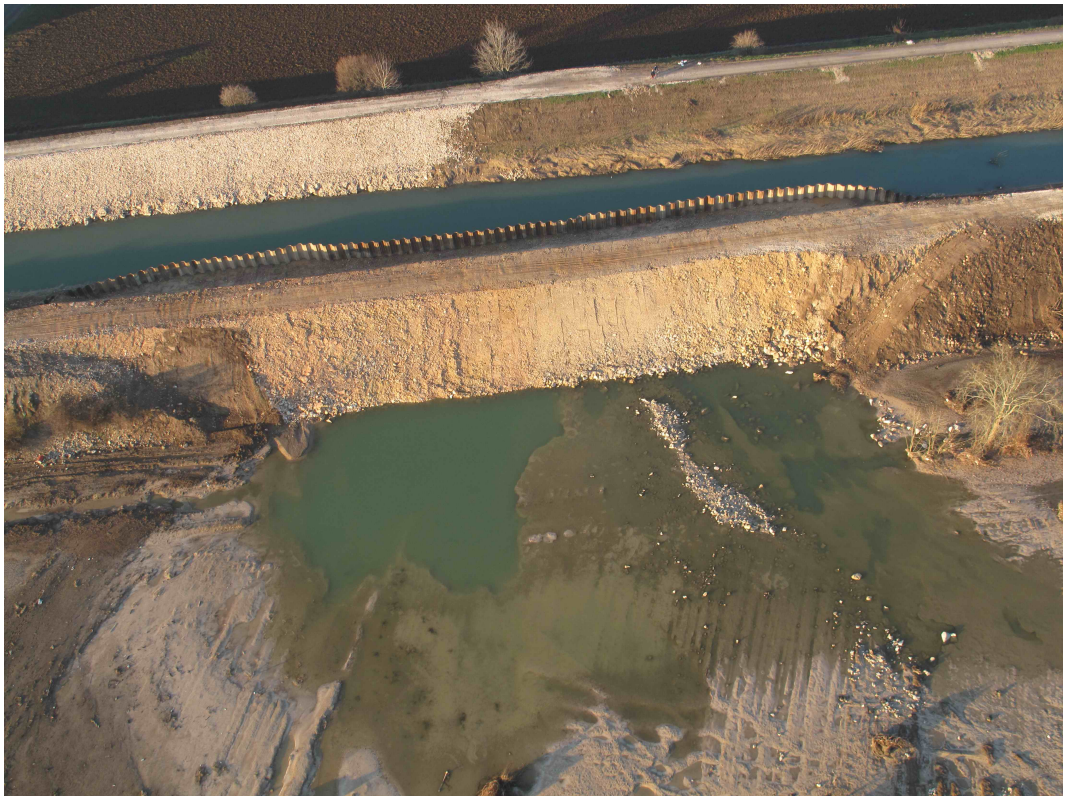


Fig. 2.13: Foto aeree della zona interessata dalla rotta. Sono visibili il tratto d'argine destro ricostruito, con il marginamento di palancole, e i risultati dei lavori svolti anche sull'argine sinistro. Sono inoltre evidenti i segni di erosione ed i depositi dovuti al flusso d'acqua.



# Capitolo 3

## Metodi utilizzati

In questo capitolo si introducono i metodi geofisici utilizzati nel lavoro di tesi. Nella prima sezione verrà trattata la tomografia di resistività elettrica (ERT), in seguito il metodo sismico con onde superficiali (*MASW*), il metodo del georadar (GPR) e il metodo del potenziale spontaneo (*SP*).

### 3.1 Tomografia di resistività elettrica (ERT)

La tomografia di resistività elettrica, *Electrical Resistivity Tomography*, è un metodo elettrico in corrente continua che indaga la distribuzione di resistività elettrica nella porzione di terreno interessata. Tale distribuzione vuole essere determinata in modo continuo, in sezioni 2D o 3D, e senza imporre limitazioni sull'eterogeneità della struttura.

La corrente è immessa in modo controllato attraverso due elettrodi, detti elettrodi di corrente. Conseguentemente al flusso di corrente che si instaura nel sottosuolo si genera un campo di potenziale elettrico, misurato come differenza tra elettrodi di potenziale. Tale misura risulta informativa delle proprietà elettriche del sottosuolo in quanto esse influenzano il flusso di corrente e quindi il campo di potenziale che ne consegue. 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 deriva dalla combinazione di due principi base: la *legge di Ohm* e la *conservazione della carica elettrica*.

### 3.1.1 Principi fisici

La legge di Ohm stabilisce che, note l'intensità di corrente immessa  $I$  [A] e la differenza di potenziale misurata  $\Delta V$  [V], è possibile ricavare la resistenza  $R$  [ $\Omega$ ] offerta dal terreno al flusso corrente.

$$\Delta V = RI \quad (3.1)$$

Come mostra la *seconda legge di Ohm* (3.2), la resistenza così calcolata dipende non soltanto dalle caratteristiche elettriche ma anche da quelle geometriche del volume interessato dal flusso di corrente. Per un flusso di corrente attraverso un conduttore cilindrico la seconda legge di Ohm risulta essere:

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

Dove  $\rho$  rappresenta la resistività [ $\Omega\text{m}$ ],  $L$  la lunghezza [m] e  $S$  l'area di base [ $\text{m}^2$ ]. La resistività  $\rho$  è anche definita come  $1/\sigma$ , con  $\sigma$  che indica la conduttività elettrica [S/m] del materiale. Combinando le equazioni 3.1 e 3.2 in forma infinitesimale si ottiene:

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

Ove  $\vec{E}$  è il vettore intensità di campo elettrico [V/m] e  $\vec{J}$  il vettore intensità di corrente [ $\text{A}/\text{m}^2$ ]. Si riscrive più comunemente utilizzando la conduttività elettrica  $\sigma$ :

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \quad (3.4)$$

Ricordando che i campi elettrostatici sono conservativi, il campo elettrico può essere espresso come gradiente del campo scalare di potenziale  $V$ .

$$\vec{E} = -\nabla V \quad (3.5)$$



Sostituendo nell'eq. 3.4 si ottiene:

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

Che rappresenta la legge di Ohm (eq. 3.1) in forma differenziale [26].

Come introdotto, il secondo principio su cui si basano i metodi in corrente continua è il principio di *conservazione della carica elettrica*, espressione della stazionarietà del flusso di cariche elettriche. Tipicamente tale principio è indicato in forma differenziale tramite l'utilizzo del divergente:

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

Sostituendo l'eq. 3.4 nella 3.7 si ottiene l'equazione che rappresenta la distribuzione del potenziale in condizioni stazionarie e di  $\sigma$  potenzialmente eterogenea ed anisotropa:

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

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  $\sigma$ .

Nel caso in cui il sistema sia omogeneo le derivate spaziali di  $\sigma$  si annullano e possiamo riscrivere:

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

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

$$\sigma \left( \frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} \right) = 0 \quad (3.8)$$

Escludendo la soluzione  $\sigma = 0$ , non significativa per il nostro caso, l'eq. 3.8 è

equivalente all'*equazione di Laplace*:

$$\nabla^2 V = 0 \quad (3.9)$$

L'equazione di Laplace rappresenta in generale una diffusione secondo gradiente di potenziale in un mezzo omogeneo ed isotropo. Utile come esempio ricordare la sua validità anche nel descrivere la diffusione del calore o il flusso d'acqua in un mezzo poroso.

Volendo avvicinarci ulteriormente al caso di nostro interesse è opportuno riscrivere l'equazione di Laplace in coordinate sferiche.

$$\frac{\partial^2 V}{\partial r^2} + \frac{2}{r} \frac{\partial V}{\partial r} = 0 \quad (3.10)$$

### **Elettrodo singolo**

Risulta così comodo trattare il caso semplificato di un elettrodo singolo, posto nell'origine ( $r = 0$ ), che inietta una corrente  $I$  in uno spazio omogeneo di resistività  $\rho$ . La soluzione generica è ottenibile riscrivendo nel seguente modo:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial r} \left( r^2 \frac{\partial V}{\partial r} \right) &= 0 \\ \rightarrow \left( r^2 \frac{\partial V}{\partial r} \right) &= \text{cost.} = C_1 \\ \rightarrow V &= C_2 - \frac{C_1}{r} \end{aligned}$$

Dove  $C_1$  e  $C_2$  sono le costanti determinate dalle condizioni a contorno. Generalmente si pone a distanza  $r$  che tende ad infinito la condizione di potenziale  $V$  uguale a zero (eq. 3.11); mentre, per simmetria sferica ed immissione di corrente tramite l'elettrodo nell'origine, si definisce l'intensità di corrente  $J$  in funzione di  $r$  (eq. 3.12).

$$V(r \rightarrow \infty) = 0 \rightarrow C_2 = 0 \quad (3.11)$$

$$I = 4\pi r^2 J \xrightarrow{\text{eq.3.6}} I = -4\pi r^2 \sigma \frac{\partial V}{\partial r} \rightarrow I = -4\pi r^2 \sigma \frac{C_1}{r^2} \rightarrow C_1 = -\frac{I\rho}{4\pi} \quad (3.12)$$

Da cui:

$$V(r) = \frac{I\rho}{4\pi r} \quad (3.13)$$

Intuitivamente si può riportare il risultato ottenuto al caso in cui l'elettrodo sia posto sulla superficie di un semispazio, sempre omogeneo di resistività  $\rho$ . In questo caso, fisicamente simile alla situazione di nostro interesse, la corrente  $I$  si distribuisce soltanto su metà del volume precedente. Risulta quindi:

$$V(r) = \frac{I\rho}{2\pi r} \quad (3.14)$$

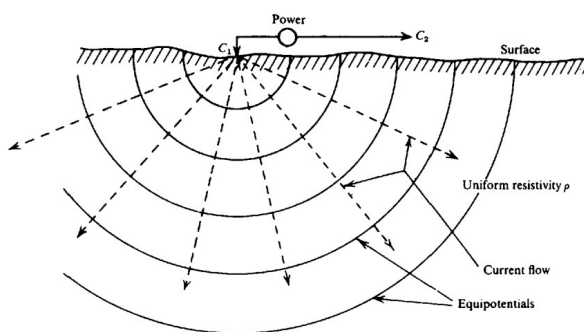


Fig. 3.1: Rappresentazione del caso in cui un singolo elettrodo inietta corrente sulla superficie di un semispazio omogeneo ed isotropo, visibili le linee di corrente e le superfici di potenziale conseguenti. Immagine tratta da [28].

### Configurazioni a più elettrodi

Nella tomografia elettrica, così come nei sondaggi elettrici verticali, si utilizzano due elettrodi di corrente per generare e controllare la differenza di potenziale ed il flusso di corrente. Un elettrodo fungerà da sorgente, iniettando una corrente  $+I$ , il secondo invece, per la differenza di potenziale  $\Delta V$  imposta rispetto al primo, attirerà le linee di corrente ( $-I$ ). 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. Nel caso schematico mostrato in Fig. 3.2 la differenza di potenziale misurata è facilmente riconducibile

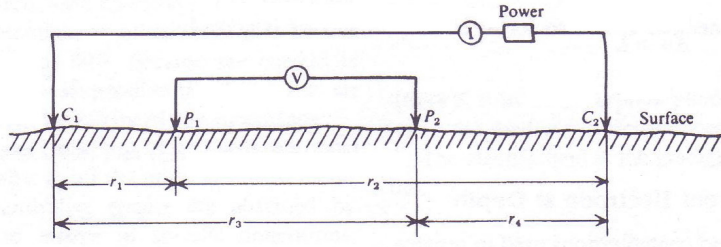


Fig. 3.2: Schema a 4 elettrodi con distinzione tra elettrodi di corrente ( $C_1$  e  $C_2$ ) e di potenziale ( $P_1$  e  $P_2$ ). Immagine tratta da [28].

alla sovrapposizione degli effetti:

$$V_{p1} = \frac{I\rho}{2\pi r_1} + \frac{-I\rho}{2\pi r_2} \qquad V_{p2} = \frac{I\rho}{2\pi r_3} + \frac{-I\rho}{2\pi r_4}$$

Da cui si ricava la differenza di potenziale  $\Delta V$  misurata:

$$\Delta V = \frac{I\rho}{2\pi} \left[ \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_3} \right) - \left( \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_4} \right) \right] \quad (3.15)$$

L'utilizzo di quattro elettrodi, con distinzione tra quelli di corrente e quelli di potenziale, 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, al loro contatto, una resistenza elettrica detta *resistenza di contatto*. Tale resistenza ostacola il passaggio della corrente tra i due mezzi, sommandosi in serie alla resistenza offerta dal terreno. Il valore assunto dalla resistenza di contatto dipende dall'intensità di corrente che vi transita: per gli elettrodi interessati dal flusso di corrente può raggiungere valori di  $10^4$  Ohm, 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 quello mostrato in Fig. 3.3(b). Le resistenze di contatto presenti agli elettrodi  $C_1$  e  $C_2$  possono essere ignorate poiché essi vengono utilizzati soltanto per la misura dell'intensità di corrente immessa  $I$ . La differenza di potenziale  $\Delta V$  è invece acquisita tramite gli elettrodi di potenziale  $P_1$  e  $P_2$  ed il voltmetro al quale sono collegati. L'alta

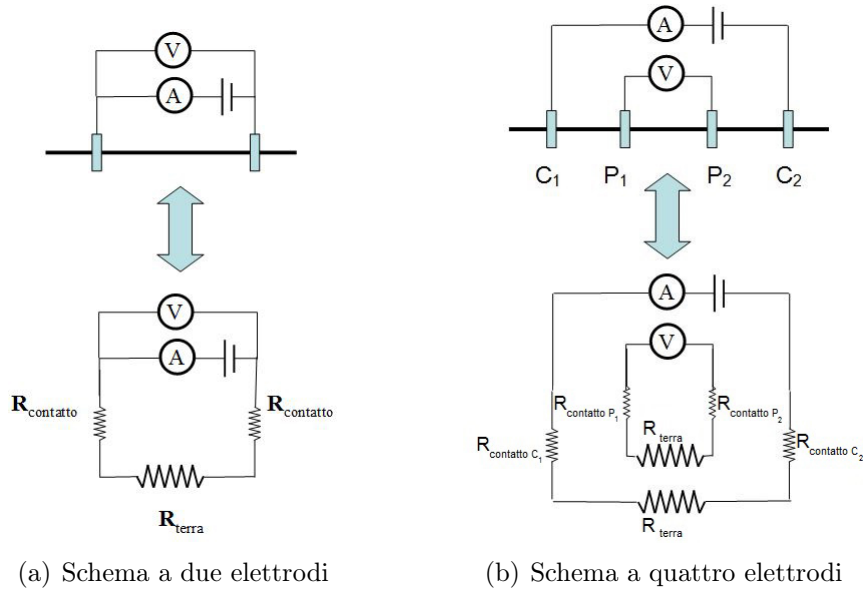


Fig. 3.3: Passaggio da uno schema a due elettrodi ad uno con quattro, con distinzione tra elettrodi di corrente (C) ed elettrodi di potenziale (P).

impedenza interna del voltmetro assicura che non vi sia passaggio di corrente tra gli elettrodi di potenziale e quindi che le loro resistenze di contatto siano trascurabili.

### Mezzo non omogeneo

Per concludere la sezione sui principî fisici è opportuno affrontare brevemente il caso in cui non valga l'assunzione di omogeneità fatta finora. In un sistema eterogeneo le linee di corrente si dispongono seguendo percorsi di minima resistenza, in analogia al principio ottico di tempo minimo. In Fig. 3.4 è mostrato il 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  $\theta_1$  rispetto alla verticale,  $J_{x1}$  e  $J_{z1}$  ne rappresentano quindi rispettivamente la componente orizzontale e verticale. La corrente viene rifratta dalla discontinuità, l'angolo di rifrazione  $\theta_2$  separa  $J_2$  dalla verticale,  $J_{x2}$  e  $J_{z2}$  sono la componente orizzontale e verticale di  $J_2$ . Per l'equilibrio sulla discontinuità possiamo definire due condizioni. Poiché in corrente continua non sono in generale previsti campi magnetici variabili nel

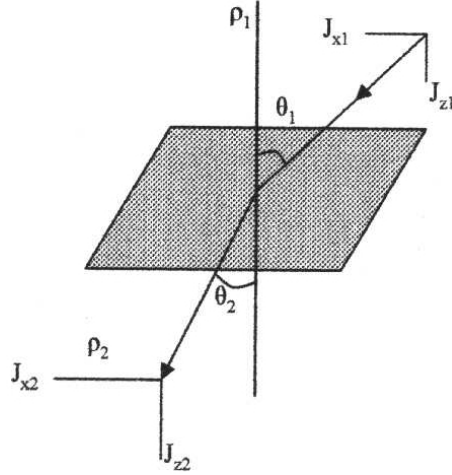


Fig. 3.4: Rappresentazione della legge delle tangenti in un caso in cui una discontinuità orizzontale separi due mezzi con resistività diverse.

tempo, deve essere nullo il rotore del campo elettrico e di conseguenza:

$$E_{x1} = E_{x2} \rightarrow V_{x1} = V_{x2} \rightarrow J_{x1}\rho_1 = J_{x2}\rho_2 \quad (3.16)$$

Non possono inoltre essere accumulate cariche sulla superficie, le due componenti normali  $J_{z1}$  e  $J_{z2}$  devono quindi essere uguali.

$$J_{z1} = J_{z2} \quad (3.17)$$

È possibile inserire quest'ultima condizione nella precedente (eq. 3.16), si ottiene così:

$$\frac{J_{x1}}{J_{z1}}\rho_1 = \frac{J_{x2}}{J_{z2}}\rho_2 \rightarrow \frac{\sin \theta_1}{\cos \theta_1}\rho_1 = \frac{\sin \theta_2}{\cos \theta_2}\rho_2 \rightarrow \frac{\tan \theta_1}{\tan \theta_2} = \frac{\rho_1}{\rho_2} \quad (3.18)$$

In questo modo si è legato il rapporto tra tangenti degli angoli incidenti al rapporto delle resistività, come anticipato le linee di corrente tenderanno a permanere là dove la resistività è minore, come mostra il maggiore angolo d'incidenza  $\theta$  rispetto alla verticale. Questa uguaglianza prende il nome di *legge delle tangenti* [10] [26]. Sebbene 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, non applicabile per un sistema in cui

non si pongano forti limiti sull'eterogeneità. Per questi motivi le sue soluzioni, semi-analitiche in forma di abachi, si applicano bene ai sondaggi elettrici verticali ma non al metodo ERT, in cui si vuole ricostruire l'eterogeneità senza assunzione di domini-strati a resistività omogenea.

### 3.1.2 Operazioni di campo

#### Strumentazione

Per ottenere il grande numero di dati di cui necessita il metodo ERT si utilizzano stendimenti di elettrodi con più di un singolo quadripolo. Questi stendimenti sono generalmente composti da una o più unità di 24 elettrodi. Gli elettrodi sono usualmente posti con spaziature regolari lungo una linea dritta, ciò fornisce una distribuzione di informazioni più omogenea e semplifica 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  $\Delta V$ .
- uno o più cavi multiconduttore per collegare gli elettrodi alle precedenti componenti.

Le diverse componenti intervengono nel processo di acquisizione come mostrato in Fig. 3.3(b). Amperometro e voltmetro sono incorporati nel *resistivimetro*, nel quale vengono anche memorizzate le sequenze di misure da compiere e i valori raccolti. Mediante un multiplexer il resistivimetro gestisce poi in automatico le singole misure previste dalla sequenza impostata, determinando per ogni misura quali elettrodi utilizzare per iniettare la corrente e quali invece per la misura di  $\Delta V$ . Le sequenze di misura variano in base al tipo di schema di acquisizione scelto.

## Tipi di array e spaziatura tra elettrodi

Lo schema di acquisizione, sequenza delle misure da effettuare, viene detto *array*. Per rispondere alle molteplici necessità si sono sviluppati diversi array con caratteristiche diverse. In Fig. 3.5 sono rappresentati gli array più comunemente utilizzati nelle acquisizioni ERT. 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 dipendono fortemente dalla distanza che l'array prevede tra gli elettrodi di potenziale: una maggior distanza comporta, in generale, una maggior intensità di segnale ma 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 uno stendimento di tipo *Wenner-Schlumberger*.

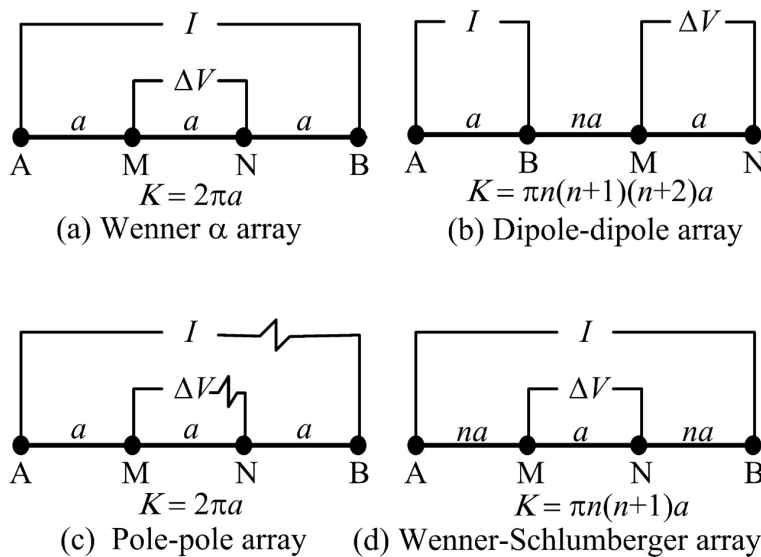


Fig. 3.5: Array lineari più comuni nelle acquisizioni ERT. A e B indicano gli elettrodi di corrente, M ed N quelli di potenziale. Immagine tratta da [33].

Valgono in generale anche delle importanti considerazioni sulla spaziatura mantenuta nel posizionare lo stendimento di elettrodi, in quanto essa definisce la scala su cui agiscono poi le proprietà specifiche dei diversi array. Uno stendimento più lungo porta ad investigare un volume maggiore di terreno, lateralmente ma anche verticalmente. La profondità oltre la quale il metodo non è considerato



informativo in modo sufficientemente robusto è posta generalmente tra  $1/4$  ed  $1/5$  della lunghezza dello stendimento. Tale valore dipende nella pratica anche dalle caratteristiche del sistema indagato, in particolare da come varia la resistività in funzione della profondità. Per aumentare la profondità raggiunta 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 investigato. Come anticipato nella descrizione dei diversi array, la spaziatura condiziona anche la risoluzione, che risulta essere maggiore in vicinanza degli elettrodi. Queste porzioni di terreno sono infatti interessate da una intensità di corrente maggiore ed avranno maggior peso sulla differenza di potenziale  $\Delta V$  misurata.

