

INDICE

Abstract.....	pag. 5
Riassunto.....	pag. 7
Introduzione.....	pag. 9
Capitolo 1 : Metodologie geofisiche ad alta risoluzione.....	pag. 13
1.1 – Georadar: principi del metodo, modalità di esecuzione e limiti d'indagine.....	pag. 13
1.2 – Geoelettrica: principi, configurazione e risoluzione ottenibile.....	pag. 27
1.3 – Magnetometria: principi di base, comportamento della materia in presenza di campo magnetico, analisi dei dati.....	pag. 42
1.4 – Elettromagnetismo: principi di base e tipologie di indagine.....	pag. 58
Capitolo 2: Analisi e rappresentazione del dato geofisico.....	pag. 67
2.1 – Georadar.....	pag. 67
2.2 – Geoelettrica.....	pag. 83
2.3 – Magnetometria ed elettromagnetismo.....	pag. 87
Capitolo 3: Applicazioni archeologiche	pag. 89
3.1 Villa Imperiale di Loron (Croazia).....	pag. 90
3.2 Montegrotto Terme (PD).....	pag. 104
3.3 Collaborazione con altri centri di ricerca.....	pag. 120
3.3.1 Grumentum (PZ).....	pag. 120
3.3.2 Montearatro (FG).....	pag. 126
Capitolo 4: Applicazioni alla Geologia Tecnica.....	pag. 133
4.1 Progetto Argini.....	pag. 133
4.2 Altre applicazioni.....	pag. 141
4.2.1 OGS.....	pag. 141
4.2.2 Sinkholes.....	pag. 144
Capitolo 5: Conclusioni.....	pag. 147
Bibliografia.....	pag. 151

ABSTRACT

In the present work we experienced different aspects of the application of high resolution geophysical methods in archaeology and their application to other fields, as for example the applied geology.

We examined many cases, for every single case we tried to reach the best configuration in order to meet the starting demands; the aim of the works we carried over is to reach as much experience as possible, both in terms of instruments and of studied cases and to determine limits and what each technique can potentially bring to different contexts.

To apply geophysical methods to archaeology it is necessary to use versatile devices which can operate in very different environments, on grounds and structures made of various materials. For this kind of researches instruments which can investigate from a depth of few centimeters to a depth of several meters and which give detailed results are to be used. We can therefore easily understand that the final results can not come from a single technique, but to the integration of different methods, which can complete each other and give more detailed result, richer in information.

Every single case sets the researchers limits and characteristics which come from the environmental conditions, the ground and the structures. All these aspects do not allow to determine in advance the device or the combination of devices to be used; that is why the experience of the researcher is of great importance in the analysis of the problem as it can lead him to choose the best approach to the research.

The first part of the present work is an overview of the most used geophysical methods, briefly reporting also their theoretical basis and then a deepening of some techniques of analysis and representation of the geophysical data.

The successive chapters are dedicated to the presentation of some archaeological cases:

- Case 1: **Loron archaeological area, Croatia**, different measurements with georadar and magnetometry have been carried over in different configurations.
- Case 2: **“Terme Neroniane” archaeological area, Montegrotto Terme (PD)**, in this site many measurements with different georadar, geoelectrical, magnetometrical and electromagnetometrical measurements have been carried over.

This site, which has been deeply investigated, it has also been considered as *test site* and the results of the investigations were for some aspects surprising

- Case 3: **Grumentum (PZ) and Montearatro (FG) archaeological areas**, measurement with magnetometrical and georadar configurations have been carried over, in cooperation with other research institutes.

After the archaeological cases, in cooperation with other research institutes, we turned our interest to the possible applications of geophysics to applied geology, in particular to the prevention and protection of the artistic, cultural as well as environmental heritage.

In spite of the little time, we examined three aspects, i.e.:

- Case 1: **Stability of river embankments**, under the co-ordination of Professor Genevois, regular teacher of Applied Geology at University of Padova and of Professors Todini and Ghirotti from the University of Bologna. Measurement with different georadar systems and measurements of electrical tomography.
- Case 2: **Analysis of aquiferous with integrated geophysical methods** – European project LIFE-CAMI – carried over during the period of studies at OGS in Trieste. Measurements with geoelectrical, 3D seismic, georadar and microgravimetry.
- Case 3: **Employment of georadar measurements to sinkholes** , in cooperation with Professor Cremonini from University of Bologna.

The results of all analysis are presented and commented inside each chapter; in the last chapter each work is briefly explained and put then in a wider context, that is the applicability and the importance of geophysics in such fields.

Indirect analysis, which became over the last few years more reliable thank to their joined use, are an important instrument of protection, research and revaluation of the historical, environmental and cultural heritage of our country. This kind of analysis also has a very important role of civil protection in monitoring the river embankments, sinkholes phenomenon and many other aspects.

RIASSUNTO

In questa tesi si affrontano diversi aspetti legati all'applicazione di metodologie geofisiche ad alta risoluzione in archeologia ed alla loro possibile esportazione in altri contesti, come ad esempio la geologia applicata.

Si sono affrontati molti casi e per ognuno si è cercata la migliore soluzione per rispondere alle richieste che venivano poste; caratteristica di questo lavoro, infatti, è la volontà di fare la maggior esperienza possibile, sia in termini di strumentazioni impiegate sia come situazioni reali studiate, in modo da capire limiti e potenzialità di ogni tecnica anche in contesti molto diversi.

L'applicazione di metodologie geofisiche all'archeologia richiede l'impiego di dispositivi versatili ed in grado di lavorare in ambienti anche molto differenti, su terreni e strutture composte dai materiali più vari. E' necessario, per questo tipo di ricerche, avere a disposizione strumenti in grado di investigare da poche decine di centimetri a diversi metri di profondità, con elevato dettaglio. E' facilmente intuibile quindi che la risposta non possa venire da una sola tecnica, ma dall'integrazione di più metodologie che possano completarsi fra loro in modo da aumentare notevolmente il contenuto informativo della ricerca.

Ogni caso reale affrontato impone dei limiti e delle particolarità legate alle condizioni ambientali, al terreno ed alla struttura indagata che non permettono di stabilire a priori quali siano le combinazioni strumentali più idonee; ecco perchè l'analisi del problema che lo specialista si trova ad affrontare deve essere supportata da una grossa esperienza che può aiutarlo nelle scelte e guidarlo in breve tempo ad individuare l'approccio più efficace per l'intervento da eseguire.

Nella prima parte del lavoro si riporta una panoramica delle metodologie geofisiche più utilizzate con brevi cenni alle loro basi teoriche e successivamente ci si occupa di alcune tecniche di analisi e rappresentazione del dato geofisico.

Nei capitoli seguenti si entra nel cuore del lavoro con la presentazione di alcuni tra i più importanti casi archeologici studiati:

- Caso 1: **Area archeologica di Loron in Croazia** dove sono state eseguite diverse misure di georadar e magnetometria in differenti configurazioni.
- Caso 2: **Area archeologica delle "Terme Neroniane" a Montegrotto Terme (PD)** dove in molti anni di campagne si sono condotte misure con diversi georadar, misure geoelettriche, misure con magnetometro ed elettromagnetometro. Questo sito, in assoluto il più studiato, è diventato il nostro "*test site*" ed i risultati delle indagini sono stati per alcuni tratti davvero sorprendenti.

- Caso 3: **Aree archeologiche di Grumentum (PZ) e di Montearatro (FG)** dove sono state eseguite misure con magnetometro e georadar in collaborazione con altri centri di ricerca.