La scelta della spaziatura risulta quindi di grande importanza, il numero di elettrodi è spesso vincolante nella ricerca del miglior compromesso tra lunghezza dello stendimento-profondità raggiunta e risoluzione. In alternativa si possono eseguire acquisizioni con spaziature differenti sul medesimo tratto. Lo stendimento più lungo permetterà di indagare le parti più profonde, mentre quelli con spaziatura minore forniranno una maggiore risoluzione nella parte più superficiale. Ovviamente questo implica, a livello pratico, la necessità di spostare gli elettrodi tra le diverse acquisizioni.

## **Acquisizione**

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 ha l'andamento mostrato in Fig. 3.6(a), esso corrisponde 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 modo di dissipare la polarizzazione indotta dal flusso di corrente, che andrebbe ad inficiare i valori di potenziale misurati. Inoltre in questi periodi è possibile, terminato il periodo di rilassamento del sistema, misurare il potenziale intrinsecamente presente nel sistema, non dovuto alla

corrente  $I$ . Questo potenziale è detto *potenziale spontaneo* e 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 elettromagnetica 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 quindi opportuno misurarlo per poi poter correggere i valori misurati di  $\Delta V$ .

Si è quindi evidenziato come la corrente non sia propriamente continua, tuttavia i tempi in cui viene mantenuta costante (un secondo o decimi di secondo) sono sufficientemente maggiori rispetto ai tempi 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

#### Dalla resistenza ( $R$ ) alla resistività apparente ( $\rho_a$ ) e pseudosezione

Come visto un'acquisizione fornisce un valore di differenza di potenziale  $\Delta V$  generata dall'intensità nota di corrente immessa  $I$ , si conoscono inoltre le relazioni spaziali tra gli elettrodi. Tramite la legge di Ohm (eq. 3.1) è possibile calcolare la resistenza  $R$  che il volume di terreno interessato oppone al flusso di corrente, sostituendo nell'eq. 3.15 si ottiene:

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

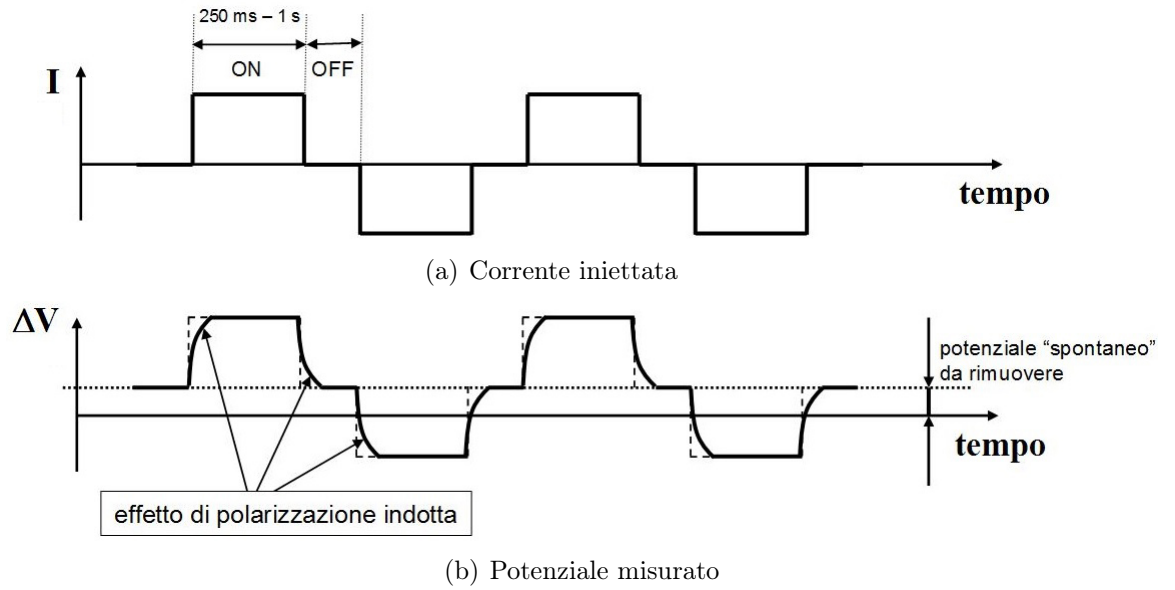


Fig. 3.6: Schematizzazione della sequenza con cui viene iniettata la corrente (onda quadra) e conseguente andamento del potenziale, in cui si evidenziano gli effetti di polarizzazione indotta ed il potenziale “spontaneo” che deve essere rimosso. Immagini tratte da [10].

Volendo distinguere il contributo dato dalla sola resistività  $\rho$  risulta opportuno riassumere la componente geometrica nel *fattore geometrico*  $K$ :

$$K = 2\pi \left[ \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_3} \right) - \left( \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_4} \right) \right]^{-1} \quad (3.19)$$

È così possibile riscrivere:

$$\rho = KR \quad (3.20)$$

Il valore  $\rho$  è però rappresentativo di tutto il volume interessato dalla corrente nel suo complesso, si è cioè mantenuta l’assunzione di omogeneità fatta inizialmente. Dato che tale condizione non è generalmente presente in natura il valore di resistività calcolato viene definito come apparente, per meglio esprimere il fatto che esso corrisponde ad un mezzo omogeneo che riproduce le coppie di valori  $I$  e  $\Delta V$  fornite dal mezzo eterogeneo reale. È quindi opportuno riscrivere l’eq. 3.20 utilizzando la resistività apparente  $\rho_a$ :

$$\rho_a = KR \quad (3.21)$$

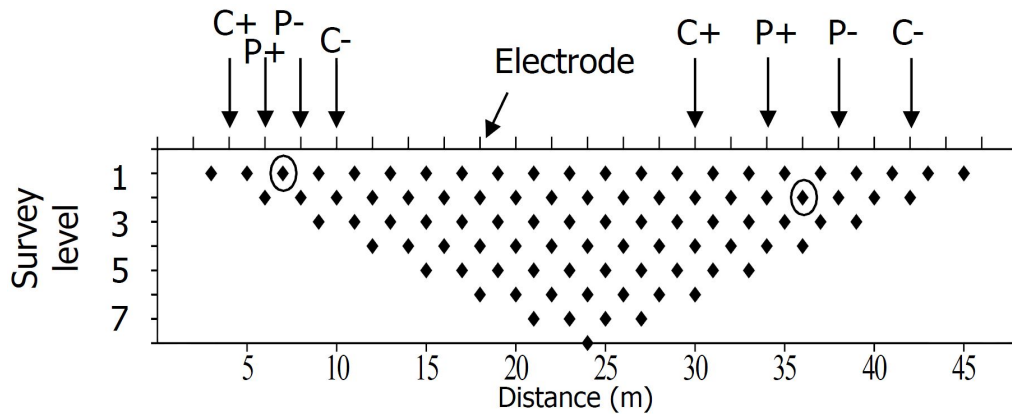


Fig. 3.7: Schema costruttivo di una pseudosezione in cui si mostra la posizione assunta dai diversi dati misurati, in particolare di un quadripolo con configurazione dipolo-dipolo e di uno con configurazione Wenner-Schlumberger. Immagine tratta da [10].

In questo modo per ogni misura si otterrà un valore di resistività apparente. Un'acquisizione ERT fornisce dataset con centinaia o migliaia di valori di  $\rho_a$ , per questo motivo è utile visualizzarli tramite una *pseudosezione*. Nella pseudosezione un valore di  $\rho_a$  è plottato al centro del relativo quadripolo ed a una profondità che aumenta in funzione dell'estensione dello stesso. Le misure che coinvolgono elettrodi adiacenti (survey level=1) sono poste superficialmente. Sotto vengono plottati i valori ottenuti da quadripoli in cui si è saltato un elettrodo (survey level=2). La stessa procedura si ripete quindi in modo analogo per tutti i successivi survey level. Questo procedimento vuole anche rispecchiare la fisica del fenomeno: i quadripoli più estesi indagano infatti profondità maggiori. La rappresentazione grafica dei valori di  $\rho_a$  consente di identificare ed eliminare rapidamente eventuali outlier, causati ad esempio da errori di misura. Inoltre la pseudosezione, sebbene non corrisponda alla reale distribuzione di resistività nel terreno, permette di intuire quale sia l'andamento qualitativo principale delineato dal dataset acquisito.

### Stima dell'errore

La stima dell'errore presente nelle misure di  $\Delta V$  è una parte importante del processing, ha infatti il compito di selezionare i dati che saranno utilizzati nel processo d'inversione. La stima dell'errore si basa sul confronto tra i valori reci-

proci, 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 teoricamente fornire valori uguali di  $R$ , ciò nella pratica non avviene ed il verificare in che modo esse differiscono consente di stimare l'errore loro associato. Risulta quindi 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. Verranno invece mantenuti i dati che presentano un errore entro il limite posto.

## **Inversione**

Eseguita la stima dell'errore il dataset ottenuto viene utilizzato per l'inversione che permette di definire una distribuzione di resistività in grado di riprodurre i valori di resistenza misurati. Il sistema è rappresentato da un modello discretizzato, nel quale non si limita l'eterogeneità dei valori di resistività assunti dai diversi elementi. Tali valori 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 risultano particolarmente rilevanti la numerosità e la distribuzione spaziale delle misure contenute nel dataset. Il sistema potrebbe infatti risultare sotto determinato, non permettendo di definire in modo univoco tutti i valori di resistività degli elementi. Inoltre il dataset mantiene nell'inversione l'errore ad esso associato, ciò aumenta ulteriormente l'incertezza assunta dalla soluzione. Per questo motivo si utilizza un'*inversione alla Occam* nella quale si cerca la soluzione più omogenea compatibile con i dati e l'errore ad essi associato. La funzione che tale inversione mira a minimizzare, detta funzione obiettivo, è infatti costituita da due parti: una relativa al matching tra dati misurati e quelli prodotti dal modello, l'altra relativa all'omogeneità che viene forzata attraverso le derivate spaziali della resistività.

## Interpretazione

Il modello di resistività prodotto dall'inversione presenta dimensioni eccessive rispetto a quelle in cui si può ritenere informativa l'acquisizione effettuata, è quindi opportuno procedere all'interpretazione soltanto là dove si ritenga robusta l'informazione ottenuta. In generale la sezione di resistività mantenuta ha una lunghezza pari allo stendimento ed una profondità variabile tra  $1/4$  e un  $1/5$  della stessa, ricordando inoltre che la risoluzione diminuisce nelle porzioni lontane dagli elettrodi.

Infine è opportuno 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* rappresenta quanto detto:

$$\sigma_b = \sigma_w \phi_w^m S_w^n + \sigma_s \quad (3.22)$$

Ove  $\sigma_b$  è la conduttività di bulk,  $\sigma_w$  è la conduttività dell'acqua che satura i pori,  $\phi$  è la porosità,  $S_w$  è il grado di saturazione e  $\sigma_s$  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.), permettendo così di distinguere il contributo della struttura rispetto a quello della dinamica.

## 3.2 Sismica con onde superficiali (MASW)

Il metodo MASW, *Multichannel Analysis of Surface Waves*, permette la valutazione di importanti caratteristiche meccaniche del terreno attraverso l'analisi della dispersione geometrica delle onde superficiali, in particolare delle onde di

Rayleigh. L'onda sismica è generata mediante una sorgente artificiale ed acquisita tramite uno stendimento di geofoni posto sulla superficie del piano campagna, l'indagine MASW risulta quindi non invasiva e di rapida esecuzione. Inoltre lo stress provocato dall'onda sul materiale risulta notevolmente minore rispetto a quello utilizzato nelle comuni prove di laboratorio, permettendo così una valutazione delle sue caratteristiche meccaniche in condizioni di deformazione elastica.

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* si ricava dalla curva di dispersione un profilo verticale di velocità delle onde S, utilizzato per le valutazioni di microzonazione sismica o per ricavare altre informazioni sulla distribuzione delle proprietà meccaniche del suolo.

### 3.2.1 Principi fisici

Le onde di Rayleigh si propagano parallelamente alla superficie con un movimento ellittico retrogrado, risultante dalla combinazione di onde P ed onde S verticali. Lo spessore del terreno interessato è variabile e dipende fortemente dalla lunghezza d'onda. Solitamente si considera che la profondità ( $h$ ) raggiunta sia circa uguale alla lunghezza d'onda ( $\lambda$ ). Ne consegue che onde con  $\lambda$  più lunghe interessano uno spessore maggiore di materiale, la loro velocità dipenderà quindi anche dalle proprietà meccaniche che il mezzo presenta a tali profondità. Se le proprietà meccaniche del mezzo variano verticalmente, le onde sismiche si propageranno a velocità diverse secondo la loro  $\lambda$ , tale fenomeno è detto *dispersione geometrica* delle onde superficiali [10].

La principale caratteristica del mezzo a condizionare la velocità delle onde di Rayleigh è la velocità delle onde S, vale tra le due, con buona approssimazione, la relazione lineare:

$$V_R = 0.9V_S$$

Dove  $V_R$  indica la velocità delle onde di Rayleigh e  $V_S$  la velocità delle onde S.

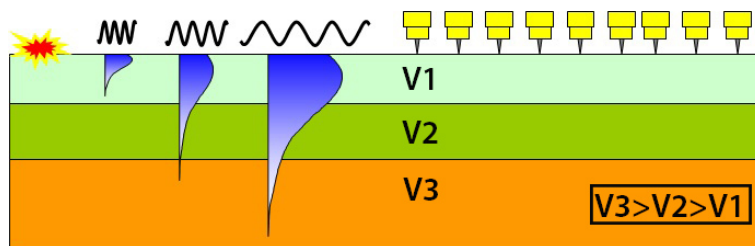


Fig. 3.8: Dispersion delle onde di Rayleigh, secondo la loro lunghezza d'onda, durante la propagazione verso i geofoni. In blu sono rappresentate le diverse ampiezze degli spostamenti verticali indotti dalle onde. Immagine tratta da [10].

Combinando questa relazione al fenomeno di dispersione geometrica è possibile intuire come sia il profilo verticale delle velocità delle onde S a controllare il modo in cui si disperdono le diverse frequenze dell'onda di Rayleigh. Viceversa, alla base del metodo MASW, l'analisi della dispersione delle onde di Rayleigh risulta informativa sul profilo delle  $V_S$ .

Solitamente le onde di Rayleigh sono maggiormente energetiche rispetto alle onde P ed S, più dei due terzi dell'energia prodotta dalle sorgenti classiche si propaga come onde di Rayleigh [22]. 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.

Nel caso in cui i geofoni siano posti a notevole distanza può tuttavia avvenire che le onde superficiali prodotte non vi arrivino con sufficiente energia, generando 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 [22].

Un altro effetto dovuto alla fisica della propagazione è quello di *near-offset*, il quale stabilisce che le condizioni di propagazione d'onda piana (assunta dal metodo MASW) non si verificano immediatamente ma soltanto ad una certa distanza dalla sorgente. Le frequenze più basse necessitano di maggiore spazio per raggiungere le condizioni d'onda piana, quindi è opportuno in generale rispettare la seguente condizione:



$$X_1 \geq 0.5\lambda_{max}$$

Dove  $X_1$  è la distanza tra sorgente e primo geofono,  $\lambda_{max}$  la lunghezza d'onda massima.

Come previsto dalla teoria dei corpi elastici, le onde di Rayleigh possono propagarsi con più *modi di vibrazione*, ciò comporta che l'energia di una certa frequenza viaggi a velocità differente secondo il modo di vibrazione in cui si propaga.

Nel metodo MASW si assume solitamente che il modo principale, quello più energetico, sia il fondamentale (prima armonica in Fig. 3.9). Tuttavia, nel caso in cui l'assunzione non valga, il non riconoscimento della presenza di modi superiori potrebbe comportare errori nel processing, nell'inversione e quindi nell'interpretazione finale [27, 10].

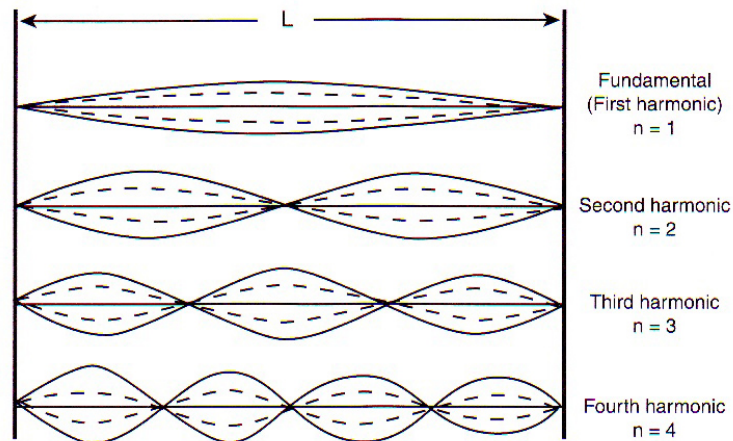


Fig. 3.9: Rappresentazione dei diversi modi di vibrazione in cui può propagarsi l'energia di un'onda in un corpo elastico, valido anche per le onde di Rayleigh nel suolo.

### 3.2.2 Strumentazione ed acquisizioni

La tipica strumentazione utilizzata per un'acquisizione MASW prevede:

- Uno stendimento di geofoni con frequenza propria adeguatamente bassa, solitamente  $4,5 \text{ Hz}$ .

- Una sorgente di onde sismiche, ad esempio un maglio o una massa lasciata cadere.
- Un sismografo a cui è collegato lo stendimento di geofoni.

Risulta utile verificare i dati acquisiti già in campagna, infatti il sismogramma registrato dal sismografo, può essere rapidamente visionato tramite un computer portatile. Questo permette di verificare la correttezza delle acquisizioni e di eseguire una prima interpretazione dei dati.

Se l'obiettivo è quello di indagare una vasta area, o un lungo tratto, è comodo posizionare i geofoni su piastre in grado di scorrere al contatto con il terreno, in modo da poter trascinare lo stendimento nel suo insieme, senza dover posizionare manualmente i singoli geofoni. Le piastre, simili a piccole slitte metalliche, devono però garantire un adeguato contatto tra suolo e geofoni, il loro peso e forma risultano quindi di notevole importanza. L'insieme di piastre e geofoni viene detto Streamer sismico.

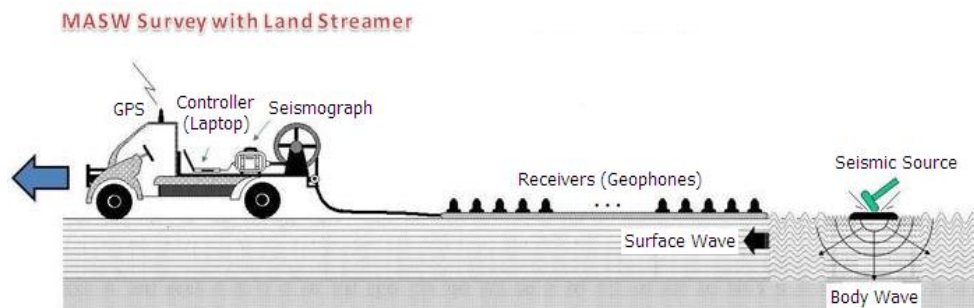


Fig. 3.10: Schema di acquisizione con Streamer sismico. Immagine tratta da [1]

La scelta della sorgente determina le frequenze che saranno prodotte, essa va quindi fatta a seconda degli obiettivi e delle caratteristiche del sito. La Fig. 3.11 mostra come l'utilizzo di una mazza consenta di energizzare principalmente in un range di frequenze compreso tra i 10  $Hz$  e i 100-150  $Hz$  [10, 15].

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 ottenere lunghezze d'onda comprese, rispettivamente, tra i 20  $m$  ed i 50  $m$ ; come indicato dalla relazione

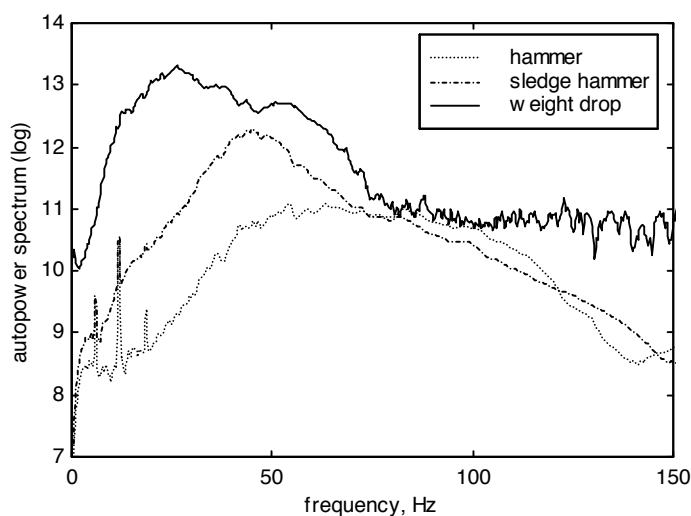


Fig. 3.11: Confronto tra gli spettri di energia emessi dalle sorgenti sismiche tipicamente utilizzate per acquisizioni MASW. Immagine tratta da [15].

esistente tra la velocità  $V$ , la frequenza  $f$  e la lunghezza d'onda  $\lambda$ .

$$\lambda = \frac{V}{f} \quad (3.23)$$

La valutazione delle lunghezze d'onda acquisite è notevolmente importante in quanto la profondità massima per la quale può essere ragionevolmente calcolata la  $V_S$  è circa metà della lunghezza d'onda massima.

È quindi opportuno, per una buona acquisizione, utilizzare una sorgente adatta agli obiettivi, in particolare alla profondità che si vuole indagare. Inoltre, nel posizionare lo stendimento, è bene valutare l'eventuale presenza degli effetti di *near-offset* e *far-offset*, precedentemente descritti.