Dopo i casi archeologici, che hanno occupato gran parte del lavoro, ci si è interessati, grazie a delle collaborazioni con altri professori ed altri enti di ricerca, delle possibili applicazioni della geofisica a problematiche di geologia applicata. In particolare ci si è dedicati a quelle che potessero avere affinità con la prevenzione e la salvaguardia del patrimonio, non solo artistico e culturale del quale ci eravamo occupati in precedenza, ma anche ambientale.

Abbiamo affrontato quindi, sebbene con un limitato impegno di tempo, tre aspetti di questo vastissimo campo di applicazioni ed in particolare:

- Caso 1: **Studio della stabilità di argini fluviali**, sotto la guida del prof. Genevois, ordinario di geologia applicata presso il nostro dipartimento, e dei proff. Todini e Ghirotti dell'Università di Bologna. Misure con diversi sistemi georadar e misure di tomografia elettrica.
- Caso 2: **Studio degli acquiferi con metodologie geofisiche integrate** – Progetto europeo LIFE-CAMI – durante il mio periodo di studio presso l'OGS di Trieste. Misure con geoelettrica, sismica 3D, georadar e microgravimetria.
- Caso 3 : **Applicazione di misure georadar allo studio dei fenomeni di sinkholes** in collaborazione con il prof. Cremonini dell'Università di Bologna.

I risultati di tutte le indagini condotte sono presentati e commentati all'interno di ogni capitolo; nell'ultimo capitolo di conclusioni si richiamano brevemente tutti i lavori eseguiti inquadrandoli in un più ampio contesto che è quello dell'applicabilità e dell'importanza dell'utilizzo della geofisica in questi ambiti.

Le indagini indirette, infatti, avendo raggiunto negli ultimi anni degli elevati livelli di affidabilità, grazie anche al loro utilizzo congiunto, sono un importante strumento di prevenzione, ricerca e valorizzazione del patrimonio storico, ambientale e culturale del nostro paese, senza dimenticare l'importantissimo ruolo di protezione civile che indagini di questo tipo possono avere nel caso di monitoraggio di argini fluviali, di fenomeni di *sinkholes* ed in moltissimi altri ambiti.

INTRODUZIONE

Negli ultimi anni si è assistito ad un costante incremento di studi su problematiche di tipo archeologico ed ambientale, conseguente ad un aumento della sensibilità per la salvaguardia del nostro pianeta e per la protezione del patrimonio storico-artistico di ogni paese. Gli strumenti conseguenti sono di varia natura e, tra questi, il monitoraggio del territorio e dei monumenti con tecniche non invasive quali ad esempio le prospezioni geofisiche.

Ciò ha comportato in anni recenti la creazione di corsi universitari di vario livello che contemplano discipline legate allo studio e all'applicazione di metodologie geofisiche alla conoscenza e salvaguardia dell'ambiente e dei beni culturali.

Questa tesi di dottorato, che dunque presenta notevoli caratteri d'attualità, nasce dal desiderio di dare continuità ad una ricerca pluri-decennale del Dipartimento di Geoscienze dell'Università di Padova volta allo studio dell'efficacia delle prospezioni geofisiche ad alta risoluzione in campo archeologico, le cui prime sperimentazioni risalgono ad un periodo in cui tali attività non erano così consuete, e completa il lavoro della tesi di laurea¹.

Scopo di questo dottorato era quello di riuscire ad andare oltre le precedenti esperienze tramite tecniche georadar e geoelettriche, utilizzando nuove metodologie non disponibili nel Dipartimento, quali la magnetometria e l'elettro-magnetometria, oltre a recenti evoluzioni delle strumentazioni già utilizzate.

L'elevato grado di risoluzione delle prospezioni geofisiche applicate all'archeologia è conseguenza del fatto che gli oggetti ricercati presentano in generale modeste dimensioni ed una geometria assai articolata; inoltre è spesso necessario condurre i rilievi su aree relativamente estese (tipicamente qualche ettaro), garantendo una profondità d'investigazione di qualche metro e una dimensione minima rilevabile di pochi decimetri (Neubauer et al. 2002; Gaffney et al., 2000; Carrara et al., 2001).

Il progetto prevedeva l'impiego di tutte le metodologie disponibili in maniera integrata e sinergica, in modo da poter ridurre l'incertezza tipica di ogni prospezione indiretta ed aumentare il contenuto informativo di ogni studio, evidenziando anche i limiti operativi delle singole metodologie e le loro potenzialità in vari contesti.

L'approccio di studio che prevede l'utilizzo di più metodologie geofisiche integrate è, infatti, il sistema più efficace per condurre un'indagine su un'area archeologica e certamente

¹ L. Vettore, Implementazione di procedure software per l'elaborazione di dati radar. Il caso di Montegrotto Terme, rel E. Finzi, A.A.2001-2002

il più utilizzato nel corso degli ultimi anni (Gaffney et al, 2004; Piro et al, 2003; Gaffney et al., 2004).

Per poter fare la necessaria esperienza che una ricerca di questo tipo richiede era necessario testare varie strumentazioni in diversi contesti archeologici ed ambientali; sono dunque stati affrontati alcuni casi di studio in contesti geologici differenti, per ognuno dei quali vengono riportate le caratteristiche salienti ed i risultati ottenuti.

Nel corso dei tre anni di dottorato si sono sperimentate nuove strumentazioni, in particolare la magnetometria, molto applicata a casi archeologici (Becker, 2001) e l'elettromagnetismo, nato originariamente per altre applicazioni (Brevik, 2002) ma che in determinate configurazioni si rivela uno strumento d'indagine molto rapido ed efficace anche in archeologia, benché in letteratura si trovino pochissime applicazioni di questo genere.

Si è anche mantenuta la continuità con gli studi degli anni precedenti attraverso l'impiego di diversi sistemi georadar nelle loro più recenti configurazioni e vari test di acquisizione tridimensionale con la strumentazione di geoelettrica realizzata presso il Laboratorio di Geofisica del Dipartimento.

Contemporaneamente all'analisi delle applicazioni geofisiche all'archeologia, si è ritenuto utile inserire nell'ambito della ricerca il "Progetto Argini", coordinato dal prof. R. Genevois col gruppo di Geologia Applicata, finalizzato allo studio della stabilità di arginature fluviali, con particolare riguardo alla modellazione fisico-meccanica del fenomeno, utile a consentire la valutazione del grado di pericolosità e di rischio idrogeologico. Tale progetto, di fondamentale importanza per la Regione Veneto, tradizionalmente afflitta da considerevoli problemi di instabilità degli argini fluviali, con rilevanti danni economici e perdite di vite umane, prevedeva, tra le altre attività, una serie di misure geofisiche che sono state proposte al nostro gruppo di ricerca a supporto delle indagini geotecniche. Rispetto a queste ultime, più precise ma molto puntuali, la geofisica avrebbe potuto dare un contributo, soprattutto per il monitoraggio di lunghi tratti arginali, con misure più rapide ed assolutamente non invasive.

Compito delle tecniche indirette quindi è fornire oltre ad una stratigrafia di massima del rilevato, tarata sulle poche ma indispensabili indagini dirette, anche informazioni su eventuali anomalie nella compattazione o nella granulometria del corpo arginale, sulla presenza di strutture antropiche all'interno del rilevato o di cavità, dovute a tane di animali, che possono creare seri danni alla stabilità degli argini e che non sono facilmente individuabili con le indagini tradizionali.

La proposta di collaborazione con il gruppo di Geologia Applicata è quindi stata considerata un'ulteriore possibilità di testare le strumentazioni in contesti e soprattutto per profondità d'investigazione e *targets* molto diversi rispetto alle applicazioni archeologiche.