### 3.2.3 Processing

L'obiettivo principale del processing è quello di estrarre le informazioni sulle diverse velocità di fase dal sismogramma. Ciò avviene passando dal dominio  $t-s$  (tempo-spazio) al dominio  $f-k$  (frequenza-numero d'onda), mediante l'applicazione della *trasformata di Fourier* sui due assi del sismogramma. I massimi presenti nel grafico così ottenuto rappresentano la quantità di energia che si propaga, per

una determinata frequenza, con i diversi numeri d'onda. Tramite campionamento degli stessi massimi si ottengono delle coppie  $f-k$ , utilizzate, mediante la relazione esistente tra frequenza, numero d'onda e velocità di fase, per ottenere la *curva di dispersione*. L'eq. 3.24 rappresenta la relazione utilizzata:

$$V = 2\pi \frac{f}{k} \quad (3.24)$$

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

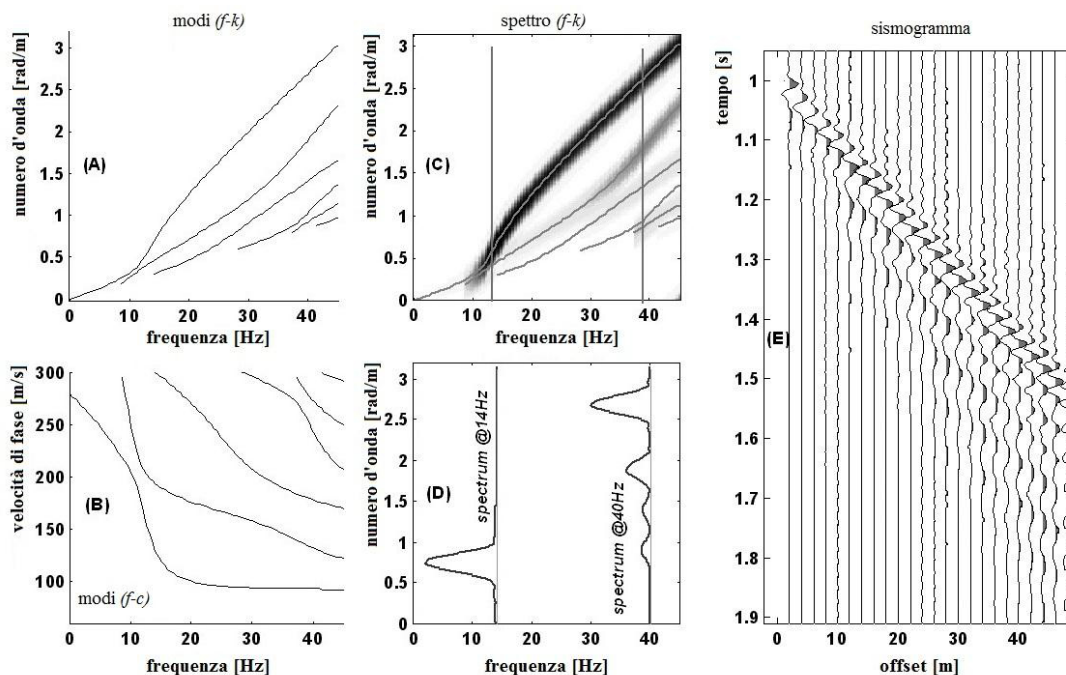


Fig. 3.12: Rappresentazione delle diverse fasi del processing. In (E) il sismogramma di partenza, dal quale si ottiene, tramite trasformate di Fourier, lo spettro  $f-k$  (C). In  $f-k$  si esegue il picking dei massimi per ogni frequenza (D), utilizzati mediante l'eq. 3.24, per ottenere la curva di dispersione (B). In (A), (B) e (C) si evidenzia la presenza dei diversi modi di vibrazione, in (C) si mostra che l'energia rimane, in questo caso, nel modo di vibrazione di ordine inferiore, corrispondente alla curva di dispersione con velocità minori. Immagine tratta da [27].

### 3.2.4 Inversione ed interpretazione

L'inversione della curva di dispersione, ottenuta dal processing, si sviluppa in tre fasi principali. La prima prevede la definizione di un modello iniziale, un profilo

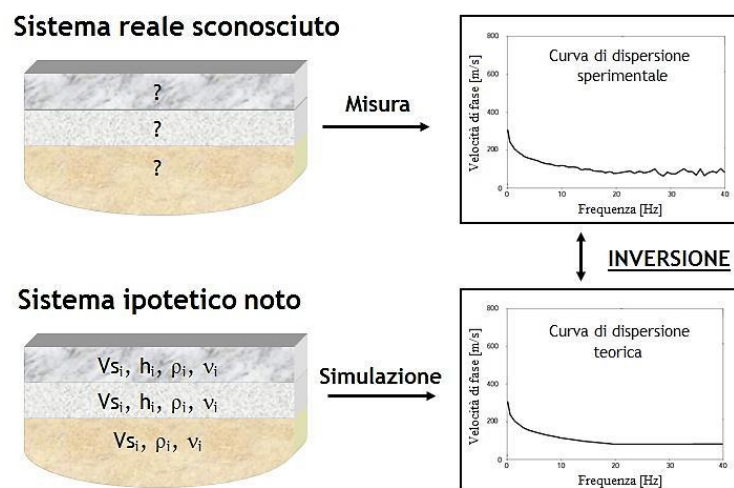


Fig. 3.13: Schema d'inversione, con calibrazione del modello iniziale mediante confronto tra la curva di dispersione sperimentale e quella teorica. Immagine tratta da [10].

verticale in cui si pongono, alle diverse profondità, i valori di  $V_S$ ,  $\rho$ , e  $\nu$  (rapporto di Poisson). Un metodo per inserire valori iniziali di  $V_S$  congrui è quello di porre alla profondità  $\lambda/3$  il valore di velocità di fase corrispondente, il profilo che si ottiene sarà poi discretizzato, in un adeguato numero di strati, per ottenere il modello iniziale d'inversione [10, 27].

La seconda fase, l'inversione in s.s., prevede l'utilizzo di un codice d'inversione che calibri il modello iniziale, sulla base della curva di dispersione sperimentale. Il risultato è un profilo verticale in cui gli strati, indicati dal modello iniziale, presentano valori di  $V_S$ ,  $\rho$  e  $\nu$  modificati dal processo d'inversione.

La terza fase prevede una valutazione della qualità ed affidabilità, matematica e geologico-fisica, del processo d'inversione eseguito [27].

L'interpretazione del modello di  $V_S$  ottenuto dal processo d'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) corrispondono generalmente a sabbie e ghiaie, mentre valori minori ( $\sim 150-300$  m/s) a limi ed argille. L'effetto del consolidamento si sovrappone a quello granulometrico, materiali più sciolti presenteranno, a parità di granulometria,  $V_S$  minori. Le strutture più rigide, come una roccia o una struttura artificiale in metallo o in calcestruzzo, presentano

$V_S$  solitamente molto elevate ( $>$  di  $800 \text{ m/s}$ ).

I valori di  $V_S$  ottenuti possono inoltre essere utilizzati per risalire a specifici parametri meccanici del mezzo, in questi casi il metodo MASW è solitamente combinato con altre tecniche geofisiche (sismica con onde P, ecc.) o geotecniche.

Nel caso l'indagine MASW abbia come scopo la microzonazione sismica l'interpretazione si concentrerà maggiormente sul valore di  $V_S$  medio nei  $30 \text{ m}$  più superficiali -richiesto dall'attuale normativa- e su eventuali evidenze della presenza del bedrock, che potrebbe favorire fenomeni di risonanza delle onde sismiche.

### 3.3 Georadar (GPR)

Il georadar (*Ground Penetrating Radar*) è un metodo elettromagnetico (EM) in propagazione d'onda, utilizzato frequentemente per la sua sensibilità al contenuto d'acqua e, in funzione della frequenza d'onda utilizzata, per la sua maggior risoluzione rispetto a metodi in diffusione di campo.

Il metodo risulta di rapido impiego ed adattabile a molte necessità; ad esempio possono variare le configurazioni d'acquisizione, la frequenza e la forma delle antenne. Il GPR è per questo impiegato per scopi idrogeologici, ingegneristici ed archeologici.

L'acquisizione standard prevede l'utilizzo di due antenne, una trasmittente ed una ricevente, poste ad una distanza variabile in funzione degli obiettivi. Per la velocità dell'onda EM i tempi di misura sono generalmente brevi, solitamente inferiori al millisecondo, le antenne potranno essere quindi spostate rapidamente o in continuità, senza necessariamente interrompere il processo d'acquisizione.

La propagazione d'onda EM è descritta dalle leggi di Maxwell; fatta l'assunzione di onda piana e di assenza di cariche libere si ricavano le equazioni:

$$\nabla^2 \vec{E} - \sigma \mu \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} = \varepsilon \mu \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2} \quad \nabla^2 \vec{H} - \sigma \mu \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} = \varepsilon \mu \frac{\partial^2 \vec{H}}{\partial t^2}$$

Dove  $\vec{E}$  è il vettore intensità del campo elettrico [V/m],  $\sigma$  la conduttività elettrica [S/m],  $\mu$  la permeabilità magnetica [H/m],  $\varepsilon$  la permittività elettrica

[F/m] e  $\vec{H}$  il vettore intensità del campo magnetico [A/m].

I termini in cui appare la derivata seconda sul tempo rappresentano il processo di propagazione d'onda, quelli con la derivata prima la dissipazione di energia, sottratta all'onda dal processo diffusivo dei due campi. Mediante la trasformata di Fourier si passa nel dominio della frequenza, eliminando così le derivate sul tempo; si ottiene in questo modo:

$$\nabla^2 \vec{E} - j\mu\omega\sigma\vec{E} = -\mu\varepsilon\omega^2\vec{E} \qquad \nabla^2 \vec{H} - j\mu\omega\sigma\vec{H} = -\mu\varepsilon\omega^2\vec{H}$$

In cui  $j$  è l'unità immaginaria e  $\omega$  la frequenza.

È possibile individuare il termine di propagazione d'onda, in cui compare la  $\varepsilon$ , e il termine di dissipazione, caratterizzato dalla  $\sigma$ . Rapportando i due termini si può verificare la loro reciproca dominanza al variare del valore assunto dai parametri EM del mezzo. La relazione è espressa tramite il fattore di perdita ( $P$ ):

$$P = \frac{\sigma}{\omega\varepsilon}$$

Il metodo GPR risulta fortemente legato al fattore di perdita. Nel caso in cui  $P \ll 1$ , dovuto ad un'alta conduttività e/o ad una bassa frequenza dell'onda EM, il fattore di perdita indica la dominanza di processi diffusivi-dissipativi, la propagazione d'onda sarà fortemente attenuata, limitando la profondità raggiunta dal georadar. Viceversa se  $P \gg 1$  risulterà dominante il processo di propagazione d'onda e sarà possibile investigare con il georadar una profondità maggiore [10].

L'attenuazione è esprimibile come dissipazione di energia per ogni oscillazione d'onda. Ne consegue che, rispettata la necessità di utilizzare frequenze sufficientemente alte per rimanere in regime di propagazione d'onda, le frequenze minori raggiungeranno una profondità maggiore.

La frequenza risulta fondamentale anche per la risoluzione, in particolare la risoluzione verticale corrisponde circa a  $\lambda/4$ . Il controllo che si può imporre su  $\lambda$  deriva dalla scelta della frequenza utilizzata. Come mostra l'equazione d'onda

EM, la velocità dipende infatti dalle proprietà EM del mezzo  $\varepsilon$  e  $\mu$ .

$$\nabla^2 E = \frac{1}{v^2} \frac{\partial^2 E}{\partial t^2} \qquad \nabla^2 H = \frac{1}{v^2} \frac{\partial^2 H}{\partial t^2}$$

Dove  $v$  è la velocità dell'onda EM:

$$v = \frac{1}{\sqrt{\mu\varepsilon}} \tag{3.25}$$

Tale relazione è anche alla base delle misure GPR di velocità: le sue variazioni sono principalmente legate al parametro  $\varepsilon$ , la variabilità di  $\mu$  risulta spesso trascurabile. Per l'elevato contrasto di  $\varepsilon$  tra acqua (81 H/m) e le altre componenti del suolo (matrice solida  $\sim$  2-8 H/m, aria = 1 H/m) il metodo GPR risulta particolarmente sensibile al contenuto d'acqua. Le misure di velocità sono eseguibili da superficie (variando la spaziatura tra le antenne), con misure in pozzo o misurando la velocità dell'onda diretta nel suolo.

Le misure di superficie consentono di indagare, in modo continuo e veloce, vaste aree o lunghi tratti. La frequenza utilizzata per la maggior parte degli scopi geologici varia tra la decina di *Mhz* e i 500 *MHz*, il grande range di frequenze permette di ottenere lunghezze d'onda molto diverse. La frequenza utilizzata rappresenta un compromesso, sulla base degli obiettivi dell'indagine, tra la profondità di penetrazione e la risoluzione.

Le misure in pozzo si eseguono con particolari antenne che vengono calate alle profondità desiderate. Se si hanno a disposizione due pozzi, posti a distanza adeguata, è possibile effettuare dei profili in zero-offset (le due antenne posizionate alla stessa profondità nei due pozzi) o un'acquisizione multiple offset gather (ad ogni posizione dell'antenna trasmittente si registrano gli arrivi in tutte le posizioni dell'antenna ricevente). Nel primo caso si otterrà soltanto un profilo verticale di velocità, nel secondo le informazioni saranno invece 2D.

Le principali relazioni che legano la velocità al contenuto in acqua sono il modello empirico di Topp [30] e il C.R.I.M., una media pesata delle permittività elettriche della fase solida, liquida e gassosa presenti nel suolo. Grazie alla rapidità dell'acquisizione è anche frequente un utilizzo in time-lapse, in cui è possibile



evidenziare la variazione del contenuto d'acqua tra le diverse acquisizioni.

Oltre alle misure di velocità per indagare il contenuto d'acqua, il GPR offre anche l'opportunità di investigare la struttura del terreno (stratificazione, ecc.): l'onda EM viene riflessa in funzione dei contrasti d'impedenza all'interfaccia tra le diverse litologie. Se si utilizzano configurazioni che permettono di calcolare le velocità è possibile posizionare i riflettori in profondità. Viceversa, se la distanza tra le antenne è mantenuta costante, ciò non sarà possibile e si utilizzerà una pseudo-profondità stimata sulla base dei tempi d'arrivo.

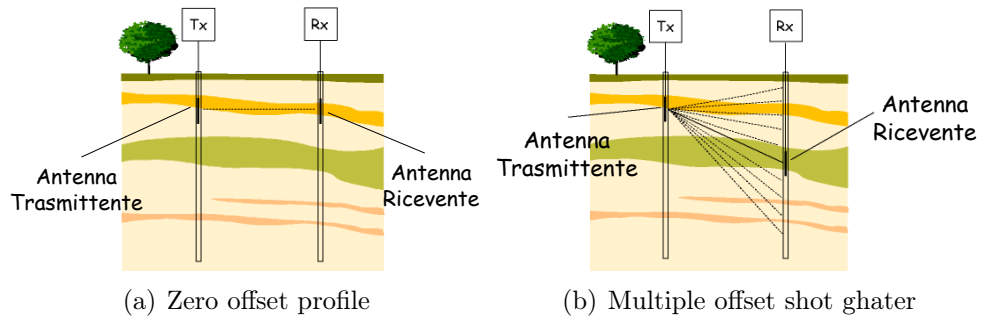


Fig. 3.14: Modalità di acquisizione nel caso si abbiano a disposizione due pozzi ad opportuna distanza. Immagine tratta da [10].

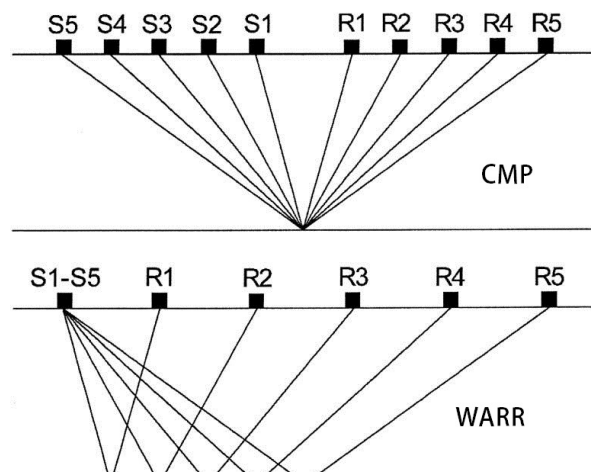


Fig. 3.15: Schema di acquisizione CMP (Common Mid Point) e WARR (Wide-Angle Reflection and Refraction).

### 3.4 Potenziale spontaneo (SP)

Il metodo del potenziale spontaneo, *Self-potential*, si basa sulla misura delle variazioni di potenziale associate alla presenza di processi di tipo elettrochimico, elettrocinetico e termoelettrico.

Un flusso d'acqua attraverso un mezzo poroso o fratturato genera un processo di tipo elettrocinetico, lo studio del potenziale che esso induce è così informativo sulla presenza del flusso e, in modo relativo, sulla sua intensità. Altri metodi geofisici, come ad esempio la tomografia di resistività elettrica o il georadar, risultano più precisi nell'individuazione della presenza d'acqua ma non consentono di verificarne in modo diretto il flusso, se non in particolari condizioni e con misurazioni ripetute nel tempo.

Le acquisizioni di SP risultano inoltre economiche e di rapida esecuzione. Tramite due elettrodi non polarizzabili, collegati ad un millivoltmetro, si misura la differenza di potenziale tra le due posizioni. Un elettrodo viene mantenuto fisso in una posizione, per misurare un potenziale di riferimento, l'altro viene spostato, lungo linee o griglie, per valutare l'andamento del potenziale. È preferibile porre l'elettrodo di riferimento in un punto in cui si ritenga non vi siano anomalie locali di potenziale, in particolare se variabili nel tempo. I valori acquisiti dall'elettrodo spostato saranno utilizzati per interpretare la presenza di flusso o di altri processi in grado di generare potenziale.

Il legame tra flusso d'acqua e il potenziale spontaneo generato non è ben definito, dipende infatti da molti parametri sito-specifici (granulometria, porosità, forma dei pori, permeabilità, minerali costituenti la matrice solida, grado di saturazione, carico idraulico, salinità dell'acqua, ecc.). Sebbene sia quindi difficile legare il flusso d'acqua alle misure di potenziale in modo quantitativo, è comunque definibile la dinamica del processo.

Quando l'acqua contenuta nei pori o nelle fratture presenti in un terreno inizia a fluire, in prossimità della parte solida si può individuare un piano che separa la parte di fluido in movimento da quella legata alla superficie del solido; questo piano è detto piano di slipping o *Stern plane* (Fig. 3.16). Lo strato immobile

viene diviso ulteriormente in due strati: in prossimità della superficie lo strato di Stern, più esternamente lo strato diffuso; a dividerli il piano di Helmholtz.

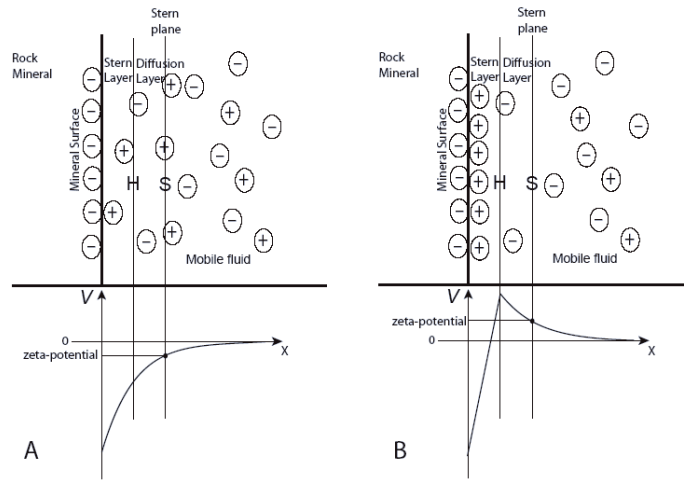


Fig. 3.16: Rappresentazione del doppio strato elettrico diffuso, con i piani di Stern ed Helmholtz. Visibili anche gli andamenti del potenziale  $V(x)$  nei due casi (a) e (b). Il piano di scivolamento idrodinamico (S) separa la parte d'acqua in movimento da quella immobile. Il potenziale  $V$  su questo piano è detto zeta-potenziale ( $\zeta$ ), in funzione dell'adsorbimento specifico (nello strato di Stern),  $\zeta$  può essere positivo o negativo. Per un  $\zeta$  negativo (A) vi sarà, per equilibrio della carica complessiva, un eccesso di cariche positive trasportate dal flusso. Immagine tratta da [18].

La carica negativa presente sulla superficie di molti minerali porta all'adsorbimento di cariche positive nello strato di Stern. Altre cariche positive possono concentrarsi sullo strato diffuso, queste non sono adsorbite ma soltanto attratte elettrostaticamente.

Se le cariche positive, nel loro complesso, non bilanciano la carica negativa presente sulla superficie solida entro il piano di scivolamento, vi sarà un eccesso di carica positiva nel flusso (Fig. 3.16(a)). Il sistema deve infatti presentare carica complessiva nulla: se la parte immobile è nel complesso negativa, la parte oltre il piano di scivolamento avrà un surplus di cariche positive.

È conveniente introdurre il *potenziale zeta* ( $\zeta$ ): esso rappresenta il valore del potenziale sul piano di Stern, il suo valore permette di distinguere rapidamente i due casi opposti mostrati in Fig. 3.16: un  $\zeta$  negativo comporta un surplus di carica positiva nel flusso, ad un valore di  $\zeta$  positivo corrisponderà invece un surplus di cariche negative [18].

Il surplus di carica in movimento genera una corrente advettiva-ionica (*streaming current*), in risposta alla quale si genera una corrente conduttiva-elettronica. Le due correnti sono esprimibili secondo:

$$i_{adv} = \frac{\zeta \varepsilon_w}{\eta} \overline{\nabla_P} \qquad i_{cond} = -\sigma \overline{\nabla_V}$$

Dove  $\zeta$  è il potenziale zeta,  $\varepsilon_w$  è la costante dielettrica del fluido,  $\eta$  è la viscosità del fluido e  $\overline{\nabla_P}$  è il gradiente di pressione. La corrente di conduzione è espressa mediante la legge di Ohm:  $\sigma$  indica conduttività del liquido e  $\overline{\nabla_V}$  il gradiente di potenziale.

La corrente totale è data dalla somma delle due:

$$i_{tot} = i_{adv} + i_{cond}$$

Con l'assunzione che le due correnti siano in equilibrio, è possibile riscrivere:

$$\overline{\nabla_V} = \frac{\varepsilon_w \zeta}{\eta \sigma} \overline{\nabla_P}$$

Si evidenzia così come il gradiente di potenziale sia legato al gradiente della pressione e di conseguenza, attraverso la legge di Darcy, al flusso d'acqua. La risoluzione con la quale è possibile misurare le differenze di potenziale dipende dalla strumentazione utilizzata e dalle condizioni del sito, nelle applicazioni comuni il range di misura varia tra qualche  $mV$  e il centinaio di  $mV$ . Oltre al valore assoluto risulta importante la distinzione tra valori positivi e negativi, il segno è infatti legato, sulla base del processo descritto precedentemente, al verso del flusso; un potenziale positivo indica un flusso verso il punto di misura, un potenziale negativo un flusso in direzione opposta.

## Capitolo 4

# Acquisizioni ed elaborazione dati

L'indagine geofisica è stata svolta con l'obiettivo di valutare le condizioni del tratto d'argine in oggetto, con particolare attenzione alla presenza di anomalie e discontinuità, spesso fonte di criticità per le strutture arginali. Di notevole importanza è quindi indagare l'intera struttura ricostruita con le diverse tecniche scelte, sfruttando le loro specifiche caratteristiche per combinarle in un'indagine integrata maggiormente informativa.

L'utilizzo dei quattro metodi geofisici, introdotti nel capitolo precedente, si è reso necessario per la complessità del sito, nel quale si sovrappongono gli effetti delle diverse lavorazioni di ricostruzione e sistemazione.

Le acquisizioni sono state effettuate nei giorni 9 ottobre e 21 novembre del 2014 e nei giorni 2 febbraio e 20 febbraio del 2015.

Il primo giorno, il 9 ottobre, è stato effettuato un sopralluogo del sito, utile per la pianificazione delle indagini. Si è inoltre colta l'occasione per eseguire delle acquisizioni ERT. Le condizioni di basso livello idrometrico, prima delle piogge autunnali, promettevano infatti di fornire risultati utili per un confronto con le acquisizioni successive, eseguite durante il periodo più usuale per le piene.

Il giorno 21 novembre sono state condotte acquisizioni MASW ed ERT. Le precipitazioni avvenute nei giorni precedenti hanno permesso di eseguire misurazioni durante la coda di un piccolo evento di piena, da utilizzarsi per un confronto con quelle del giorno 9 ottobre. Prestando attenzione a non sovrapporle con le acquisizioni ERT, si sono effettuate anche delle misure di SP, più significative in

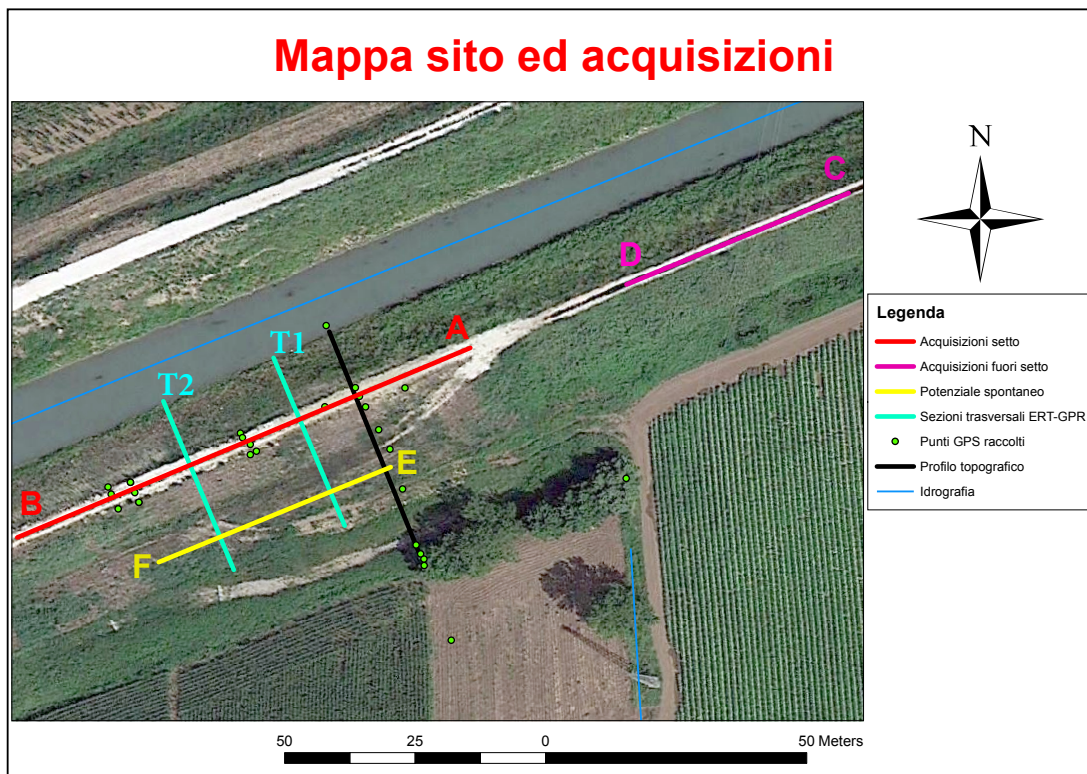


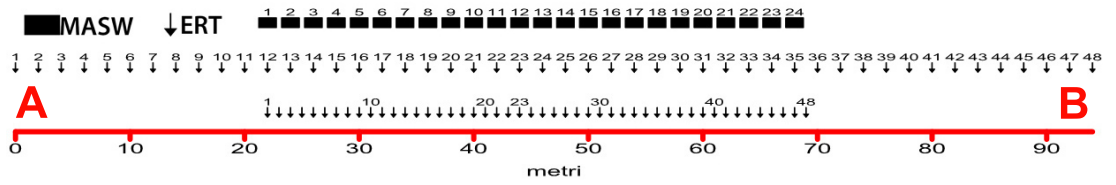
Fig. 4.1: Mappa del sito in cui si evidenziano le diverse acquisizioni eseguite. Il fiume Frassine scorre verso Est.

queste condizioni di livello idrometrico maggiore.

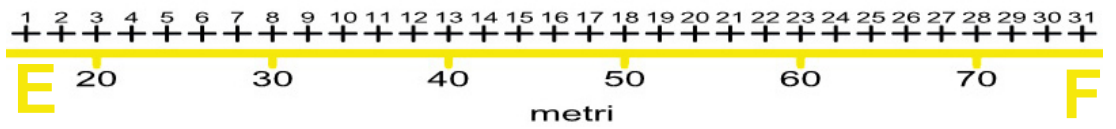
Il terzo giorno, il 2 febbraio, sono state effettuate acquisizioni ERT e SP. La ripetizione delle misure di SP, in condizioni di tirante idrico minore, ha offerto la possibilità di verificare la significatività dei valori misurati.

Il quarto giorno, il 20 febbraio, si sono eseguite misure ERT trasversalmente alla struttura arginale, in corrispondenza di due zone individuate grazie alle acquisizioni precedenti. Sulle stesse sezioni trasversali si sono anche eseguite le acquisizioni di GPR.

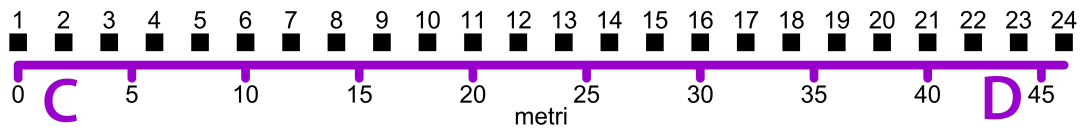
La Fig. 4.1 mostra la disposizione spaziale delle acquisizioni, suddivise per le diverse tecniche. La Fig. 4.2 mostra in dettaglio il posizionamento relativo degli stendimenti utilizzati per le misure longitudinali, la Fig. 4.3 mostra invece le geometrie delle acquisizioni trasversali.



(a) Schema acquisizioni eseguite in corrispondenza del setto, ERT e MASW.

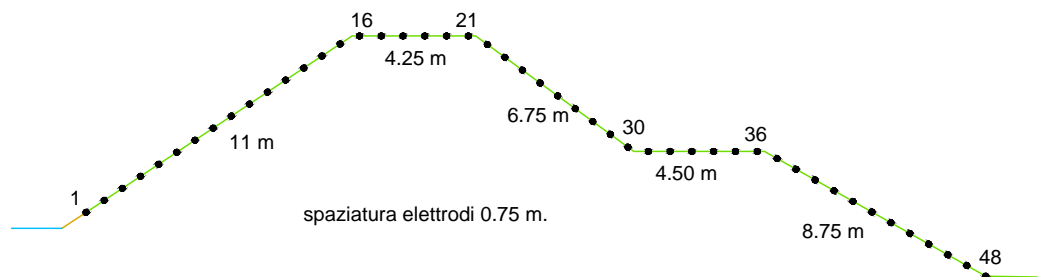


(b) Punti di misura SP in relazione allo stendimento ERT e MASW.



(c) Schema acquisizione MASW eseguita esternamente al setto.

Fig. 4.2: Schemi delle acquisizioni longitudinali all'argine.



(a) Posizione elettrodi per le misure trasversali.

Fig. 4.3: Schemi delle misure eseguite trasversalmente alla struttura arginale, T1 e T2 in Fig. 4.1. Sulla sinistra il fiume Frassine in azzurro, sulla destra il lato campagna.

## 4.1 Indagine ERT

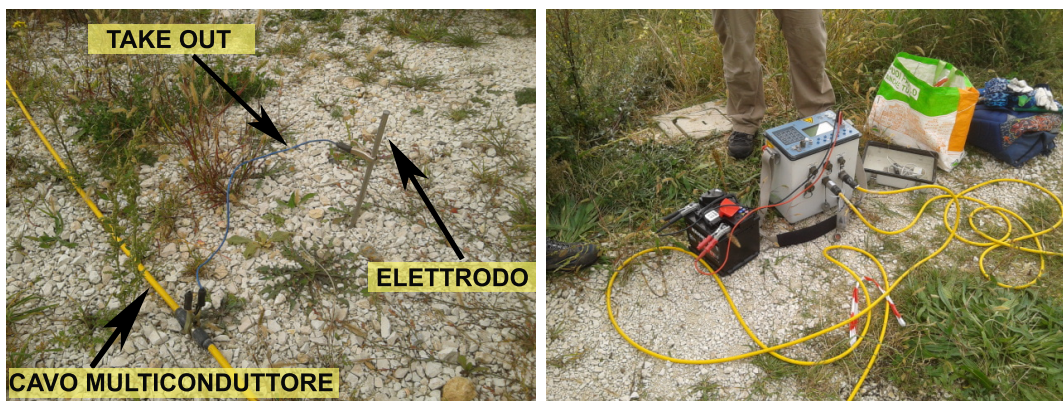
Il metodo ERT è stato utilizzato per evidenziare anomalie di resistività, associabili a locali presenze d'acqua o ad una distribuzione disomogenea dei materiali utilizzati per la sistemazione del tratto d'argine.

### 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 tramite i cavetti take out. I 2 cavi multiconduttore, consentono così di accedere in modo specifico ai diversi elettrodi, in funzione della sequenza d'acquisizione.



(a) Elettrodo collegato al cavo multiconduttore tramite take out.

(b) Resistivimetro SYSCAL Pro, al quale sono collegati i due cavi multiconduttore e la batteria esterna.

Fig. 4.4: Strumentazione utilizzata per le acquisizioni ERT.



È stato utilizzato un georesistivimetro SYSCAL Pro, prodotto dalla IRIS Instruments, le cui principali caratteristiche sono:

- 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 Ampere, 500 Volt e 250 Watt.
- 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 Acquisizioni

Inizialmente sono state eseguite delle acquisizioni longitudinali alla struttura, in modo da valutare al meglio le variazioni di resistività lungo l'intero tratto studiato. Per queste misure gli stendimenti di elettrodi sono stati posizionati centralmente sulla sommità arginale, ciò ha permesso d'indagare l'intera struttura e di minimizzare l'influenza della geometria arginale sulle acquisizioni.

In seguito, selezionando le posizioni sulla base dei risultati ottenuti dalle ERT longitudinali, si sono condotte delle acquisizioni trasversali, coprendo interamente la sezione trasversale dell'argine. In questo modo si è cercato di ottimizzare le misure, indagando le zone riconosciute come potenzialmente più informative.

Per le caratteristiche geometriche del tratto d'argine, in particolare per la sua altezza, si è deciso di eseguire le acquisizioni con stendimenti di lunghezze diverse.

Si è ritenuto opportuno utilizzare, nelle diverse acquisizioni, spaziature elettrode di 1 *m* e 2 *m*, ottenendo rispettivamente stendimenti di 47 *m* e 94 *m*. Gli stendimenti di 94 *m* sono stati utilizzati per ottenere dati più robusti sulle parti profonde e per raggiungere anche le zone di transizione tra struttura ricostruita e argine originale. Lo stendimento di 47 *m* è stato utilizzato invece con lo scopo di investigare la parte ricostruita con una risoluzione maggiore.

Come vedremo infatti si è tenuta una profondità massima di 20 *m* per la sezione di resistività di 94 *m*, mentre si è posta alla profondità di 10 *m* la base di quella da 47 *m*; ricordando che l'altezza dell'argine rispetto al piano campagna è di circa 9 *m* (Fig. 4.5).

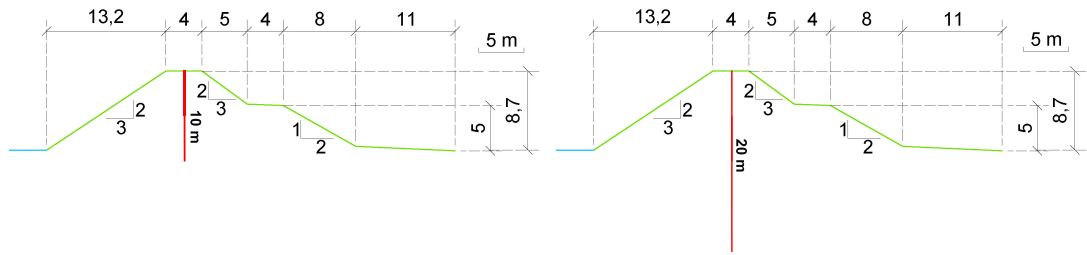
Nei giorni 9 ottobre e 21 novembre sono state effettuate acquisizioni con gli stendimenti di entrambe le lunghezze, il giorno 2 febbraio soltanto con lo stendimento da 94 *m*. La Fig. 4.2 mostra la posizione relativa degli elettrodi nei due stendimenti di diversa lunghezza, tra i quali si è mantenuta fissa la posizione dell'elettrodo 23.

Nel ripetere le acquisizioni si è sfruttato uno dei pozzetti presenti sulla sommità arginale come riferimento, evitando in questo modo errori di posizionamento. Ciò ha reso possibile confrontare più chiaramente i dati raccolti nelle diverse giornate. Il pozzetto mantenuto come riferimento è visibile in Fig. 4.4(b). Il primo giorno sono inoltre stati raccolti alcuni punti GPS che hanno permesso di georeferenziare la posizione degli stendimenti di elettrodi.

Per le acquisizioni si sono utilizzate le configurazioni elettrode dipolo-dipolo (*Dip-Dip*) e Wenner-Schlumberger (sezione 3.1.2), sfruttate entrambe sia sugli stendimenti da 47 *m* che su quelli da 96 *m*. In ogni acquisizione si sono eseguite sia le misure dirette che le corrispettive reciproche, mediante le quali si è poi effettuato il calcolo dell'errore (sezione 3.1.3).

L'ultimo giorno, il 20 febbraio, è stato invece impiegato per realizzare le misure trasversali, due acquisizioni Dip-Dip con spaziatura elettrode costante di 0,75 *m* (Fig. 4.1 e Fig. 4.3(a)).

Il corretto posizionamento degli elettrodi ed il loro collegamento al georesistivimetro è stato verificato tramite controllo delle resistenze di contatto da



(a) Stendimenti longitudinali da 47 m.

(b) Stendimenti longitudinali da 96 m.

Fig. 4.5: Sezioni trasversali della struttura arginale in cui si evidenziano (in rosso) le sezioni di resistività longitudinali e la loro profondità rispetto alla geometria arginale.

essi misurate, tale procedura è stata svolta regolarmente prima d’iniziare le acquisizioni.

Le due acquisizioni trasversali sono state eseguite posizionando lo stendimento come indicato in Fig. 4.3(a).

Nel complesso si sono effettuate le seguenti acquisizioni:

- 3 Dip-Dip longitudinali con spaziatura di 2 m, nei giorni 9 ottobre, 21 novembre e 2 febbraio.
- 2 Dip-Dip longitudinali con spaziatura di 1 m, nei giorni 9 ottobre e 21 novembre.
- 2 Wenner-Schlumberger longitudinali con spaziatura di 2 m, nei giorni 9 ottobre e 21 novembre.
- 2 Wenner-Schlumberger longitudinali con spaziatura di 1 m, nei giorni 9 ottobre e 21 novembre.
- 2 Dip-Dip trasversali con spaziatura di 0,75 m, il giorno 20 febbraio.

### 4.1.3 Processing ed inversione

L’elaborazione dei dati acquisiti è iniziata con il verificare la completezza e la numerosità dei dataset scaricati dal georesistivimetro. Mediante confronto tra le misure reciproche si è poi stimato l’errore. Per le condizioni del sito si è scelto

di scartare le coppie di misure con un errore superiore al 5%; tale operazione è stata svolta con l'utilizzo dell'eseguibile *Process6*. L'eseguibile consente inoltre di scartare le misure che presentano valori di  $\Delta V$  troppo piccoli, si è utilizzato in questo senso un valore minimo di  $0,00001 \text{ mV}$ .

Al termine di questa fase si è verificato il numero di dati scartati, indice della qualità dei dataset e delle condizioni d'acquisizione; grazie al numero sufficiente di dati accettati si è mantenuta la percentuale d'errore massimo tra i reciproci al 5%.

I dataset contenenti le misure mantenute sono stati utilizzati per il processo d'inversione, eseguito con il programma *ProfilerR*, versione 2.5. Tramite computazione 3D del flusso di corrente in un modello agli elementi finiti, *ProfilerR* calcola una soluzione inversa 2D alla Occam per la distribuzione della resistività (sezione 3.1.3). Il software è stato scelto in quanto creato appositamente per l'inversione di dataset acquisiti con stendimenti di elettrodi posti in superficie: esso è in grado di ottimizzare in modo automatico la creazione della mesh e il processo d'inversione. *ProfilerR* è stato scritto dal professor Andrew Binley ed è disponibile gratuitamente on-line.

Per il processo d'inversione il programma richiede un breve file di input contenente: il dataset acquisito e la sua numerosità, l'errore assunto per i dati, il numero e la posizione degli elettrodi, il valore iniziale di resistività da attribuire in modo uniforme al modello e la profondità massima per la quale si ritiene ragionevole l'informazione dei dati. Di seguito sono riportati i parametri utilizzati per le inversioni ERT di questa tesi.

La numerosità media dei dataset invertiti, dopo l'eliminazione delle coppie reciproche con scarto eccessivo, è di 747 per le acquisizioni Dip-Dip longitudinali (scartate mediamente il 29% delle misure), di 885 per le Dip-Dip trasversali (scartate mediamente il 16% delle misure) e di 492 per le Wenner-Schlumberger (scartate mediamente il 30% delle misure). Si è ritenuto ragionevole assumere come percentuale di errore dei dati il 5% e come valore iniziale di resistività  $100 \text{ Ohm m}$ . La profondità massima è stata fissata tra  $1/4$  ed  $1/5$  della lunghezza dello stendimento:  $20 \text{ m}$  per lo stendimento di  $94 \text{ m}$  e  $10 \text{ m}$  per lo stendimento

di 47 m, come mostrato in Fig. 4.5.

I processi d'inversione sono stati monitorati tramite il controllo degli scarti quadratici medi ( $RMS$ ) tra i valori di resistenza  $R$  sperimentali ed i corrispondenti  $R$  calcolati dal modello in calibrazione. Il software fornisce i valori di RMS al termine di ogni iterazione tramite un file output (Profiler.log).

Il processo d'inversione si conclude al raggiungimento di  $RMS = 1$ , in quanto il modello di resistività  $\rho$  ottenuto rappresenta la soluzione inversa cercata (sezione 3.1.3).

Nel nostro caso tutti i processi d'inversione sono giunti a convergenza entro un numero massimo di tre iterazioni.

I risultati dei processi d'inversione sono salvati in file output (Profiler.dat), in cui si associano le coordinate dei punti al valore corrispondente di resistività calcolato.

#### 4.1.4 Visualizzazione dei risultati

I dati ottenuti dal processo d'inversione sono stati interpolati per produrre la sezione di resistività. È stata effettuata un'interpolazione con il metodo kriging, eseguita con il programma *Surfer*, versione 11, prodotto dalla Golden Software. Con lo stesso programma si è poi plottata la distribuzione interpolata dei valori di resistività, ottenendo così la sezione di resistività finale.

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 (Fig. 4.5).

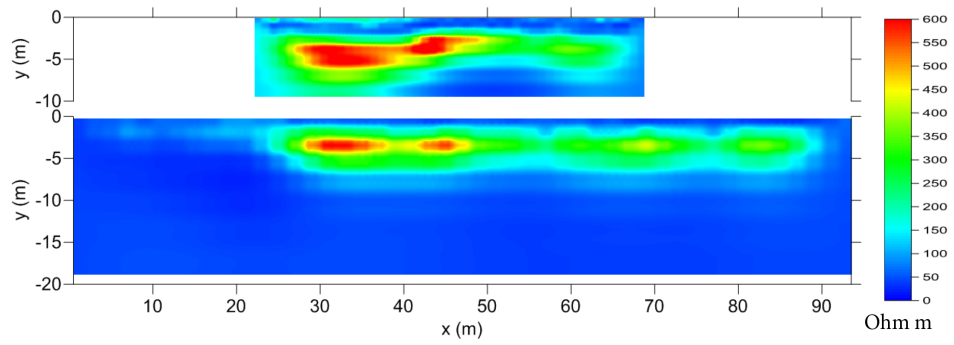
Infine si è scelta la scala di colori adatta per la visualizzazione dei risultati, fatta sulla base di un'osservazione numerica degli stessi; si è così deciso per un range di resistività tra 0 *Ohm m* e 600 *Ohm m*.

Per i giorni 9 ottobre e 21 novembre, si sono posizionate le sezioni di resistività di 47 m in corrispondenza della loro posizione nelle sezioni di 96 m, in modo da agevolarne il confronto.