Per le strumentazioni non disponibili presso il nostro laboratorio, e per condividere le esperienze fatte, si sono instaurate collaborazioni con altri centri di ricerca italiani e stranieri.

Durante il secondo anno di dottorato è stato attivato uno *stage* presso l'Istituto di Oceanografia e Geofisica Sperimentale di Trieste dove, oltre ad approfondire alcuni aspetti teorici e pratici nell'applicazione del georadar, è stato possibile conoscere il progetto europeo LIFE-CAMI che prevedeva lo studio degli acquiferi mediante metodologie geofisiche integrate. Del marzo 2005 è inoltre la partecipazione ad alcune campagne di sismica a riflessione legate al progetto e l'analisi dei dati geoelettrici, precedentemente acquisiti, e già in fase di elaborazione.

La presente tesi, che condensa tutte le esperienze legate ai progetti di ricerca illustrati finora, si compone di 5 capitoli che andremo ad illustrare brevemente di seguito.

Nel primo capitolo sono riportati sinteticamente i cenni teorici dei metodi utilizzati nel corso delle indagini, mentre nel secondo sono affrontati, più nello specifico, le elaborazioni, i trattamenti e le varie modalità di rappresentazione dei dati acquisiti.

Il terzo capitolo illustra i principali casi di studio per quanto riguarda le applicazioni archeologiche, con particolare riferimento alle due aree archeologiche di Loron (Croazia) e di Montegrotto Terme (PD); si accenna anche alle sperimentazioni condotte in collaborazione con colleghi di altri centri di ricerca nelle aree archeologiche di Montearatro (FG) e di Grumentum (PZ). Per ogni sito indagato si riporta una sintesi delle misure eseguite e dei risultati ottenuti.

Nel quarto capitolo si affrontano le applicazioni geofisiche alla geologia applicata con particolare riferimento al "Progetto Argini": i risultati qui presentati sono solo quelli delle fasi di test iniziale perché le campagne di misura, che hanno richiesto più tempo del previsto, sono tuttora in corso e prevedono monitoraggi da realizzare nell'arco di più anni. Sono stati eseguiti rilievi georadar e geoelettrici, ma il progetto prevede l'esecuzione di test anche con altre metodologie.

Nell'ultimo capitolo vengono riassunte le osservazioni fatte all'interno dei capitoli precedenti e vengono formulate conclusioni complessive, che lasciano comunque ancora aperti molti aspetti di questa ricerca.

CAPITOLO 1

PRINCIPALI METODOLOGIE GEOFISICHE AD ALTA RISOLUZIONE

Tra tutte le metodologie geofisiche ci soffermeremo in particolare su quelle ad alta risoluzione; studieremo ed applicheremo quindi quelle tecniche che ci permettano una profondità di investigazione di una decina di metri al massimo, per riuscire a risolvere il problema degli argini fluviali, e che ci assicurino un dettaglio abbastanza elevato per le applicazioni archeologiche.

Ovviamente una tecnica geofisica da sola non è in grado di raggiungere entrambi gli obiettivi e quindi si opta sempre, in ogni specifico problema, per un approccio integrato di più metodologie, come è prassi comune nei rilievi geofisici degli ultimi anni. (Piro et al. 2001, Cammarano et al. 1997).

Le tecniche prese in esame di cui si sono studiate le applicazioni sono il georadar, la geoelettrica, la magnetometria e l'elettromagnetismo con particolare attenzione alle configurazioni di maggior risoluzione per ogni tecnica. Di seguito riporteremo brevemente le basi teoriche dei vari metodi ed alcune osservazioni sui limiti applicativi di ogni tecnica.

1.1 GEORADAR: PRINCIPI DEL METODO, MODALITA' DI ESECUZIONE E LIMITI D'INDAGINE.

1.1.1 Principi del metodo

Il segnale georadar è un treno d'onda che segue le leggi classiche della propagazione elettromagnetica. Il segnale energizzante è in questo caso costituito da una sequenza d'impulsi elettromagnetici in altissima frequenza, separati fra loro da periodi di inattività corrispondenti alle fasi di "ascolto" delle riflessioni prodotte dalle eterogeneità del sottosuolo. Il segnale di ritorno, trasformato in una tensione elettrica variabile dalla bobina ricevente, viene amplificato, campionato ad istanti regolari e integrato per tutta la durata tra due intervalli successivi.

Il valore di frequenza dell'impulso irradiato dipende dalle dimensioni dell'antenna, che dunque può variare considerevolmente a seconda degli obiettivi del rilievo.

Un sistema georadar è costituito da tre parti fondamentali:

- Generatore di forme d'onda
- Trasduttori
- Sistema di acquisizione

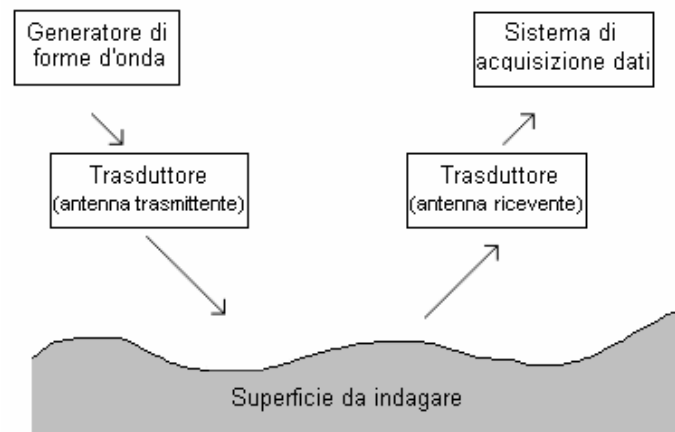


Figura 1.1.1.1 – Blocchi funzionali di un sistema georadar

Generatore di forme d'onda

Il generatore dell'onda radar è un classico oscillatore, la cui sola particolarità è quella di generare un segnale ad altissima frequenza (da qualche decina a qualche migliaio di MHz), che, sotto forma di corrente alternata, viene convogliato all'antenna. La sola differenza rispetto ai classici sistemi radar per navigazione è che, nel georadar, la potenza prodotta è assai modesta (dell'ordine di pochi watt di picco, anche se esistono in commercio dispositivi *booster* che consentono un notevole incremento energetico del segnale), considerata la modestia dello spazio che il segnale deve percorrere.

Trasduttori

Sono gli elementi sensibili del dispositivo e devono quindi essere progettati in modo da soddisfare specifici requisiti tecnici.

La ricerca si è progressivamente indirizzata verso la creazione di antenne a larga banda, a frequenza centrale variabile e a geometria tale da ottenere segnali il più possibile polarizzati, a tutto vantaggio della capacità risolutiva.

L'ideale sarebbe di poter disporre di un'unica antenna di grande versatilità, in grado cioè di operare a varie frequenze e consentire un'analisi differenziata per profondità e risoluzione in un'unica acquisizione, riducendo notevolmente i tempi e i costi d'intervento. Le nuove tecnologie hanno, in effetti, prodotto antenne polarizzate che offrono, rispetto a quelle del passato, una maggiore potenza trasmessa ed un restringimento dei lobi di radiazione nell'accoppiamento con il mezzo da indagare. Esistono antenne in grado di generare segnali e non solo ad una frequenza centrale ma su un *range* di frequenze, anche se limitato a modesti intervalli (ad esempio 25-50Mhz o 100-300Mhz).

La sperimentazione per quanto riguarda la forma dei trasduttori ha portato a tre geometrie fondamentali a seconda degli impieghi:

- Antenne dipolari a piastra, utilizzate nei rilievi a media risoluzione e media profondità, con frequenze comprese tra 30 e 400Mhz.
- Antenne a filo, adatte a rilievi profondi in bassa risoluzione, con frequenze al di sotto dei 30Mhz.
- Antenne a tromba (horn), utilizzate per rilievi a piccola profondità ed elevata risoluzione, con frequenze tipicamente superiori ai 400Mhz.

Requisiti fondamentali di un'antenna sono un elevato rapporto segnale/disturbo che si traduce in una forte direttività, un guadagno d'antenna nullo e l'assenza, nel diagramma di radiazione, di lobi secondari che producano interferenza con i segnali che provengono da altri oggetti.

L'antenna è un dispositivo in grado sia d'irradiare che di ricevere onde elettromagnetiche: la funzione che ne esprime la distribuzione della potenza nello spazio costituisce il "diagramma di radiazione" (Fig. 1.1.1.2). Normalmente esso si riferisce al solo campo elettrico e ne esprime l'ampiezza relativa nelle varie direzioni, misurata ad una distanza costante dall'antenna e riferita al valore massimo.

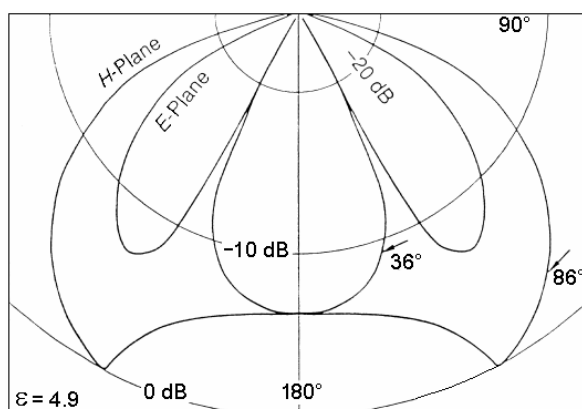


Figura 1.1.1.2 - Esempio di diagramma di radiazione

La forma del diagramma di radiazione risulta fondamentale in tutti i sistemi elettromagnetici, e quindi anche nel caso del radar, perché esprime il rapporto tra l'energia trasmissibile al mezzo da indagare e quella che viene dispersa in aria.

A seconda delle caratteristiche del sottosuolo il diagramma risulta diverso: ad esempio se il terreno è umido aumenta la perdita in aria, come possiamo vedere in figura 3a, ma può migliorare la risoluzione poiché l'acqua provoca una polarizzazione dell'onda.

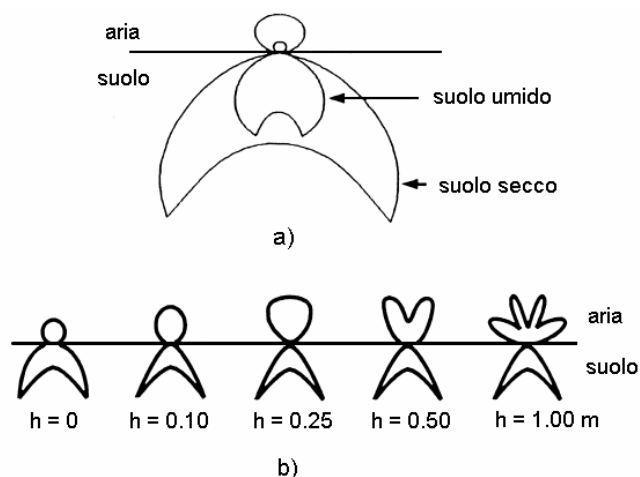


Figura 1.1.1.3 - Variazioni del diagramma di radiazione

Altro parametro fondamentale per la qualità del rilievo è la distanza dell'antenna dalla superficie; in figura 1.1.1.3b possiamo vedere come peggiora l'accoppiamento tra l'antenna e il mezzo da indagare, nel caso di rilievi superficiali, se aumentiamo la distanza fra i due. L'altezza ottimale per il trascinato non dovrebbe superare i 10 cm e questo è un forte limite soprattutto quando si opera su superfici irregolari o quando si pensa di trascinare l'antenna con un automezzo per campagne di rilievo su ampie aree.

Anche l'uniformità e la velocità di spostamento giocano un ruolo fondamentale per la qualità delle immagini registrate e per la risoluzione delle anomalie. Muovendo l'antenna troppo rapidamente diminuisce la densità dei campioni e quindi anche il contenuto informativo delle registrazioni; eseguendo invece una scansione a velocità irregolare viene deformata l'immagine del corpo anomalo. Grazie agli *encoder* digitali oggi è possibile campionare il segnale non in tempo ma in distanza e quindi si può ottenere sempre lo stesso numero di scansioni nell'unità di misura prescelta; questo però limita la velocità di avanzamento dello strumento che ovviamente deve essere minore all'aumentare del numero di scansioni/metro desiderate.

Ogni antenna è caratterizzata da una frequenza centrale (f_c) e da una larghezza di banda che hanno lo stesso valore; ad esempio, un'antenna con $f_c = 900\text{Mhz}$ avrà una banda compresa tra 450Mhz e 1350Mhz. La frequenza centrale determina quindi, assieme alle caratteristiche dielettriche del mezzo investigato, la risoluzione ottenibile come riportato nella tabella che segue.

Risoluzione verticale in cm in relazione ad alcune antenne commerciali					
Velocità (cm/ns)	80 Mhz	100 Mhz	300 Mhz	500 Mhz	1000 Mhz
5	15	11,5	6,75	4,25	1,75
10	30	23	13,5	8,5	3,5
15	45	34,5	20,25	12,75	5,25
20	60	46	27	17	7

Parametri fondamentali per la qualità di un'antenna sono: il fattore di prestazione Q , la direttività D , il guadagno G e l'apertura effettiva, nonché il cono di radiazione del segnale.

Il fattore di prestazione di un'antenna è definito in base al logaritmo decimale del rapporto tra la potenza del segnale e la potenza del rumore del sistema, inteso come rumore sia strumentale che dovuto alle perdite di energia nel mezzo indagato:

$$Q = 10 * \log_{10} (W_s / W_n)$$

dove W_s = potenza del segnale trasmesso, W_n = potenza del rumore del sistema

Perdite di energia durante il percorso sono determinate da tutti quegli eventi che provocano una diminuzione del segnale nella direzione desiderata (generalmente quella verticale) e possono essere sia di natura elettronica sia geometrica.

La direttività D indica il rapporto tra la potenza irradiata da una sorgente isotropa e quella che dovrebbe irradiare l'antenna considerata per ottenere, nella direzione di massima irradiazione, lo stesso valore di campo in punti a diverse distanze. Più semplicemente possiamo quindi dire che la direttività è la capacità di concentrare l'energia in una particolare direzione.

Il guadagno d'antenna è il rapporto tra la potenza di alimentazione di un radiatore isotropo, preso come riferimento, e la potenza con cui bisogna alimentare l'antenna che si vuole valutare per ottenere lo stesso valore di campo. Questo parametro dipende sia dal diagramma di radiazione visto in precedenza che dal rendimento dell'antenna inteso come il rapporto tra la potenza fornitagli dal generatore e quella effettivamente irradiata, considerate le perdite sui vari elementi elettronici che la costituiscono.

L'apertura effettiva o area equivalente è, in particolare per le antenne paraboliche e a tromba, l'area che dovrebbe avere l'antenna per raccogliere la stessa potenza in presenza di un campo uniforme.

Si definisce efficienza dell'antenna il rapporto tra l'area equivalente e l'area fisica dell'antenna (valore normalmente compreso tra 0.5 e 0.7).