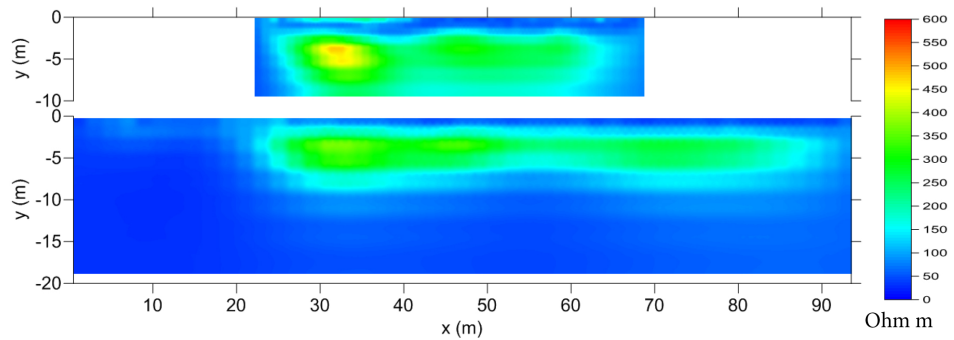
Dalle sezioni di resistività trasversali si sono estratte le porzioni in cui le misure ERT longitudinali hanno maggiore sensibilità (Fig. 4.11). Nelle stesse

porzioni risulta inoltre massima la risoluzione delle misure trasversali, quindi si è scelto di utilizzare una scala di resistività da 0 *Ohmm* a 250 *Ohmm* per evidenziare le differenze tra le due immagini.

Il posizionamento delle diverse acquisizioni è mostrato in Fig. 4.1.

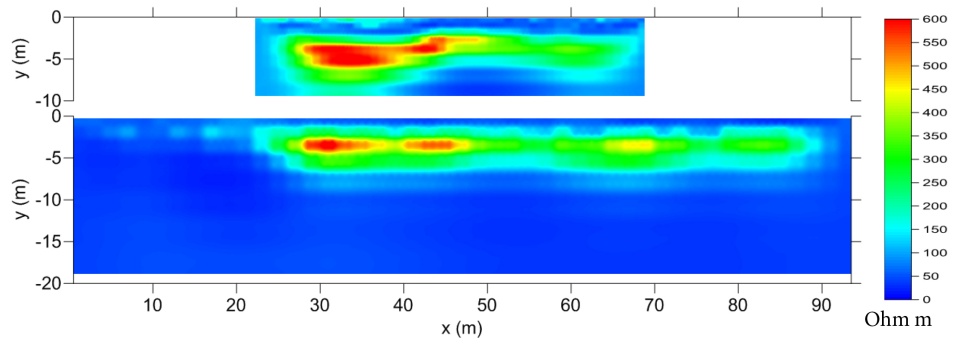


(a) Sezioni di resistività ottenute dalle acquisizioni dipolo-dipolo.

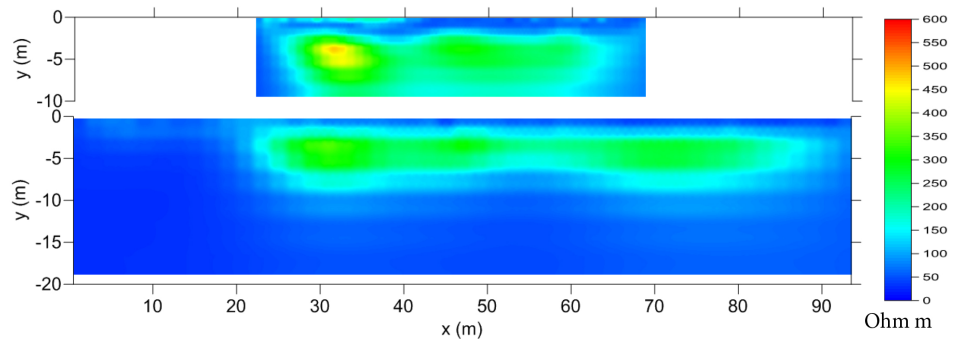


(b) Sezioni di resistività ottenute dalle acquisizioni Wenner-Schlumberger.

Fig. 4.6: Sezioni di resistività ottenute dalle acquisizioni del giorno 9 ottobre.



(a) Sezioni di resistività ottenute dalle acquisizioni dipolo-dipolo.



(b) Sezioni di resistività ottenute dalle acquisizioni Wenner-Schlumberger.

Fig. 4.7: Sezioni di resistività ottenute dalle acquisizioni del giorno 21 novembre.

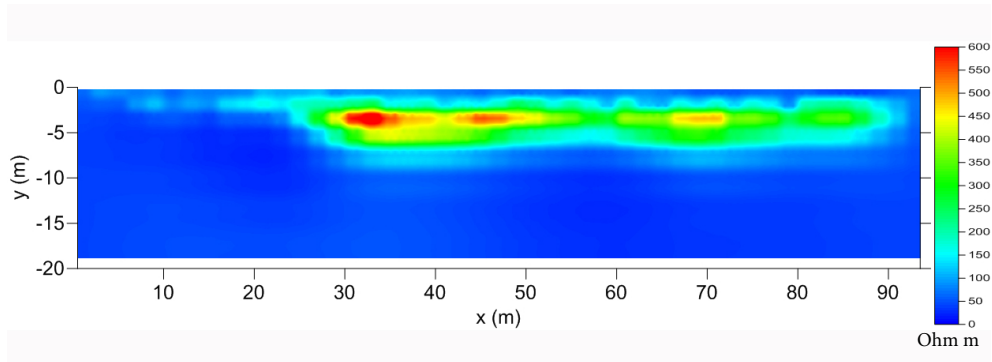


Fig. 4.8: Sezione di resistività ottenuta dall'acquisizione dipolo-dipolo con spaziatura elettroica di 2 m del giorno 2 febbraio.

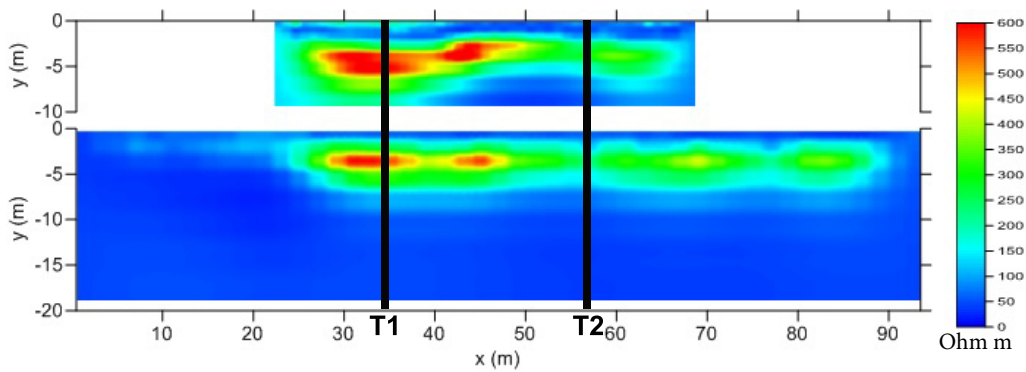
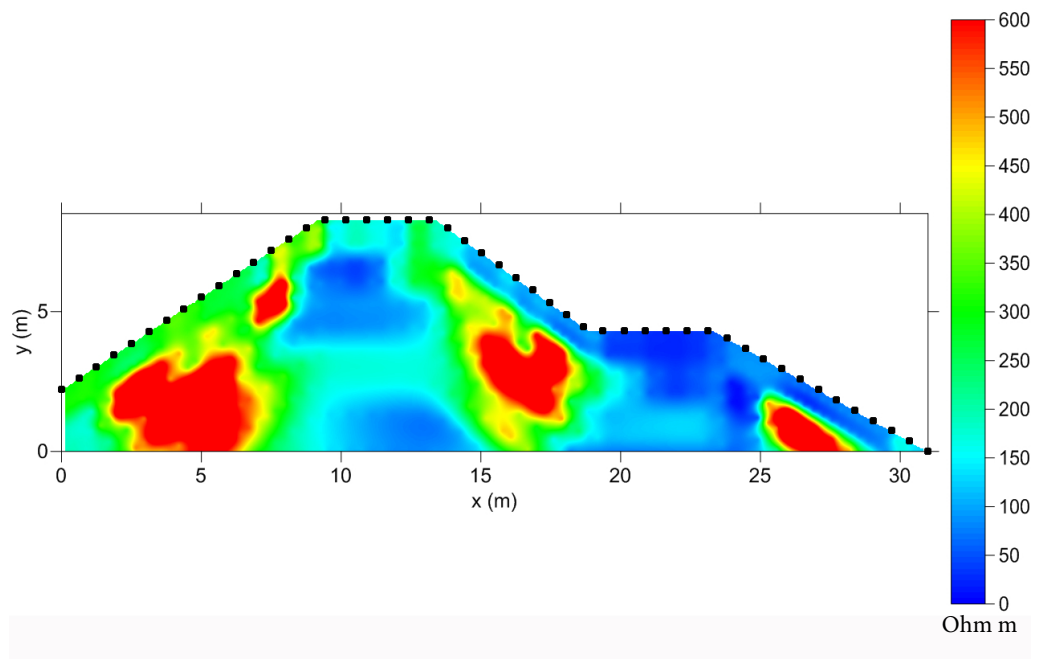
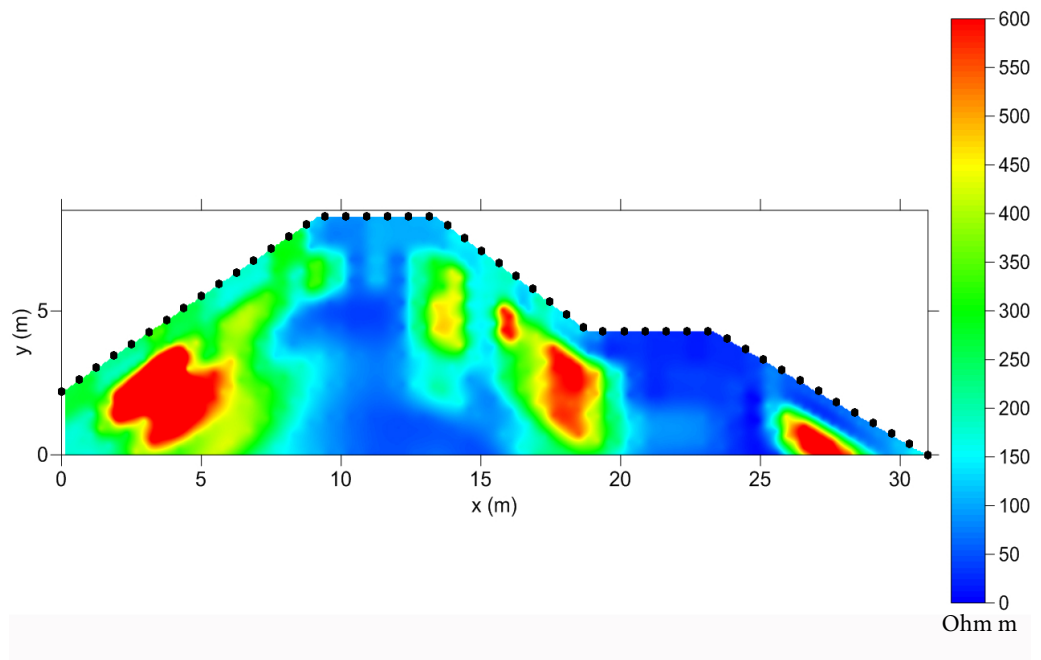


Fig. 4.9: Posizionamento delle acquisizioni trasversali rispetto alle sezioni di resistività ottenute dalle misure dipolo-dipolo del giorno 9 ottobre.



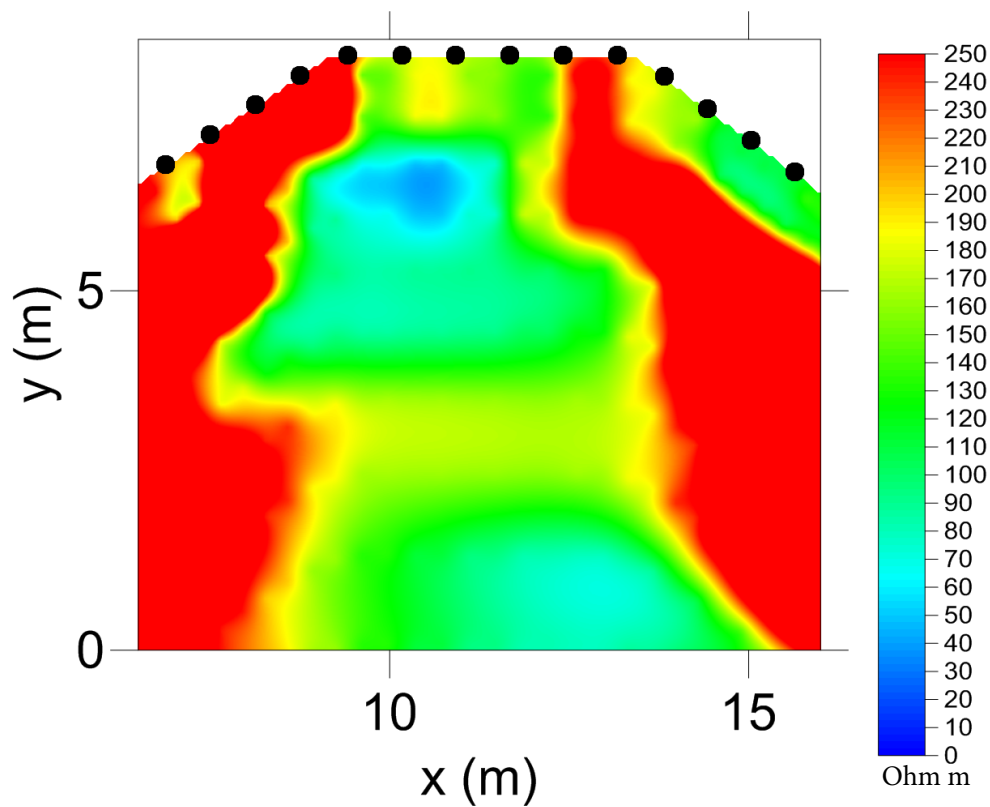


(a) Sezione di resistività ottenuta dall'acquisizione trasversale T1.

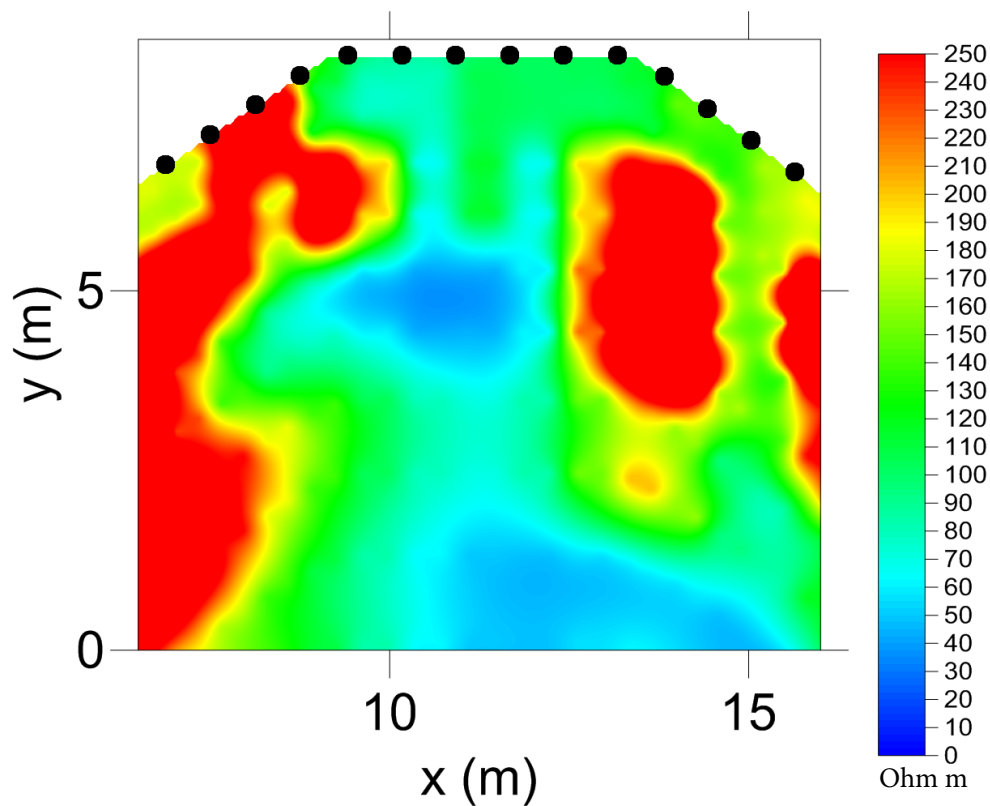


(b) Sezione di resistività ottenuta dall'acquisizione trasversale T2.

Fig. 4.10: Sezioni di resistività ottenute dalle acquisizioni trasversali del giorno 20 febbraio.



(a) Sezione trasversale T1.



(b) Sezione trasversale T2.

Fig. 4.11: Porzioni delle sezioni trasversali in cui le misure ERT longitudinali hanno maggiore sensibilità. Il cambio di scala permette di evidenziare la differenza tra la sezione T1 e la sezione T2.

## 4.2 Indagine MASW

Il metodo MASW è stato utilizzato per indagare, attraverso lo studio delle  $V_S$ , le proprietà meccaniche del tratto d'argine ricostruito e delle arginature originali. In particolare ci si è concentrati sull'individuazione delle differenze di  $V_S$  tra le due strutture, informative sul presunto irrigidimento del tratto ricostruito riconducibile alla presenza del diaframma in calcestruzzo e del pietrame utilizzato nei lavori d'urgenza.

### 4.2.1 Strumentazione

La strumentazione utilizzata per le acquisizioni MASW consiste in:

- 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 si sono fissate le piastre con i geofoni.

L'utilizzo delle piastre e della fascia ha permesso di ottenere uno Streamer sismico (sezione 3.2.2).

È stata infatti sfruttata l'esecuzione delle misure MASW per valutare l'applicabilità e l'informatività di questa modalità d'acquisizione che, offrendo possibilità di trascinare nel suo insieme lo stendimento di geofoni, si presta ottimamente ad indagini di lunghi tratti d'argine (Fig. 3.10). Si è ritenuto infatti particolarmente interessante eseguire tali valutazioni in questo sito di notevole complessità strutturale.

Le principali caratteristiche del sismografo Geode sono:

- 24 bit di risoluzione.
- elevata larghezza di banda ( $1,75 \text{ Hz} - 20000 \text{ Hz}$ ).
- intervalli di campionamento da  $0,02 \text{ ms}$  a  $16 \text{ ms}$ .
- 24 canali per il collegamento dei geofoni.
- è possibile combinare più sismografi Geode, ciò permette di gestire fino a 1000 canali.



(a) Land streamer: geofoni posizionati sulle piastre, legate tra loro tramite la fascia. (b) Sismografo Geode, computer portatile e mazza.

Fig. 4.12: Strumentazione utilizzata per le acquisizioni MASW.

### 4.2.2 Acquisizioni

L'acquisizione dei dati è stata effettuata il giorno 21 novembre. Nel complesso le misurazioni sono state 25: 19 in corrispondenza del tratto ricostruito e 6 sull'arginatura originale (Fig. 4.1, Fig. 4.2(a) e Fig. 4.2(c)). Il numero più elevato di misure eseguite sul tratto ricostruito è giustificato dalla sua maggiore complessità strutturale.

Gli stendimenti di geofoni sono stati posizionati sulla sommità della struttura in modo longitudinale alla stessa. La spaziatura utilizzata tra i geofoni è stata di  $2 \text{ m}$ , ottenendo così stendimenti di  $46 \text{ m}$ .

Per le acquisizioni sulla parte ricostruita lo stendimento di geofoni è stato posto in corrispondenza del tratto interessato dalle indagini ERT con spaziatura elettrodica di 1  $m$ , come mostrato in Fig. 4.2(a). Si è deciso, anche per la presunta disomogeneità della struttura, di energizzare da entrambe le estremità dello stendimento. Le energizzazioni sono state quindi eseguite a -4  $m$  per le misure da 1 a 6, a -6  $m$  per le misure da 7 a 14 e a +4  $m$  per le misure da 15 a 19; corrispondenti rispettivamente ai metri 18, 16 e 72 in Fig. 4.2(a).

Per le acquisizioni sull'argine originale lo stendimento di geofoni è stato sistemato ad una distanza minima di 50  $m$  circa dal tratto ricostruito, come mostrato in Fig. 4.1. Si sono qui eseguite le misure da 20 a 25, con energizzazione a 4  $m$  dal primo geofono.

Per i parametri d'acquisizione si è scelto di utilizzare un passo di campionamento di 250  $ns$  ed una durata d'acquisizione di 2  $s$ , valori che permettono, per il caso specifico, di mantenere un sufficiente margine sia in frequenza che in durata.

Prima di eseguire le acquisizioni si è verificato il corretto funzionamento del trigger, responsabile della sincronizzazione tra la registrazione del sismogramma e la mazzata.

Durante l'esecuzione delle misure si è svolta una verifica preventiva dei risultati, in modo da valutare la necessità di raccogliere ulteriori dati, come è stato fatto sul tratto ricostruito, e il corretto funzionamento della strumentazione. Tale controllo è inoltre utile per accertarsi che la geometria d'acquisizione utilizzata sia adeguata al caso specifico, in particolare che l'energia dell'onda sismica raggiunga in modo sufficiente i geofoni più lontani (effetto di far-field, sezione 3.2.1.)

### 4.2.3 Processing ed inversione

L'organizzazione del processing è stata fatta sulla base di quanto mostrato dai diversi sismogrammi acquisiti. Si è comunque deciso, per evidenziare maggiormente le informazioni raccolte, di ricavare da tutti i sismogrammi i relativi spettri  $f-k$  e grafici  $f$  - *velocità di fase*. I primi ottenuti mediante applicazione della tra-

sformata di Fourier nel tempo e nello spazio; i secondi, a partire dai precedenti, sfruttando la relazione tra numero d'onda  $k$ , velocità di fase  $V$  e frequenza  $f$ :

$$V = 2\pi \frac{f}{k}$$

In questo modo si è resa evidente una grande differenza tra i dati raccolti in corrispondenza del setto e quelli relativi all'argine originale.