Il cono di radiazione dipende sia dalle lunghezze d'onda del segnale trasmesso sia dalla costante dielettrica del mezzo da indagare e determina forma ed estensione dell'area "illuminata" dall'antenna. L'ideale sarebbe avere un'antenna in grado di fornire un'informazione puntuale, ma non essendo questo realizzabile, il cono di radiazione dovrà essere il più stretto possibile in modo da produrre la maggiore risoluzione delle anomalie presenti che, se sono molto più piccole della "impronta" dell'antenna (*footprint*), non vengono riconosciute.

Concludendo, possiamo sinteticamente dire che le antenne per le prospezioni georadar devono avere un elevato accoppiamento con il terreno o col mezzo da indagare, in modo che la potenza utile sia massima, e un irradiazione su larga banda prodotto da un segnale impulsivo di durata temporale minore possibile. Di una certa importanza possono essere anche le dimensioni finali delle antenne, che conviene siano tali da renderne il trasporto e l'utilizzo il più agevoli possibile. In alcune situazioni le dimensioni possono diventare critiche qualora si debba operare su strutture in elevato oppure in contesti urbani, laddove si debbano localizzare sottoservizi o strutture di ridotte dimensioni.

1.1.2 Configurazioni strumentali e sistemi di acquisizione

A seconda della disposizione delle antenne il sistema può dirsi *monostatico*, quando una sola antenna funge alternativamente da trasmettitore e ricevitore, o *bistatico*, quando le antenne sono due, separate fra loro, l'una operante come trasmettitore e l'altra come ricevitore. In questo ultimo caso si possono usare quattro diverse configurazioni per l'acquisizione dei dati (Fig 1.1.2.1):

- 1) la tecnica WARR (*Wide Angle Reflection Radar*) utilizza un'antenna trasmittente fissa ed una ricevente mobile, o viceversa, che si sposta lungo un profilo.
- 2) la tecnica CMP (*Common Mid Point*) prevede che le antenne vengano spostate entrambe simmetricamente rispetto ad un punto fisso.
- 3) la tecnica della TRANSILLUMINAZIONE, che si effettua calando le antenne in pozzi paralleli fra loro o facendole muovere sulle pareti opposte di una costruzione (muri, pilastri, ecc.).
- 4) il sistema Bistatico dove le due antenne vengono fatte scorrere lungo il profilo mantenendosi ad una distanza fissa l'una dall'altra.

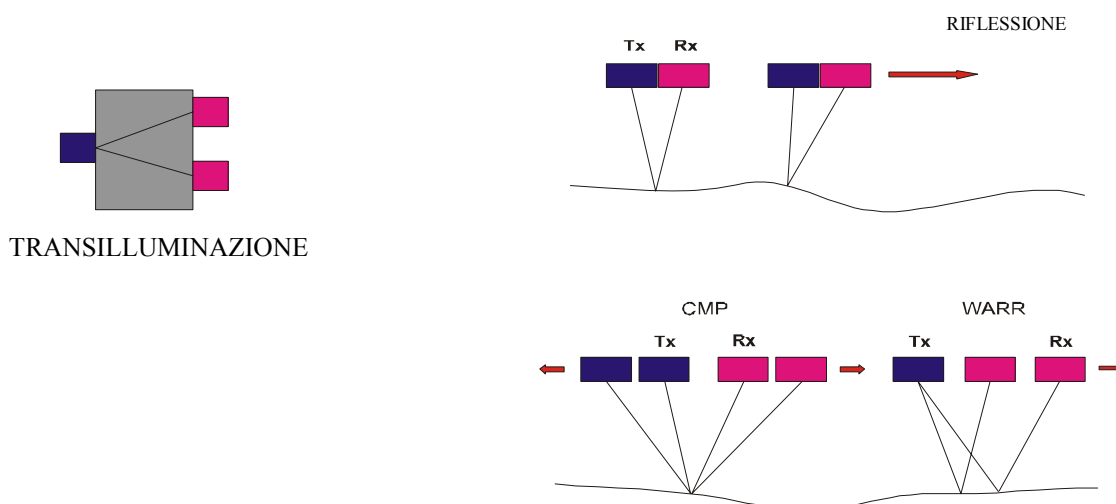


Figura 1.1.2.1- Principali configurazioni strumentali

Sistema di acquisizione

Il sistema di acquisizione (fig. 1.1.2.2) è un insieme di dispositivi che ci permette di registrare i segnali che arrivano ai sensori, alle antenne nel nostro caso, e di trasformarli in un'informazione digitale che si possa memorizzare su un supporto magnetico.

Molto schematicamente un acquisitore è composto da:

- amplificatore
- filtro
- campionatore (*Sample & Hold*)
- convertitore analogico-digitale (*ADC*)
- memoria digitale
- monitor

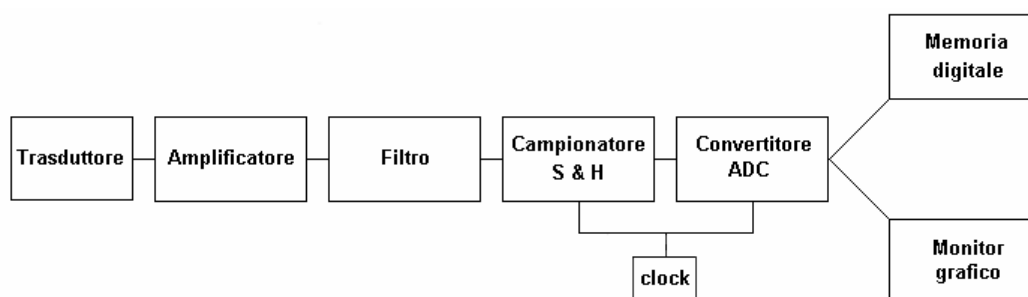


Figura 1.1.2.2 - Schema di funzionamento del sistema di acquisizione

Il segnale d'ingresso inviato dal sensore viene amplificato per poter sfruttare al meglio tutta la dinamica di ingresso dello strumento, e quindi filtrato in frequenza con una banda abbastanza larga che dipende dalla frequenza centrale dell'antenna utilizzata. La scelta del

filtraggio è un fattore critico, potendo provocare la perdita di frequenze importanti che non sarebbero più recuperabili; si tende dunque ad evitare l'uso di filtri analogici in ingresso, acquisendo tutte le frequenze ed eliminando successivamente via *software* quelle giudicate non utili per gli scopi del rilievo.

Il segnale viene quindi campionato per renderlo compatibile con i normali sistemi d'acquisizione digitali; ad ogni impulso di *clock* viene registrato il valore d'intensità del segnale in ingresso e quindi è evidente l'importanza del passo di campionamento per avere una riproduzione il più possibile fedele del segnale inviato dall'antenna.

Successivamente, il convertitore analogico-digitale assegna ad ogni campione un valore numerico equivalente ad un valore di tensione: la conseguente serie numerica può essere inviata ad un *monitor* per essere visualizzata (Fig. 1.1.2.3) come successione di forme d'onda temporali (*wiggle trace* o traccia oscilloscopica), o come immagine continua (*linescan*), previa un'opportuna codifica che assegni ad ogni campo di valori numerici dell'intensità dell'onda riflessa un corrispondente colore o un tono di grigio.