Si è così deciso di procedere con il processing solo dei dati raccolti fuori setto, mentre non si è ritenuto possibile farlo con quelli relativi alla struttura ricostruita. Questa scelta è dettata dal fatto che l'eccessiva dispersione dell'energia negli spettri  $f-k$  e nei grafici  $f$  - *velocità di fase* ricavati dai sismogrammi relativi alle misure sul setto si rispecchia anche nel picking dei suoi massimi, impedendo di delineare un trend sufficientemente solido per l'inversione. Tale condizione risulta comunque informativa sulla propagazione delle onde sismiche, verrà perciò interpretata e considerata nell'ambito delle conclusioni.

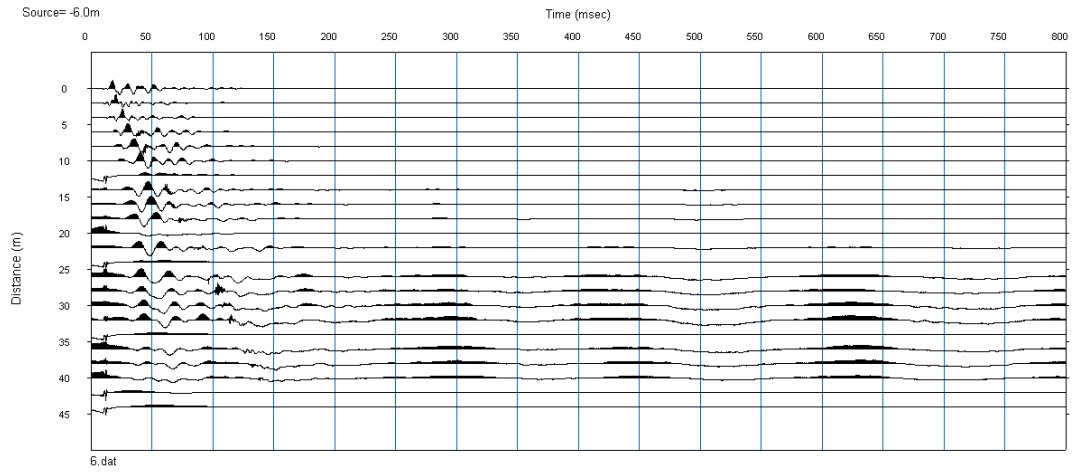
In seguito si riportano sismogrammi e grafici  $f$  - *velocità di fase* per le acquisizioni 6 (rappresentativa delle misure da 1 a 6), 14 (rappresentativa delle misure da 7 a 14), 19 (rappresentativa delle misure da 15 a 19) e 25 (rappresentativa delle misure da 20 a 25). Per la visualizzazione dei sismogrammi e per il calcolo-plotting dei grafici  $f$  - *velocità di fase* si è utilizzato il *Surface Wave Analysis Wizard*.

Si è quindi proseguito con il processing dei dati acquisiti fuori setto (misure da 20 a 25), con l'obiettivo di ottenere un profilo verticale di  $V_S$  rappresentativo delle arginature originali.

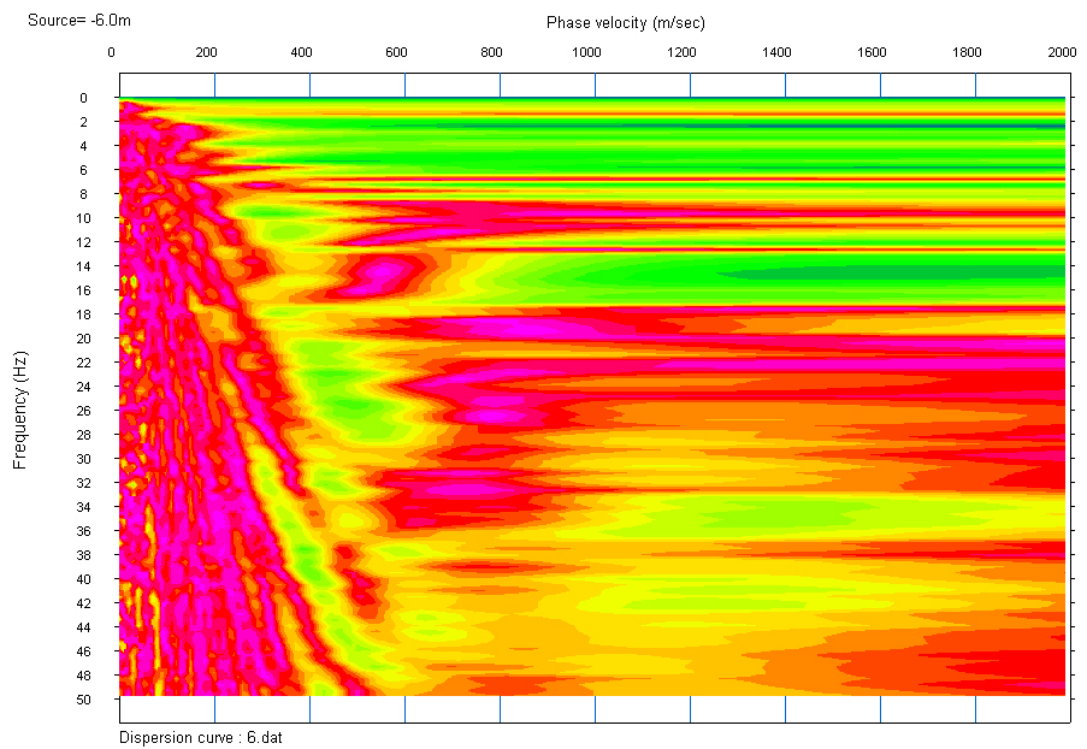
La misura 20 è stata scartata già nella fase iniziale, mantenendo le misure dalla 21 alla 25, di maggiore qualità ed in numero comunque sufficiente per un proseguimento robusto del processing.

Per l'elaborazione dei dati si è utilizzato il programma *Matlab* (versione R2009b), così da poter gestire con miglior personalizzazione le diverse fasi.

Inizialmente si è ridimensionata la finestra d'acquisizione portandola da 2 s a 1,5 s, l'intero arrivo delle onde si verifica infatti entro tale valore.

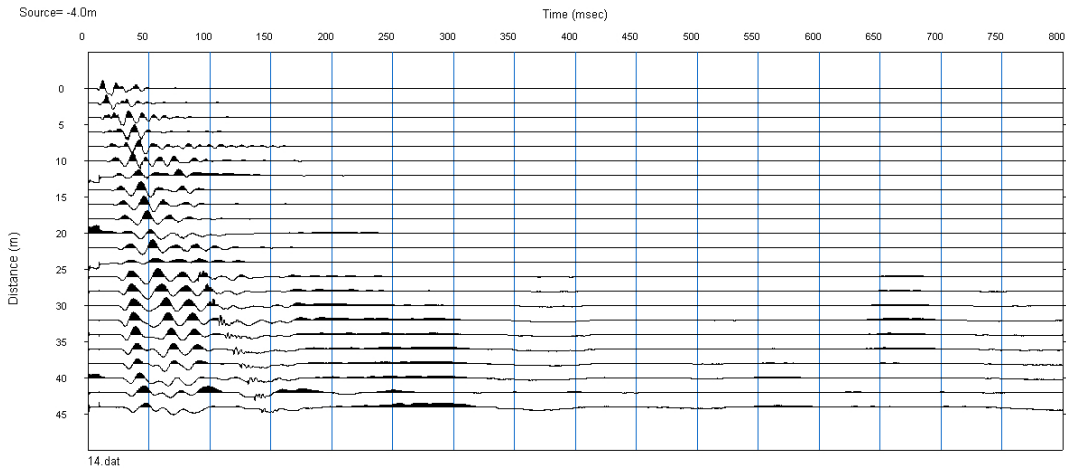


(a) Sismogramma normalizzato.

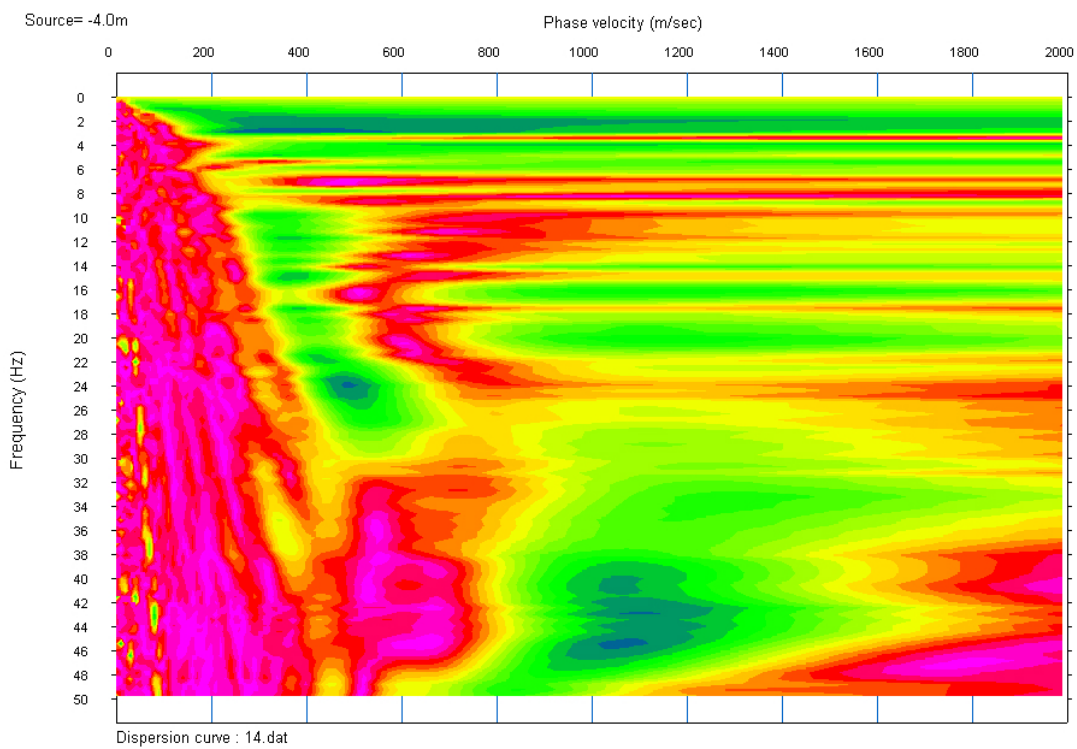


(b) Grafico frequenza - velocità di fase, in verde i massimi di energia.

Fig. 4.13: Sismogramma e grafico frequenza - velocità di fase relativi all'acquisizione numero 6.



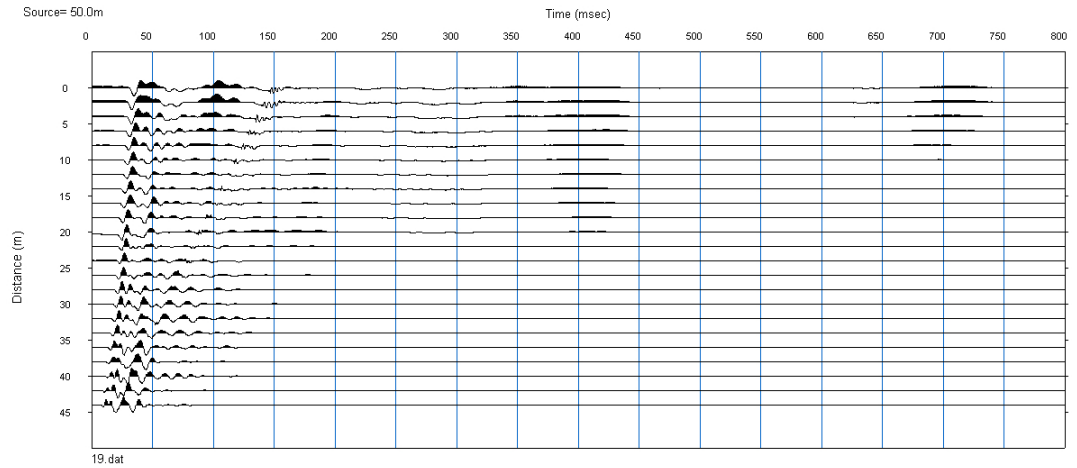
(a) Sismogramma normalizzato.



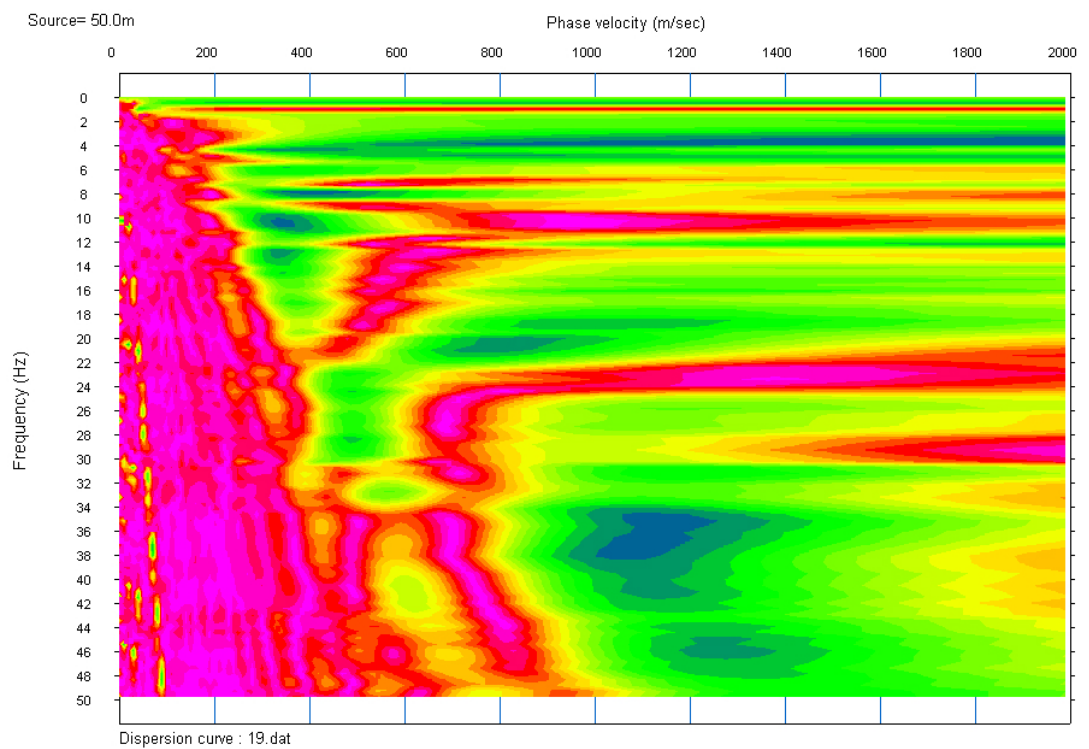
(b) Grafico frequenza - velocità di fase, in verde i massimi di energia.

Fig. 4.14: Sismogramma e grafico frequenza - velocità di fase relativi all'acquisizione numero 14.



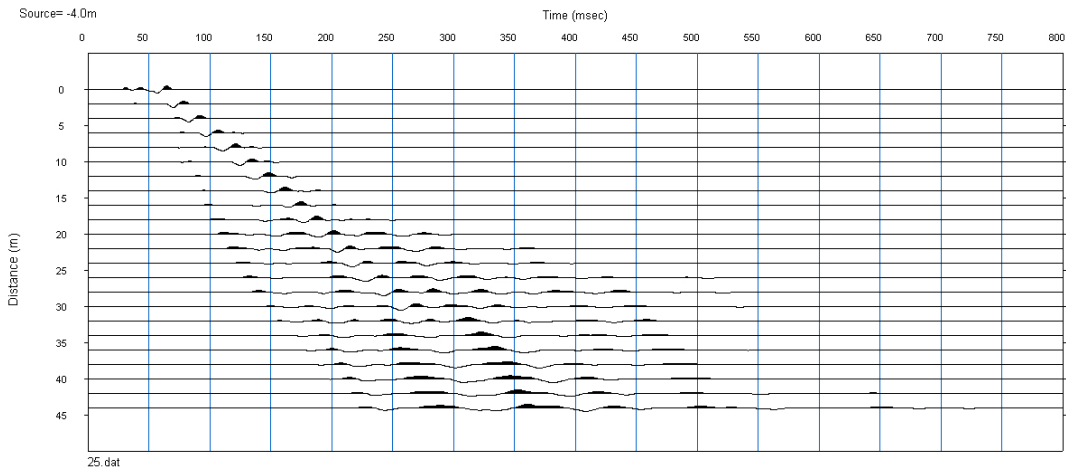


(a) Sismogramma normalizzato.

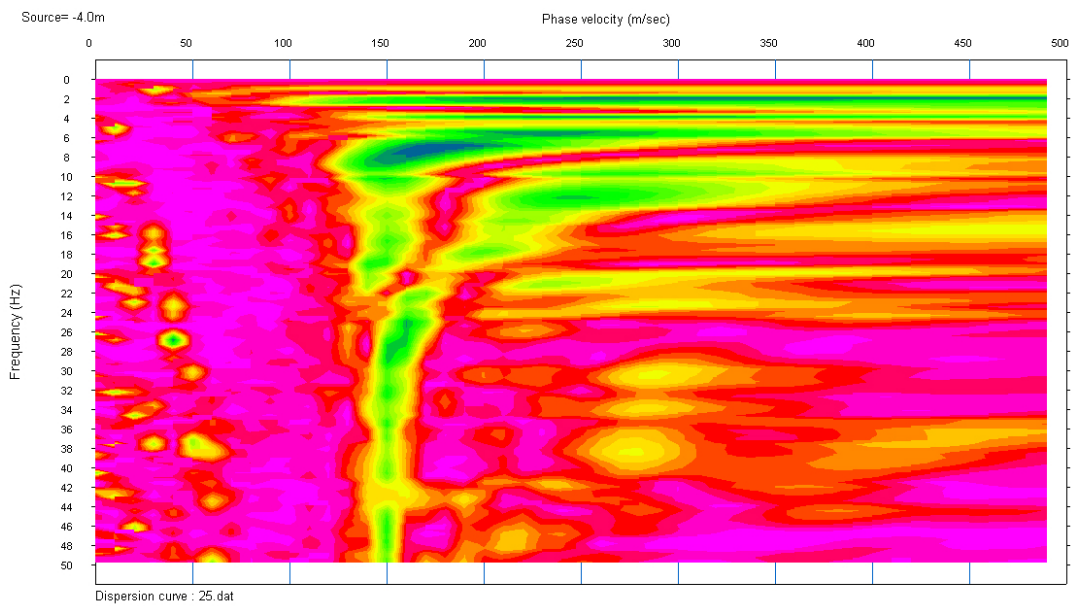


(b) Grafico frequenza - velocità di fase, in verde i massimi di energia.

Fig. 4.15: Sismogramma e grafico frequenza - velocità di fase relativi all'acquisizione numero 19.



(a) Sismogramma normalizzato.



(b) Grafico frequenza - velocità di fase, in verde i massimi di energia.

Fig. 4.16: Sismogramma e grafico frequenza - velocità di fase relativi all'acquisizione numero 25.

In seguito si ha l'opportunità di scartare tracce sismiche, nel nostro caso non è però stato necessario farlo. Le 24 tracce sono quindi state normalizzate, in modo da omogeneizzare l'energia acquisita ai diversi offset (Fig. 4.17(a)).

Conclusa la selezione dei dati da mantenere si è proceduto con il calcolo dello spettro  $f-k$  (Fig. 4.17(b)), nel quale si sono poi evidenziati i massimi di energia.

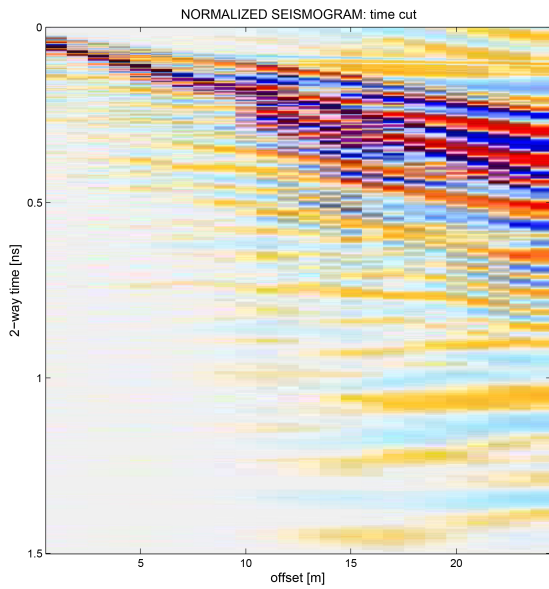
Con l'assunzione che il modo dominante sia il modo principale si è quindi eseguita la selezione dei massimi da utilizzare per la curva di dispersione. Come visibile Fig. 4.17(c) tale operazione è risultata sufficientemente affidabile grazie al modo in cui si distribuisce l'energia nello spettro  $f-k$  stesso.

La curva di dispersione ottenuta è mostrata in Fig. 4.17(d) ed è possibile notare come essa risulti meno definita per le basse frequenze, a causa della minore energia prodotta dalla mazzata in quelle stesse frequenze; condizione confermata anche dagli spettri  $f-k$ .

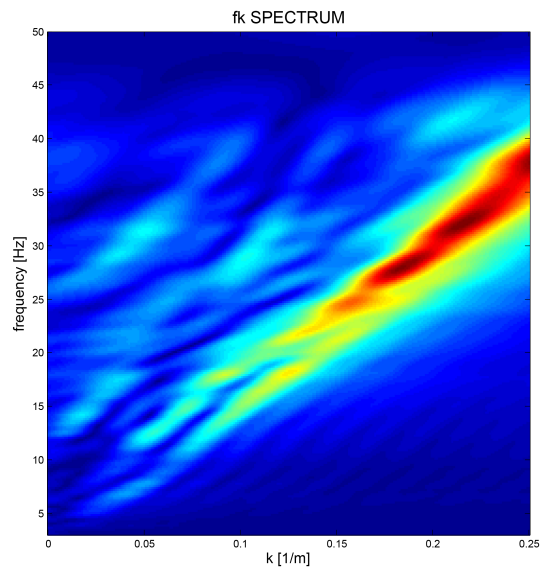
Sono state in questo modo ricavate le curve di dispersione per le acquisizioni da 21 a 25, il loro confronto, mostrato in Fig. 4.18, ha permesso una verifica positiva sulla qualità dei dati e del processing svolto per ottenerle.

Al fine di sfruttare la numerosità delle curve si è svolto un picking manuale per ottenere una singola curva rappresentativa dei dati, eliminando in questo modo eventuali valori ritenuti non significativi o frutto di errori strumentali o di processing. Tale operazione è mostrata in Fig. 4.19.

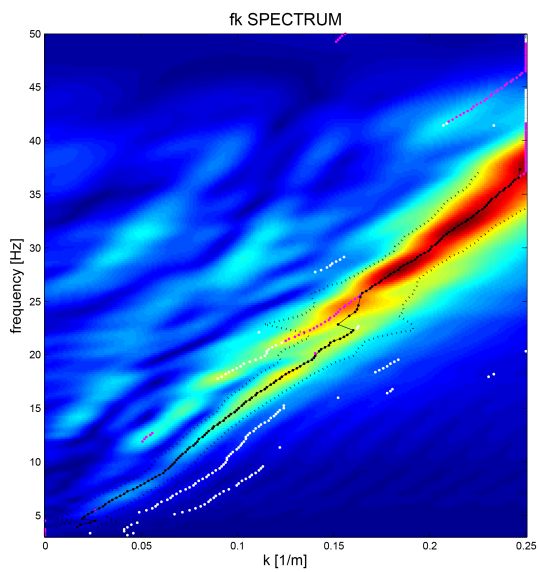
Il picking svolto ha inoltre fornito 118 coppie di valori  $f$  e *velocità di fase*, da utilizzare nel processo d'inversione.



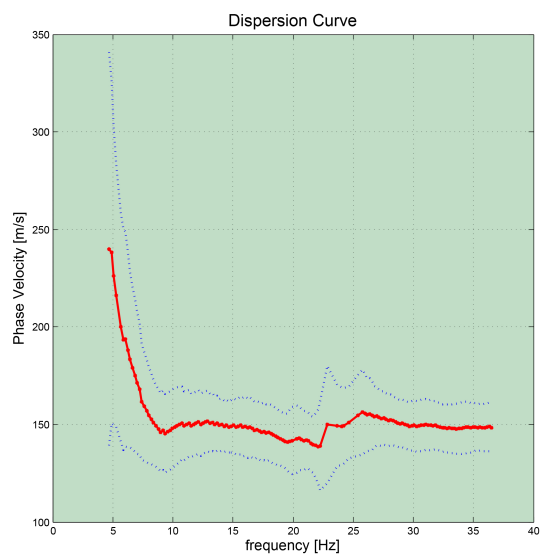
(a) Sismogramma normalizzato.



(b) Spettro  $f-k$ .

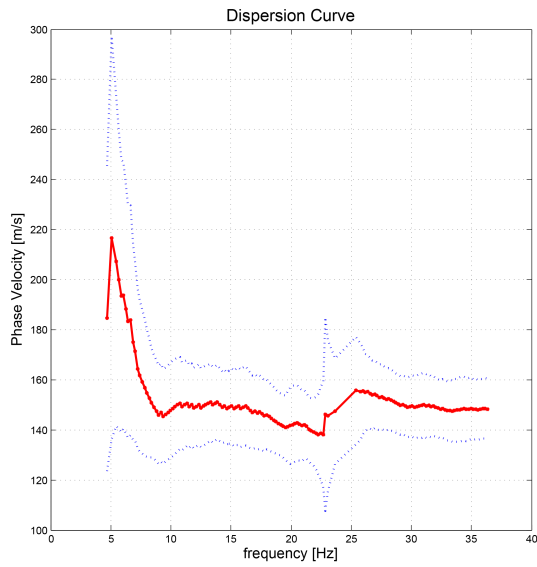


(c) Spettro  $f-k$  con picking dei massimi di energia.

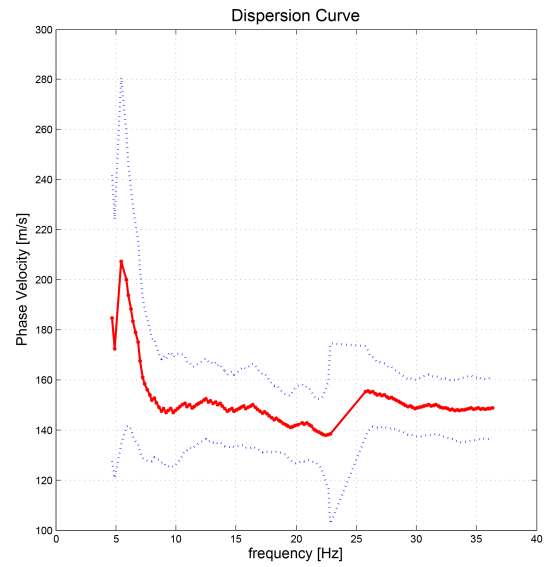


(d) Curva di dispersione.

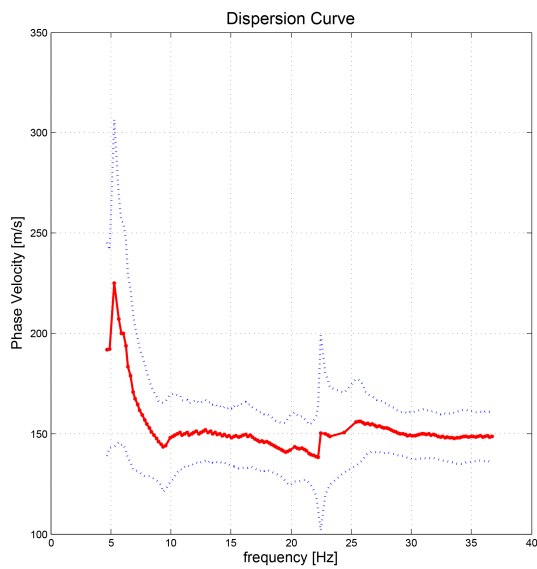
Fig. 4.17: Fasi principali del processing in Matlab; in questo caso per i dati relativi all'acquisizione 25.



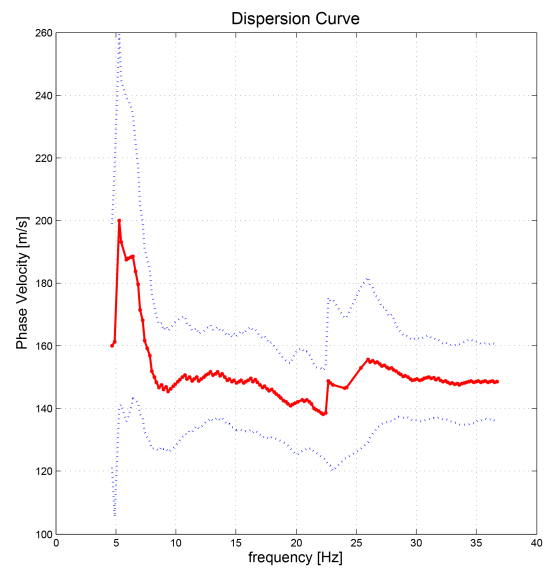
(a) Acquisizione 21.



(b) Acquisizione 22.



(c) Acquisizione 23.



(d) Acquisizione 24.

Fig. 4.18: Curve di dispersione ricavate dalle acquisizioni 21, 22, 23 e 24. La curva di dispersione relativa alla misura 25 è mostrata in Fig. 4.17(d).

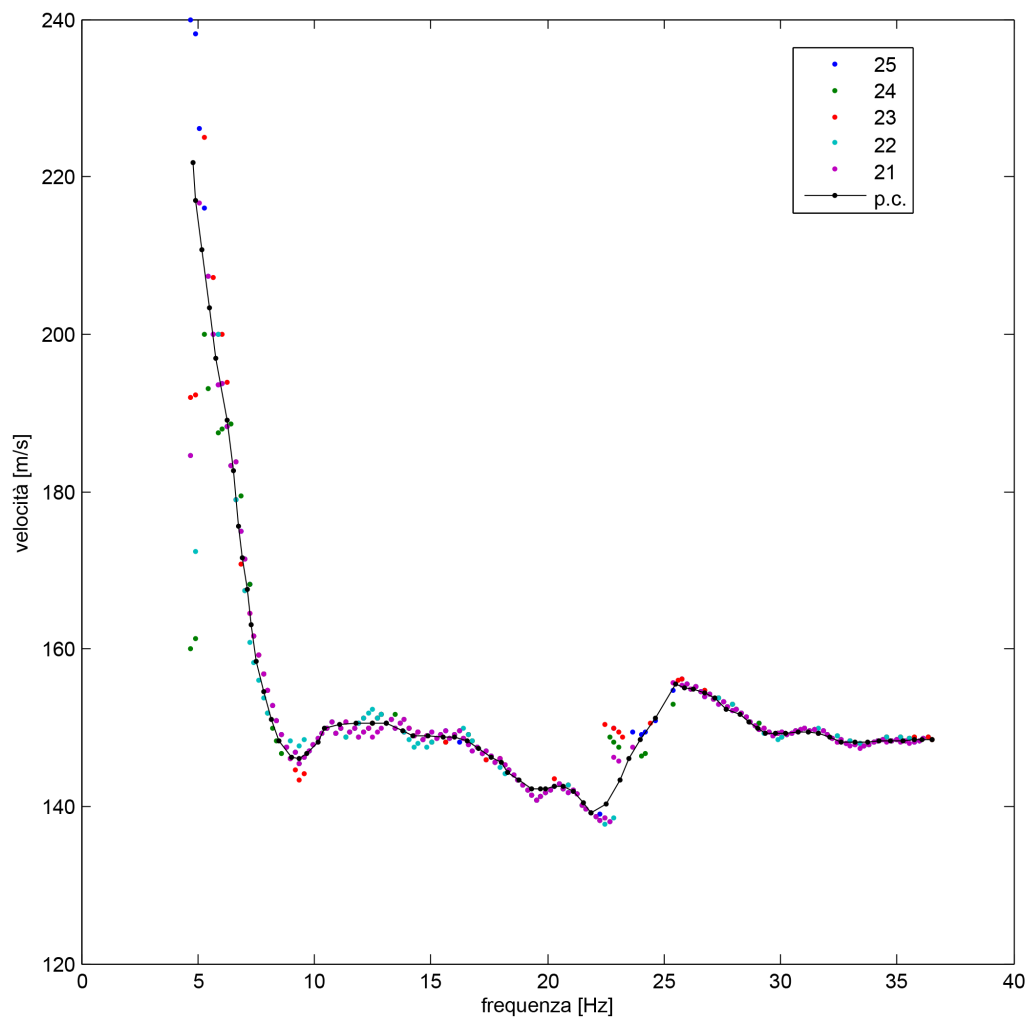


Fig. 4.19: Picking di una curva (p.c.) rappresentativa delle singole curve di dispersione.

L'inversione è stata svolta mediante il software *SWAMI*, il suo algoritmo d'inversione è basato su di un'inversione alla Occam, con minimizzazione regolarizzata degli scarti quadratici medi tra curva di dispersione sperimentale e calcolata dal modello in calibrazione.

Per l'inversione è stato prima descritto un modello iniziale, secondo quanto richiesto per il file di input dallo SWAMI:

- numero di strati, considerati omogenei, in cui suddividere il modello.
- spessore dei diversi strati.
- per ogni strato il valore  $V_S$  iniziale, ipotizzato sulla base dell'osservazione dei dati.
- per ogni strato il rapporto di Poisson.
- per ogni strato la densità.
- condizione di saturazione o meno dei diversi strati.

Si è deciso di testare un modello con 11 strati, di spessore via via maggiore in profondità, secondo la capacità risolutiva prevista per le acquisizioni. La base dell'ultimo strato è stata così posta alla profondità di 21  $m$ , consona con le lunghezze d'onda massime stimate (sezione 3.2.1). Le velocità di  $V_S$  iniziali sono state scelte nel range tra 150  $m/s$  e 200  $m/s$ , si è utilizzato 0,2 come valore costante di rapporto di Poisson e 1800  $Kg/m^3$ . Si sono infine considerati saturi gli strati a profondità maggiore di 10  $m$ , condizione sufficientemente prossima alla realtà considerata la presenza del fiume.

Nel file di input, dopo la descrizione dei parametri iniziali del modello, si sono inseriti le coppie di valori  $f$  - *velocità di fase* estratti dalla curva di dispersione. Questi valori permettono la calibrazione del modello, eseguita e monitorata per iterazione.

Nello specifico l'inversione dei dati si è conclusa già alla seconda iterazione, con un RMS finale di 0,83.

I valori finali di  $V_S$  per i diversi strati sono stati poi graficati per ottenere un'immagine del profilo verticale di  $V_S$ , visibile nella Fig. 4.20.

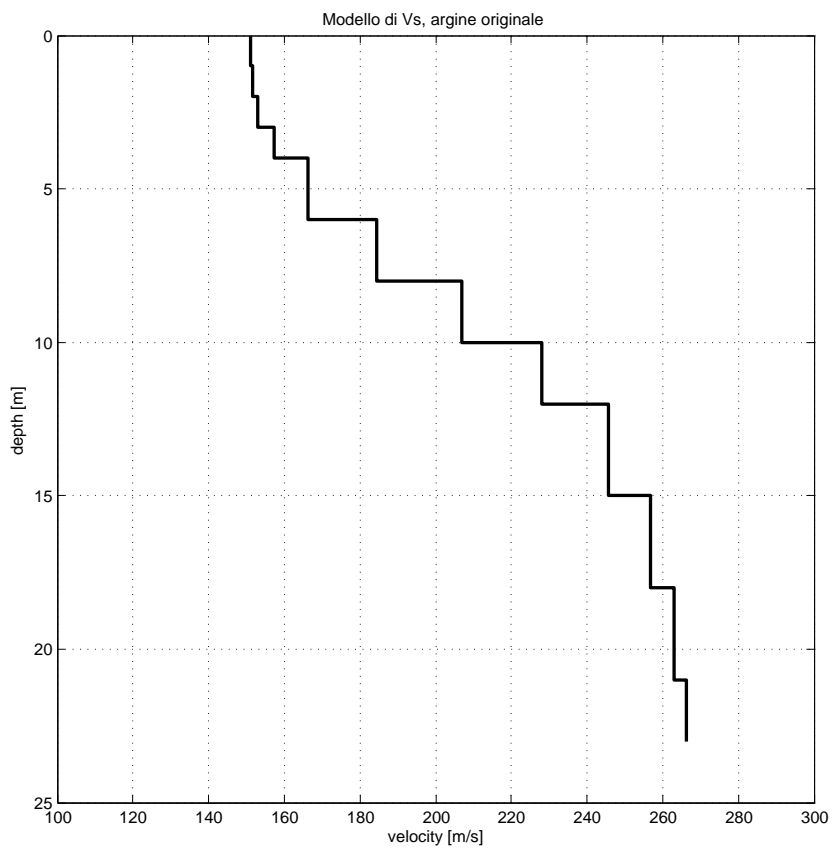


Fig. 4.20: Modello di  $V_S$  per il tratto esterno al setto.



### 4.3 Indagine SP

L'indagine di potenziale spontaneo è stata eseguita con l'obiettivo di ricavare informazioni dirette sulla presenza di flusso d'acqua internamente alla struttura arginale, in modo da ottenere un confronto ed un approfondimento rispetto alle evidenze di venute d'acqua presenti in condizioni di piena e alle acquisizioni ERT.

Per le misure di potenziale spontaneo sono stati utilizzati due elettrodi non polarizzabili collegati ad un millivoltmetro. La sensibilità della strumentazione è da ritenersi di alcuni millivolt.

Le misure sono state eseguite il giorno 21 novembre e ripetute per confronto il 2 febbraio. La diversa altezza del tirante idrico, maggiore nel giorno 21 novembre, ha infatti permesso di verificare la sensibilità delle misure alle condizioni di portata del fiume.

Si è deciso di eseguire le misure lungo due linee di 60 *m* poste longitudinalmente all'argine (Fig. 4.1), una circa a metà della scarpata inferiore e l'altra sul piano campagna a 4 *m* dall'unghia dell'argine. Le misure sono state raccolte ogni 2 *m*, per un totale di 31 dati per segmento.

La Fig. 4.21 mostra le posizioni delle linee lungo le quali si sono raccolte le misure di potenziale spontaneo. L'elettrodo di riferimento è stato posto ad una distanza di 8 *m* dall'unghia dell'argine.

Successivamente alle misure è stata rilevata la presenza di un materasso drenante -ben evidenziato anche dalle acquisizioni ERT trasversali (Fig. 4.10)- posizionato come mostrato in Fig. 4.21 alla fine del 2013. La sua presenza ha probabilmente condizionato le misure di potenziale spontaneo e complicato l'interpretazione delle stesse.

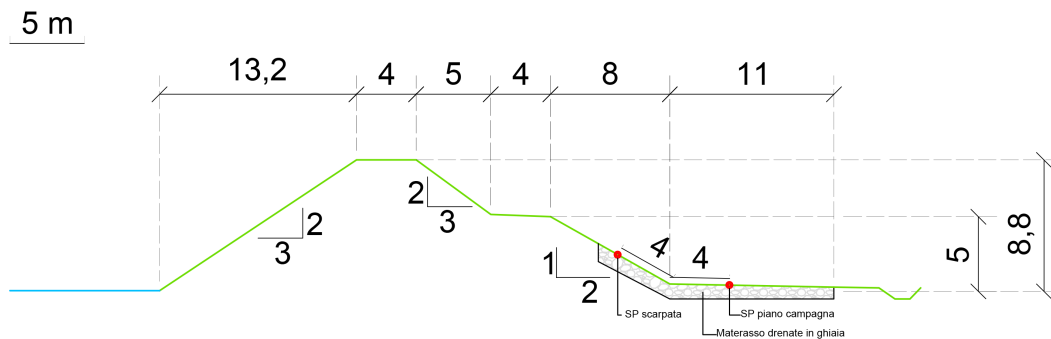


Fig. 4.21: Vista trasversale dell'argine in cui si evidenzia la posizione delle linee di misura del potenziale spontaneo e del materasso drenante in ghiaia.

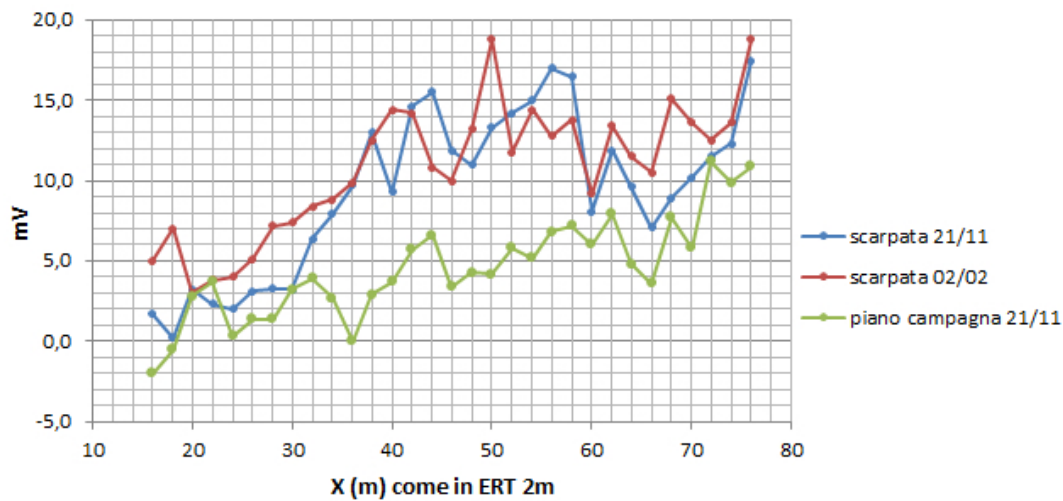


Fig. 4.22: Valori misurati di potenziale spontaneo, la loro posizione è riferita allo stendimento dell'acquisizione ERT.

## 4.4 Indagine GPR

Il metodo GPR è stato utilizzato per due acquisizioni trasversali all'argine, svolte in corrispondenza delle linee ERT trasversali, l'obiettivo era infatti di integrare le informazioni raccolte dai due metodi. Si è scelto di utilizzare delle antenne da pozzo da  $100\text{ MHz}$  e di calarle ai lati dell'argine, lungo le due scarpate, secondo una modalità di *zero offset profile* (sezione 3.3). Le antenne sono state collegate al PulseEkko 100 system, visibile in Fig. 4.23, e poi calate per  $12\text{ m}$ , coprendo cioè l'intera scarpata interna emersa.

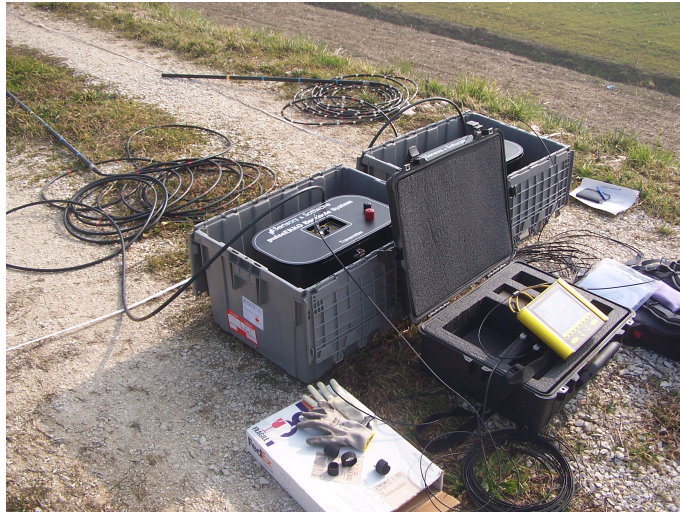


Fig. 4.23: Strumentazione utilizzata per le acquisizioni GPR, sono visibili le due antenne da pozzo (da  $100\text{ MHz}$ ) e le unità di trasmissione e ricezione del PulseEkko 100 system.

Le tracce radar registrate sono state elaborate tramite filtri e funzioni di guadagno e poi unite nei due rispettivi radargrammi, visibili in Fig. 4.24.