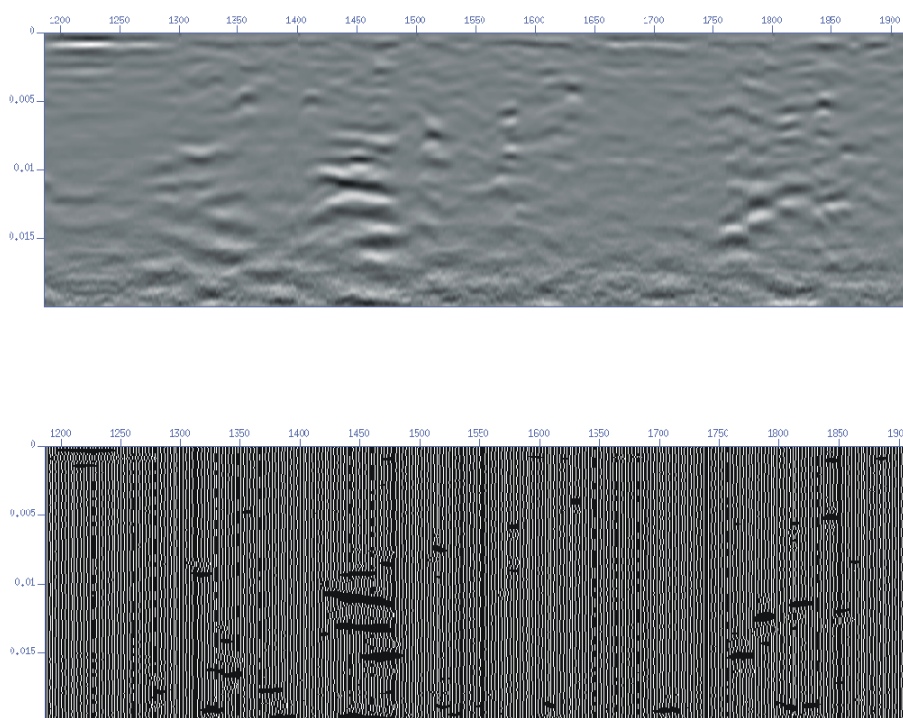


Figura 1.1.2.3 - Rappresentazione della stessa sezione radar in *linescans* e in *wiggle-trace* rispettivamente.

La serie numerica che rappresenta il segnale viene registrata su un supporto magnetico e può essere trasferita su un qualsiasi PC per le successive operazioni di trattamento. I radargrammi così prodotti sono immagini bidimensionali del sottosuolo o del mezzo indagato

con un'asse delle ascisse proporzionale alla posizione delle antenne lungo il profilo superficiale e quello delle ordinate al tempo di andata e ritorno degli impulsi elettromagnetici.

Uno spostamento a velocità costante delle antenne produce una normalizzazione delle tracce acquisite, con un numero fisso di tracce per metro così che il valore in ascissa corrisponda univocamente alla distanza metrica coperta dall'antenna lungo il profilo.

Anche l'asse temporale delle ordinate, espresso in nanosecondi, può essere convertito in una scala metrica delle profondità ma questa operazione è più delicata e rende necessaria una stima della velocità media di propagazione delle onde elettromagnetiche in quello specifico mezzo. La scala delle profondità così determinata risulta tanto più corretta quanto più il materiale è omogeneo. Talvolta una sequenza di strati di caratteristiche molto differenti o la presenza di zone a diverso grado di umidità possono rendere il calcolo assai complesso. In questi casi bisogna utilizzare un modello più articolato che consideri diversi valori di velocità per l'inversione della scala dei tempi in profondità.

1.1.3 Principali vincoli nell'applicazione delle tecniche GPR

Le principali limitazioni nell'applicazione del metodo radar derivano dall'assorbimento dell'energia elettromagnetica da parte dei materiali in cui questa si propaga. Le perdite dipendono dalla conduttività del mezzo e sono fortemente legate alla frequenza d'antenna: maggiori sono questi due parametri, più elevato è l'assorbimento del segnale. Vedremo come questa dipendenza risulterà evidente nel caso del sito di Montegrotto Terme, trattato nel capitolo 3.

Il metodo quindi consente generalmente di indagare strati di potenza assai modesta, fornendo però una risoluzione difficilmente ottenibile con altre tecniche.

Per ogni prospezione geofisica bisogna valutare se la metodologia impiegata è commisurata alle finalità del rilievo; l'applicazione del metodo GPR presenta alcune problematiche che si devono affrontare nella fase di pianificazione. Vediamo brevemente quali sono le principali verifiche da fare:

a) Contrasto delle proprietà dielettriche.

La prospezione radar è una tecnica elettromagnetica ed è quindi sensibile ai contrasti di caratteristiche dielettriche dei materiali analizzati; essa è in grado di distinguere corpi che presentino una costante dielettrica relativa diversa da quella del mezzo che li contiene. Diversamente, anche oggetti di natura molto differente, che presentino però costanti dielettriche confrontabili, risultano trasparenti al segnale.

b) La profondità del bersaglio

Le presunte anomalie oggetto della ricerca devono trovarsi ad una profondità compatibile con le capacità di penetrazione dell'onda elettromagnetica in ogni tipo di terreno. L'attenuazione del segnale dipende da molti fattori, in prima approssimazione però possiamo considerare i due fattori di maggiore peso, cioè la frequenza del segnale e le caratteristiche del mezzo in cui avviene la propagazione.

Un'onda elettromagnetica che si propaghi lungo la direzione z può essere descritta dall'equazione:

$$E(z,t) = E_0 * e^{-\alpha z} * e^{j(\omega t - \beta z)},$$

dove E_0 è l'ampiezza iniziale, α è il fattore di attenuazione e β è la costante di fase.

Il fattore $e^{-\alpha z}$ determina il grado di attenuazione dell'onda lungo il suo percorso: si può notare che quest'ultimo vale $1/e$ ad una distanza $z = 1/\alpha$ nota come skin depth, considerata come profondità di penetrazione convenzionale del segnale radar.

c) Dimensioni del bersaglio

Se il bersaglio presenta dimensioni troppo ridotte o una geometria sfavorevole può accadere che il radar non sia in grado di individuarlo. L'antenna ha infatti un cono di radiazione (fig. 1.1.3.1) che, come abbiamo già accennato, non ci consente di ottenere un'informazione puntuale ma le onde vengono riflesse da un'area del riflettore chiamata *footprint*.

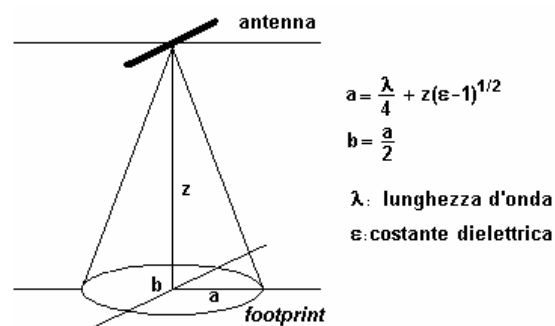


Figura 1.1.3.1: Cono di radiazione di un'antenna

Se il riflettore è inclinato può accadere che l'onda sia riflessa con un angolo tale da non essere captata dall'antenna ricevente, non consentendo quindi la rilevazione del riflettore; lo stesso può accadere, soprattutto in contesto archeologico, con oggetti che presentino superfici inclinate (tipicamente le tombe a doppio spiovente).

d) Fonti di disturbo

Una prospezione radar può essere perturbata da sorgenti di disturbi elettromagnetici, come strutture metalliche particolarmente estese o trasmettitori di radiofrequenze.

Se si usano antenne non schermate, è possibile che false riflessioni vengano prodotte da strutture situate al di sopra del piano campagna. Inoltre, soprattutto operando in alta frequenza, è determinante un buon contatto dell'antenna con il suolo: piccole eterogeneità (sassi, piccole buche, ecc.) potrebbero creare fenomeni di *scattering* e quindi di dispersione del segnale; un esempio molto significativo legato a questo fenomeno viene dalle misure effettuate a Montearatro (FG) di cui si parla nel capitolo 3.