Ottenuti i radargrammi è stato eseguito il picking dei tempi di arrivo, fermandosi alla distanza di circa  $17\text{ m}$ , oltre la quale l'attenuazione risulta eccessiva e il rumore copre il segnale. Dai tempi di arrivo, corretti dal tempo di risposta della strumentazione, si è ricavata la velocità media dell'onda (eq. 3.25), usata poi per ricavare il contenuto d'acqua  $\theta$  mediante la relazione di Topp con i seguenti parametri [12, 30, 3].

$$\theta = -0,053\varepsilon_r + 0,0292\varepsilon_r^2 - 0,00055\varepsilon_r^3 + 0,0000043\varepsilon_r^3 \quad (4.1)$$

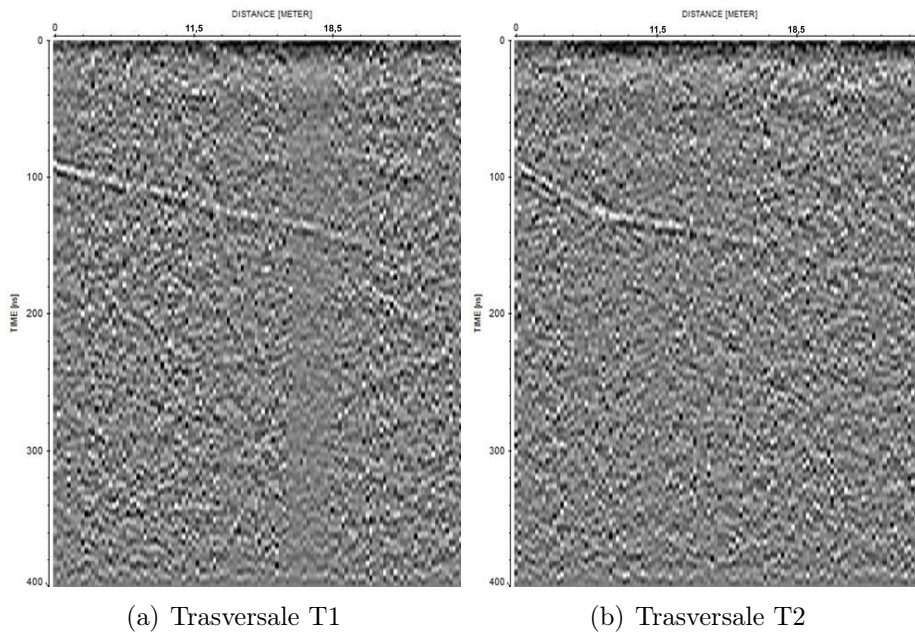


Fig. 4.24: Tracce radar acquisite lungo le sezioni trasversali T1 e T2, le distanze sono state corrette e rappresentano ora lo spazio, in trasparenza attraverso l'argine, tra le due antenne.

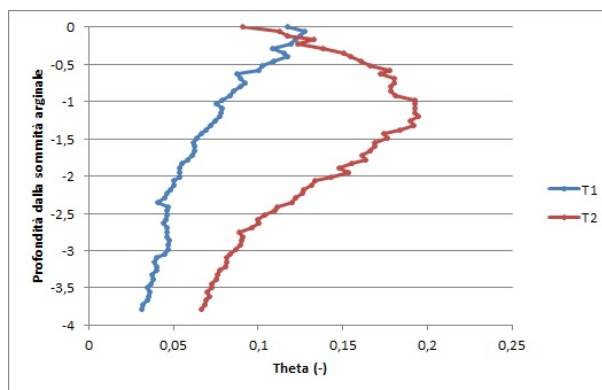


Fig. 4.25: Valori di contenuto d'acqua alle diverse altezze dell'argine in corrispondenza delle due sezioni trasversali T1 e T2.

# Capitolo 5

## Risultati

### 5.1 Risultati dell'indagine ERT

I risultati delle acquisizioni di ERT svolte longitudinalmente all'argine ben distinguono l'argine ricostruito dalla struttura originaria (Figg. 4.6, 4.7 e 4.8). Il tratto ricostruito è evidenziato dalla maggiore resistività (dai 100 ai 600  $\Omega m$ , riscontrati nel tratto compreso tra i 25 e i 90  $m$  delle sezioni) rispetto all'arginatura originale ( $\sim 50 \Omega m$ ); i valori di quest'ultima sono associabili a sabbie fino-limose insature e trovano così riscontro nei sondaggi stratigrafici disponibili. Le elevate resistività della parte ricostruita sono invece coerenti con le tipologie di materiali e le metodologie impiegate nella ricostruzione [6, 25, 31, 20].

Nelle acquisizioni longitudinali eseguite nei giorni 9 ottobre e 21 novembre non si evidenziano variazioni nel range dei valori di resistività delle due strutture; al contempo ciò è indice della ripetibilità dei risultati ottenuti.

Le stesse acquisizioni longitudinali rivelano una certa eterogeneità nella struttura ricostruita dando luce a due settori, uno a monte e uno a valle, con resistività diverse; il primo raggiunge diffusamente i 600  $\Omega m$ , il secondo si mantiene su valori medi di 300  $\Omega m$ . Le sezioni di resistività ottenute dalle acquisizioni con una spaziatura elettrodica di 1  $m$  permettono di osservare tale condizione con maggior chiarezza e apprezzabilità. Le acquisizioni con spaziatura elettrodica di 2  $m$  mostrano invece come le resistività scendano a valori di 50  $\Omega m$  entro la quota del piano campagna, verosimilmente per un ritorno a materiali limo-sabbiosi e per

la presenza della tavola d'acqua.

Le sezioni di resistività ottenute dalle acquisizioni trasversali permettono di risolvere al meglio le diversità tra i due settori di differente resistività interni alla struttura ricostruita e di indagare le variazioni trasversali di resistività (Figg. 4.9 e 4.10). Ciò è stato di fondamentale importanza, evidenziando il fatto che gli alti valori di resistività ( $> 300 \Omega m$ ) visibili nelle sezioni longitudinali non sono da attribuirsi alla presenza del setto cementato ma alle parti di massicciata non cementata presente lateralmente, sia sul lato fiume che sul lato campagna. In corrispondenza della parte centrale dell'argine, per tutta la sua altezza, appare infatti una fascia di circa 4 m di larghezza con resistività inferiori ai 150  $\Omega m$ . Non è quindi da ritenersi valida la proporzionalità, all'inizio erroneamente presunta sulla base delle sole misure longitudinali, tra valori di resistività in sezione longitudinale e presenza-efficacia del setto cementato. Dalle informazioni raccolte in letteratura e da alcune personal communication, valori di resistività compresi tra 70  $\Omega m$  e 100  $\Omega m$  sono verosimili per un setto costituito da iniezioni di cemento [6, 25, 31, 20, 9]. Nello specifico i valori di resistività sono leggermente superiori e raggiungono i 150  $\Omega m$ , probabilmente per l'alta resistività di base della massicciata sulla quale è posizionato il setto.

Tra le due sezioni di resistività trasversali è possibile notare alcune differenze, previste dalle sezioni longitudinali, sia nei valori medi di resistività che nel grado di omogeneità della parte meno resistiva riconducibile al setto. La sezione T1 mostra una resistività mediamente superiore, in parte per la maggior estensione delle massicciate ai lati ma anche per la presenza di una fascia maggiormente resistiva ( $\sim 200 \Omega m$ ) che taglia orizzontalmente il setto all'altezza di circa 3 m rispetto al piano campagna (Fig. 4.11). Ciò è in accordo con le maggiori resistività riportate dalle sezioni longitudinali in corrispondenza del punto in cui si è posizionata la trasversale T1. Più marcata e continua è invece la parte bassoresistiva centrale nella sezione T2, con valori di resistività che si mantengono inferiori ai 100  $\Omega m$ . È plausibile che le differenze riscontrate siano collegabili alle diverse modalità in cui si manifestavano le venute d'acqua. La porzione di valle, nel complesso più resistiva (Fig. 4.9) e con un setto che risulta meno marcato

e continuo (Figg. 4.10 e 4.11), presentava infatti, prima del posizionamento del materasso drenante, venute d'acqua già all'altezza della scarpata inferiore (sezione 2.4), assenti invece nella porzione di monte.

Entrambe le sezioni trasversali confermano invece in modo chiaro la presenza del materasso drenante in ghiaia, visibile in corrispondenza della scarpata bassa con valori di resistività che raggiungono i  $600 \Omega m$ . Secondo il progetto il materasso prosegue poi sul piano campagna ma la geometria degli stendimenti di elettrodi trasversali, pensata per ottimizzare la risoluzione nella struttura arginale, non consente di estendere le sezioni di resistività per verificarlo.

## 5.2 Risultati dell'indagine MASW

I risultati ottenuti dall'utilizzo del metodo MASW ne confermano la sensibilità alle caratteristiche meccaniche dell'argine, evidenziando in modo chiaro le differenze tra il tratto ricostruito e le arginature originali. Tale diversità si è resa particolarmente evidente nei grafici *frequenza - velocità di fase* (Figg. 4.13, 4.14, 4.15 e 4.16).

Le misure eseguite nel tratto esterno al setto mostrano una buona congruenza, apprezzabile nelle curve di dispersione (Fig. 4.18). Probabilmente tale condizione è favorita anche dalla notevole omogeneità riportata dal modello di  $V_S$  finale, dove le velocità, seppur evidenziando un certo incremento con la profondità (dai  $150 m/s$  ai  $260 m/s$ ), rimangono modeste fino alla profondità massima indagata, circa  $20 m$  (Fig. 4.20). Queste velocità sono associabili a sabbie fino-limose, con ottimo riscontro dei sondaggi disponibili esternamente al setto.

Notevolmente diversa la condizione riportata dalle acquisizioni eseguite in corrispondenza del setto: i relativi grafici *frequenza - velocità di fase* mostrano una grande dispersione dell'energia (Figg. 4.13, 4.14 e 4.15). La propagazione delle onde superficiali prodotte è evidentemente sensibile all'eterogeneità della struttura, così com'è ricostruita; è probabile che essa favorisca anche la presenza di *modi vibrazionali* di ordine superiore, il cui studio non rientra però negli obiettivi di questa tesi. Gli stessi grafici *frequenza - velocità di fase* riportano comunque una

maggiore energia in corrispondenza di velocità prossime ai 1000  $m/s$ , in modo particolarmente marcato per le frequenze superiori ai 25  $Hz$ ; è presumibile che ciò rispecchi l'irrigidimento della struttura rispetto all'argine naturale, dovuto al pietrame e alle iniezioni di cemento che la costituiscono.

Interessante infine ricordare l'utilizzo dello *Streamer sismico* e confermare, in virtù della qualità dei dati raccolti (molto evidente nelle misure esterne al setto), la sua efficacia ed applicabilità in studi su sistemi arginali anche più estesi.

### 5.3 Risultati dell'indagine GPR

I dati raccolti con il metodo GPR si integrano molto bene con l'indagine ERT, anch'essi evidenziano infatti una differenza, in forma di contenuto d'acqua, tra le sezioni trasversali T1 e T2 (Fig. 4.25); in particolare i valori maggiori si sono riscontrati nella sezione T2, individuata come meno resistiva dalle sezioni ERT (Figg. 4.9, 4.10 e 4.11). Il range di valori di contenuto d'acqua sono stati inoltre importanti nella fase di confronto tra le resistività del setto e quelle raccolte, in letteratura e tramite personal communication, per strutture di questo genere [6, 25, 31, 20, 9]. Probabile comunque che il contenuto d'acqua medio misurato non sia distribuito omogeneamente, ma che si concentri nel setto cementato, in virtù di una sua maggiore capacità di trattenere acqua rispetto alla massicciata non cementata posta ai lati [5].

Anche il rapporto segnale/rumore tende, sebbene in modo qualitativo, a confermare l'interpretazione fatta (Fig. 4.24): esso risulta tendenzialmente basso, coerentemente con la presenza di una o più zone a bassa resistività (riconosciute come corrispondenti al setto in cemento dall'indagine ERT). Ulteriore riscontro è fornito dal fatto che la sezione T2 presenta un rapporto segnale/rumore particolarmente basso, inferiore alla sezione T1, associabile alla maggior conduttività mostrata dalle sezioni ERT.



## 5.4 Risultati dell'indagine SP

Le misure di potenziale spontaneo, sebbene mostrino una certa ripetibilità, sono state sicuramente compromesse dalla presenza del materasso drenante, di cui si è venuti a conoscenza posteriormente all'esecuzione delle stesse, anche attraverso le sezioni ERT trasversali (Fig. 4.10).

I valori di potenziale misurati, riportati in Fig. 4.22, rimangono quindi difficilmente interpretabili, probabilmente condizionati da variazioni locali dei materiali. Inoltre le differenze dei valori, lungo le linee di acquisizione, risultano spesso molto bassi, al limite della sensibilità della strumentazione; valori maggiori e più informativi, magari sul funzionamento del materasso drenante, si sarebbero probabilmente potuti ottenere in condizioni di piena.



# Capitolo 6

## Conclusioni

La caratterizzazione geofisica svolta per questo lavoro di tesi, ha avuto come oggetto un tratto d'argine del fiume Frassine ricostruito in seguito ad una rotta verificatasi nell'autunno 2010. I lavori di ricostruzione hanno portato ad una struttura in pietrame impermeabilizzata dalla presenza di un diaframma in cemento, posizionato in corrispondenza della corona arginale.

L'indagine della struttura è stata condotta integrando l'utilizzo dei metodi ERT, MASW, GPR e SP, combinando inoltre acquisizioni longitudinali e trasversali all'argine.

Le sezioni di resistività longitudinali, ricavate dalle prime acquisizioni, ben evidenziano la parte ricostruita e distinguono, al suo interno, la presenza di un settore particolarmente resistivo nella porzione di valle. Le acquisizioni MASW, eseguite con Streamer sismico negli stessi giorni, sono risultate positivamente sensibili all'irrigidimento strutturale e alle discontinuità del tratto ricostruito, verosimilmente presenti per la tipologia dei materiali utilizzati.

Per riconoscere le cause delle differenze di resistività tra il settore di monte e quello di valle sono state effettuate anche delle acquisizioni ERT e GPR trasversali. Le sezioni di resistività ottenute indicano che gli alti valori di resistività (300-600  $\Omega m$ ), già manifesti nelle sezioni longitudinali, non sono da attribuirsi alla presenza del diaframma in cemento, come inizialmente presunto, ma alle parti di massicciata non cementata, mostrate sia sul lato campagna che sul lato fiume. Al diaframma in cemento corrisponde invece una zona basso-resistiva,

con valori di circa  $100 \Omega m$ . Le differenze tra i due settori sono state riscontrate anche nelle sezioni trasversali; in particolare quella relativa al settore di valle, maggiormente resistivo, mostra una zona centrale basso-resistiva meno marcata e continua, presumibilmente per un minor grado di cementazione.

I dati raccolti dalle misure GPR, svolte in corrispondenza delle ERT trasversali, riportano un maggior contenuto d'acqua nella sezione di monte, concordando con la minor resistività di quest'ultima. È plausibile che tale differenza sia legata alla maggior capacità di adsorbire acqua del cemento rispetto al pietrame, ciò rafforza quindi l'interpretazione dei dati ERT.

Una minor continuità del diaframma nel settore di valle spiegherebbe la locale presenza di venute d'acqua nella scarpata inferiore, assenti invece nel settore di monte. A questo proposito le acquisizioni di potenziale spontaneo non hanno purtroppo fornito grande supporto all'indagine, sono state infatti compromesse dalla presenza di un materasso drenante, riconosciuto soltanto dalle susseguenti acquisizioni ERT trasversali.

Per le particolari caratteristiche del tratto d'argine studiato, questo lavoro di tesi rappresenta un interessante test per i metodi utilizzati. I risultati dimostrano come le acquisizioni longitudinali permettano effettivamente di individuare velocemente possibili anomalie ed eterogeneità. Tuttavia per una più sicura interpretazione di queste ultime si è dimostrato opportuno integrare le indagini con misure trasversali.

# Ringraziamenti

Mi sento di ringraziare in modo particolare il Professor Giorgio Cassiani, relatore di questa tesi, per il tempo e le conoscenze che ha condiviso con me. Ho apprezzato inoltre la grande disponibilità dimostratami anche nell'offerirmi l'opportunità di utilizzare più metodi geofisici.

Ringrazio il Dott. Jacopo Boaga e la Dott.ssa Laura Busato per l'aiuto fornitomi durante tutto lo sviluppo di questo lavoro, dalle acquisizioni in campagna alla stesura della tesi; grazie per la disponibilità, la pazienza e i numerosi insegnamenti!

Un grazie al Professor Gilberto Artioli per il suo prezioso contributo nell'interpretazione dei dati relativi al diaframma in cemento, al Dott. Alberto Dacome per il contributo organizzativo e le utili informazioni tecniche del sito, al Dott.ssa Silvia Bersan per la preziosa collaborazione e il Dott. Giulio Asta per i dati raccolti sui lavori di ricostruzione del tratto d'argine e il contributo pratico (e di sicurezza) in campagna.

A tutti gli amici che mi hanno supportato (e sopportato) condividendo allegria e difficoltà (e qualche buona birra!): un grazie speciale!

Grazie a Irene per il tempo passato assieme, mi mette sempre di buonumore e mi sostiene. Un grazie con tante eee naturalmente!

Alla carissima nonna Isetta un grazie di cuore per il suo sostegno, interesse e le numerose candeline (chissà come sarebbe andata senza!).

A mio fratello Gianmarco un grazie veramente grande per i recenti corsi intensivi di AutoCAD, ma soprattutto per le tante giornate passate assieme, a Padova, a Lumignano e a casa (con Rudino).

Ai miei genitori: grazie grazie grazie!



# Bibliografia

- [1] Multichannel analysis of surface waves (MASW): Data acquisition. <http://www.masw.com/History.html>.
- [2] Alluvione in veneto un anno dopo: reportage in canoa lungo il fiume frassine. *Il mattino di Padova*, 2011.
- [3] S. A. al Hagrey. Geophysical imaging of root-zone, trunk, and moisture heterogeneity. *Journal of Experimental Botany*, 58(4):839–854, 2007.
- [4] ARPAV. Evento alluvionale ottobre-novembre 2010 in Veneto, 2010.
- [5] G. Artioli. Professore presso il Dipartimento di Geoscienze di Padova. *Personal communication*.
- [6] R. Bearce. Research Assistant at Colorado School of Mines. *Personal communication*.
- [7] A. Bisazza, F. Ferrarese, P. Mozzi, and A. Ninfo. Valutazione della vulnerabilità idraulica in un area di pianura alluvionale della provincia di Padova, mediante Multi Criteria Evaluation. In *Memoria della Società Geografica Italiana*, volume 87, pages 99–111. 2009.
- [8] M. Camera and L. Stevanato. Il Frassine rompe gli argini a Prà di Botte (PD), 1 novembre 2010. <http://www.meteomerlara.com/articoli/frassine/>.
- [9] A. Casas. Catedràtic de prospecció geològica i geofísica Facultat de Geologia - Universitat de Barcelona. *Personal communication*.
- [10] G. Cassiani. *Materiale fornito durante le lezioni frontali*. Dipartimento di Geoscienze, Università degli Studi di Padova, A.A. 2013/2014.
- [11] G. Cassiani, A. Binley, A. Kemna, M. Wehrer, A. F. Orozco, R. Deiana, J. Boaga, M. Rossi, P. Dietrich, U. Werban, et al. Noninvasive characterization of the Trecate (Italy) crude-oil contaminated site: links between contamination and geophysical signals. *Environmental Science and Pollution Research*, 21(15):8914–8931, 2014.
- [12] G. Cassiani, C. Strobbia, M. Giustiniani, N. Fusi, G. B. Crosta, and P. Frattini. Monitoring of hydrological hillslope processes via time-lapse ground-penetrating radar guided waves. *Bollettino di Geofisica Applicata*, 47(1–2):125–144, 2006.

- [13] J. Chambers, D. Gunn, P. Wilkinson, R. Ogilvy, G. Ghataora, M. Burrow, and R. Tilden Smith. Non-invasive time-lapse imaging of moisture content changes in earth embankments using electrical resistivity tomography (ERT). *Advances in Transportation Geotechnics*, CRC Press, Boca Raton, pages 475–480, 2008.
- [14] S. C. Constable, R. L. Parker, and C. G. Constable. Occam’s inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, 52(3):289–300, 1987.
- [15] S. Foti. *Surface wave testing for geotechnical characterization*. Springer, 2005.
- [16] R. D. Holtz and W. D. Kovacs. *An introduction to geotechnical engineering*. Number Monograph. 1981.
- [17] T. Inazaki. Integrated geophysical investigation for the vulnerability assessment of earthen levee. In *Proceedings of the 20th Annual Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems (SAGEEP2007)*, 2007.
- [18] S. Kim, G. Heinson, and J. Joseph. Electrokinetic groundwater exploration: a new geophysical technique. In *Regolith*, pages 181–185, 2004.
- [19] J. W. Lane Jr, J. Ivanov, F. D. Day-Lewis, D. Clemens, R. Patev, and R. D. Miller. Levee evaluation using MASW: Preliminary findings from the citrus lakefront levee, New Orleans, Louisiana. In *21st EEGS Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems*, 2008.
- [20] Lovell and Smith. The development of a top-surface mounted technique for the measurement of moisture profiles in drying concrete slabs. *Engineering: Theses and Dissertations*, 1997.
- [21] A. Mazzucato. Relazione di inquadramento delle problematiche relative ai lavori di impermeabilizzazione dell’argine destro del fiume Frassine in località Prà di Botte nel comune di Megliadino San Fidenzio (PD), gennaio 2014.
- [22] C. B. Park, R. D. Miller, and J. Xia. Multichannel analysis of surface waves. *Geophysics*, 64(3):800–808, 1999.
- [23] E. Peloso. Caratterizzazione geofisica di un sistema arginale ed applicazioni geotecniche. *Tesi di laurea magistrale*, 2013.
- [24] S. Piovan, P. Mozzi, and C. Stefani. Bronze Age paleohydrography of the southern Venetian Plain. *Geoarchaeology*, 25(1):6–35, 2010.
- [25] J. M. Reynolds. *An introduction to applied and environmental geophysics*. John Wiley & Sons, 2011.



- [26] K. K. Roy. *Potential theory in applied geophysics*. Springer, 2007.
- [27] L. V. Socco and C. Strobbia. Surface-wave method for near-surface characterization: a tutorial. *Near Surface Geophysics*, 2(4):165–185, 2004.
- [28] W. M. Telford, L. P. Geldart, and R. E. Sheriff. *Applied geophysics*, volume 1. Cambridge University Press, seconda edizione, 2010.
- [29] M. Tonellato. Il fiume dai sei nomi. *Associazione Santa Caterina della Ruota*, 2006.
- [30] G. Topp, J. Davis, and A. P. Annan. Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines. *Water resources research*, 16(3):574–582, 1980.
- [31] A. E. C. Van der Stoel. *Grouting for pile foundation improvement*. TU Delft, Delft University of Technology, 2001.
- [32] A. Vitturi, A. Bondesan, P. Mozzi, A. Fontanai, et al. Atlante geologico della provincia di Venezia. 2012.
- [33] T. Zhu, R. Feng, J.-q. Hao, J.-g. Zhou, H.-l. Wang, and S.-q. Wang. The application of electrical resistivity tomography to detecting a buried fault: a case study. *Journal of Environmental & Engineering Geophysics*, 14(3):145–151, 2009.