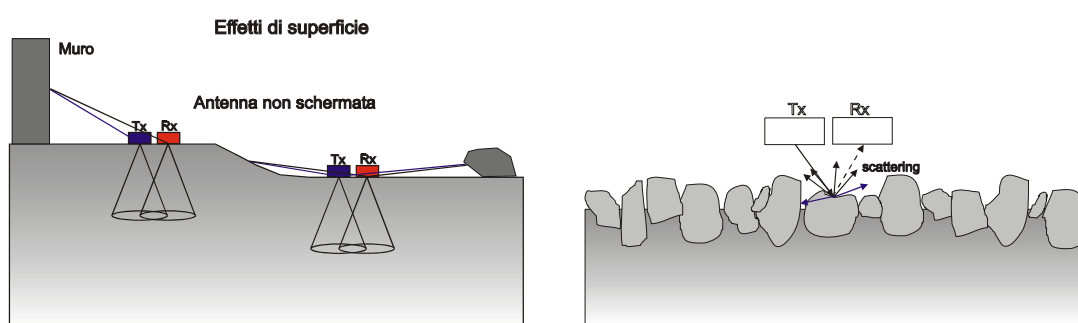


Figura 1.1.3.2: Esempi di disturbi di superficie

Attenuazione dell'onda elettromagnetica

L'intensità dell'onda elettromagnetica che si propaga in un mezzo è influenzata dalla conduttività σ del materiale che provoca una perdita d'energia sotto forma di calore; tanto maggiore è la conducibilità, tanto più alta è la perdita in calore e quindi l'attenuazione. Questo fenomeno è molto importante nelle prospezioni radar poiché la massima profondità di indagine, oltre ai limiti dovuti alle caratteristiche tecniche dei trasduttori viste in precedenza, risente fortemente delle perdite di energia dell'impulso elettromagnetico inviato nel terreno.

La perdita per propagazione è dovuta essenzialmente a due fattori:

- a) attenuazione geometrica dell'energia irradiata, proporzionale al quadrato della distanza dalla sorgente e conseguente al fatto che nella propagazione per onde sferiche l'energia si distribuisce su regioni di spazio via via più estese all'aumentare della profondità.
- b) attenuazione dovuta all'assorbimento da parte del mezzo in cui l'energia si propaga o a fenomeni di diffusione. Il valore di questa attenuazione dipende dalle caratteristiche fisiche del mezzo, dalla natura della radiazione e dalla sua frequenza.

L'insieme dei due effetti può essere espresso matematicamente considerando un fascio di radiazioni d'intensità iniziale Y che attraversi un mezzo materiale di spessore dx ; l'intensità del fascio si riduce allora di una quantità: $dY = -\beta Y dx$. Integrando per lo spessore dx e tra i valori Y e Y_0 , si ottiene: $Y = Y_0 * e^{-\beta x}$, dove β è la costante di attenuazione o coefficiente di assorbimento, che tiene conto sia delle caratteristiche del materiale che della frequenza dell'onda.

Si può quindi definire l'attenuazione A , espressa in dB, come:

$$A = 20 \log_{10} (Y / Y_0),$$

che nel caso del georadar vale:

$$A = 12.863 * 10^{-8} * f * e^{\epsilon_r} * q(1 + \tan^2 \delta)^{1/2} + 1r$$

L'attenuazione può essere misurata *in situ* ed è fortemente dipendente dalla frequenza (tab.1); per la maggior parte delle rocce la relazione tra questi due parametri questa può considerarsi lineare:

$$A / f = L \quad \text{costante di perdita del mezzo (dB/GHz)}$$

Materiale	Frequenza in MHz			
	1	10	100	500
Acqua distillata	0.025	0.039	0.408	16.191
Suolo sabbioso umido	0.471	0.513	0.773	4.047
Suolo argilloso secco	0.013	0.075	0.425	1.649
Suolo argilloso umido	0.78	3.803	17.930	53.750
Acqua marina	34.5	108.54	326.54	592
Granito secco	$7 \cdot 10^{-6}$	$7 \cdot 10^{-6}$	$7 \cdot 10^{-6}$	$7 \cdot 10^{-6}$

Tabella 1: Attenuazione di diversi materiali in relazione alla frequenza

Le rocce cristalline, l'acqua pura e i suoli asciutti hanno basse caratteristiche d'attenuazione, quindi in questi mezzi l'individuazione di vuoti, strati, inclusioni, o di discontinuità ad elevato contrasto di proprietà dielettriche, è abbastanza semplice. I materiali parzialmente conduttivi, come fanghi o limi, invece possiedono livelli d'attenuazione assai elevati e che possono arrivare anche a 100dB in 0.5 m di argilla operando con frequenze di 1GHz. Proprio questo materiale come vedremo in seguito sarà causa di un fenomeno assolutamente inaspettato per una prospezione radar superficiale.

Un'altra causa di attenuazione del segnale può essere conseguenza di fenomeni di diffrazione (*scattering*) causati dalla presenza di masse sparse, quali ciottoli o materiali rimaneggiati. Questi corpi hanno spesso dimensioni confrontabili con la lunghezza d'onda del segnale e i raggi che li colpiscono non riescono a comporsi in maniera corretta per formare

un'onda piana, ma vengono sparati in tutte le direzioni con forte dispersione dell'energia. Tale fenomeno crea sia un'attenuazione del segnale che una falsa informazione, in quanto si rischia a volte di confondere una riflessione con un effetto di diffrazione.

Risoluzione verticale

Il metodo georadar è sicuramente, tra le tecniche geofisiche, quello che offre una maggiore risoluzione soprattutto per anomalie superficiali. Quando ci si trova in presenza di un'unica superficie riflettente, è relativamente semplice determinarne la profondità con una certa accuratezza. Se, al contrario, si deve operare su strutture più complesse, che presentino una certa stratificazione delle anomalie, è più complesso riuscire a discriminare le profondità di ogni singolo oggetto.

Per avere elevata risoluzione è necessario che il segnale, soprattutto quello ricevuto, abbia una larghezza di banda la più elevata possibile e quindi il maggior numero di informazioni. Il terreno funziona però come un filtro passa-basso e modifica lo spettro trasmesso a seconda delle proprietà elettriche del materiale che attraversa.

Per poter determinare l'ampiezza della banda è necessario analizzare lo spettro di potenza del segnale ricevuto: una risoluzione tra 5 e 20 cm è associabile ad una larghezza di banda di più di 500 MHz, tipicamente 1GHz, a seconda della costante dielettrica relativa del materiale.

Profondità del bersaglio (m)*	Durata dell'impulso (ns)**	Frequenza centrale (Mhz)***	Risoluzione in profondità (m)****
< 0.25	0,5	2000	0,03
< 0.5	1	1000	0,05
< 1.0	2	500	0,1
< 2.0	4	250	0,2
< 4.0	8	125	0,4
< 8.0	16	63	0,8
< 16.0	32	31	1,6

* Profondità in un mezzo mediamente attenuante (< 20dB/m)

** Misurata in corrispondenza della metà dell'intensità massima

*** Si assume che l'impulso sia trasmesso nella forma d'onda generale di Rayleigh

**** Si assume un materiale di costante dielettrica relativa pari a 9

Tabella 2 - Risoluzione verticale in relazione a diversi parametri

A fronte di una stessa larghezza di banda, segnali provenienti da materiali terrosi con un certo contenuto d'acqua, tendono ad essere molto attenuati e quindi peggiora anche la capacità di risoluzione.

Quando la spaziatura tra due superfici riflettenti è molto piccola rispetto alla lunghezza d'onda utilizzata, può succedere che il segnale riflesso da una superficie subisca una convoluzione a causa dell'influenza dell'interfaccia vicina, rendendo i due eventi indistinguibili. Per riuscire a separare le riflessioni è necessario operare la deconvoluzione del segnale, procedura che, data la sua complessità, non è utilizzata dai più comuni algoritmi di filtraggio e trattamento dati e che in seguito esamineremo in dettaglio.

Risoluzione orizzontale

La sua valutazione entra in gioco nella ricerca di anomalie localizzate o quando sia necessario discriminare fra più oggetti posti alla stessa profondità. La risoluzione orizzontale dipende dalle caratteristiche dell'antenna, dal passo di campionamento del segnale e dalla velocità di avanzamento lungo il profilo.

Come già precedentemente accennato, il bersaglio deve avere dimensioni non troppo piccole rispetto all'impronta del cono di radiazione dell'antenna (*footprint*). Una relazione approssimata per il calcolo della risoluzione orizzontale Δx è data dalla formula di D.J.Daniels (1996):

$$\Delta x = 4 * d * q \ln 2 / (2 + \alpha d) r^{1/2}$$

dove d è profondità del bersaglio e α il coefficiente di attenuazione del materiale, da cui si evince che la risoluzione orizzontale è migliore in mezzi fortemente dispersivi, purché sia mantenuto un adeguato rapporto segnale/rumore.

L'altro parametro che influisce sulla definizione orizzontale delle anomalie è la velocità di trascinamento dell'antenna: per aumentare il grado di risoluzione si dovrà procedere molto lentamente oppure si potrà agire sul passo di campionamento, se lo strumento lo consente, aumentando il numero di scansioni al secondo. È anche opportuno che la velocità sia il più possibile costante, anche se è possibile normalizzare successivamente, via software, gli intervalli tra un *mark* e l'altro.

La cadenza metrica può essere data manualmente, o, più semplicemente e con maggiore precisione, mediante una ruota contagiri automatica collegata ad un generatore di impulsi, solidale all'antenna stessa (*encoder* digitale).

1.2 GEOELETTRICA: PRINCIPI, CONFIGURAZIONI DI ACQUISIZIONE E RISOLUZIONE OTTENIBILE.

Il metodo della resistività utilizza, come parametro geofisico per caratterizzare il sottosuolo la resistività elettrica del terreno. La resistività è una grandezza fisica delle rocce, misurata in $\Omega \cdot m$ ed indica la resistenza incontrata dalla corrente elettrica nell'attraversare una formazione rocciosa. Il valore di resistività che si misura, è una resistività apparente perché le linee di corrente che consentono di valutare tale parametro, attraversano generalmente più formazioni rocciose: misuriamo cioè un valore anomalo rispetto al valore che si misurerebbe in un sottosuolo omogeneo ed isotropo.

Questo dato non è semplicemente il valore medio delle resistività degli elettrostrati incontrati, ma è definito da una funzione più complessa che dipende sia dalle resistività dei vari litotipi attraversati che dai loro spessori. Ed è proprio grazie al fatto che la distribuzione della resistività apparente è legata allo spessore, alla localizzazione, alla forma e alla resistività dei litotipi attraversati dalla corrente, che da questa misura si possono ottenere informazioni sulle discontinuità presenti nel sottosuolo. In generale la resistività apparente può essere definita come la resistività vera di una roccia immaginaria (omogenea ed isotropa) equivalente ad una reale eterogenea ed anisotropa (Astier, 1971).

Tutte le rocce naturali possono condurre elettricità se sottoposte ad un campo elettrico. La misura con la quale le rocce si lasciano attraversare dalla corrente dipende dal tipo di resistività che esse presentano. Nella tabella riportata a lato è possibile evidenziare i diversi *range* di variazioni di resistività delle varie litologie.

La resistività dei vari materiali è anche funzione della temperatura alla quale essi ritrovano. Precisamente detta ρ la resistività alla temperatura T e ρ_0 la resistività a 0°C , la relazione riportata di seguito, valida se l'intervallo di temperatura non sia molto ampio (alcune centinaia di gradi), esprime il valore di resistività al variare della temperatura:

$$\rho = \rho_0 (1 + \alpha_0 T)$$

dove α_0 rappresenta il coefficiente di temperatura della resistività riferito alla temperatura di 0°C .

Non tutti i materiali sono caratterizzati da un coefficiente di temperatura della resistività positivo. Infatti, a seconda se tale coefficiente è positivo o negativo, il materiale presenterà, rispettivamente, una relazione con la temperatura diretta o inversa. Quando il mezzo in cui passa la corrente è una roccia, la relazione con la temperatura è ancora più

complessa. Infatti, essendo la roccia un aggregato di più minerali, per definire il comportamento elettrico delle rocce in funzione delle variazioni di temperatura, è necessario studiare non solo le quantità di ogni minerale in essa presente, ma anche le relazioni tra i vari comportamenti. I minerali, infatti, possono presentare una conducibilità metallica, possono essere dei semiconduttori o, come nella maggior parte dei casi, essere degli elettroliti solidi. La minima conduzione elettrica che può avvenire negli elettroliti solidi, è causata dalle imperfezioni reticolari per temperature inferiori a 500- 600°C, o può essere causata dalla temperatura per valori più elevati di 600°C (Keller, Rapolla; 1974).

A complicare ulteriormente la relazione tra resistività e temperatura vi è il fatto che le rocce a temperatura ambiente presentano una certa quantità d'acqua che, se è presente in quantità tale da costituire almeno una pellicola continua sulle pareti dei pori (in genere superiore al 10% della quantità totale di acqua che potenzialmente la roccia può contenere), le proprietà elettriche cambiano sensibilmente e saranno determinate dalle caratteristiche elettriche della soluzione a contatto con la roccia.

Se oltre alla presenza dell'acqua, la roccia contiene anche dell'argilla, allora la presenza di ioni alcalini mobili presenti nel reticolo cristallino, condizionano la conducibilità ionica delle rocce stesse.

Il parametro resistività è influenzato da: tessitura e porosità, grado di cementazione, temperatura della roccia, contenuto argilloso, permeabilità, temperatura e salinità della soluzione acquosa che imbibisce la formazione. Inoltre, a parità di condizioni litologiche, vi sono alcuni processi geologici che causano un'immediata variazione della resistività perché ne modificano la porosità.

In generale molti di questi processi portano ad una riduzione della resistività. Essi sono: alterazione dell'argilla, dissoluzione, fratturazione della roccia, intrusione d'acqua salata, scollamento e/o alterazione superficiale. Causano un aumento della resistività il processo di solidificazione, la precipitazione di carbonato di calcio o la silicizzazione. Il metamorfismo può causare sia un aumento sia una diminuzione della resistività. Per questo motivo la resistività delle rocce e dei terreni non può essere definita da un solo valore, ma da un intervallo più o meno ampio entro il quale esso può variare. Inoltre, come si vede dalla tabella riportata in seguito (tab.1), i range di resistività delle varie litologie, spesso si sovrappongono comportando ulteriori problemi in fase di elaborazione dati e di identificazione della roccia.

Rocce e minerali metallici	Resistività ($\Omega \text{ m}$)
Sedimentarie	
Calcare chalk	$50 \div 150$
Argilla (clay)	$1 \div 100$
Ghiaia (gravel)	$100 \div 5000$
Calcare (limestone)	$50 \div 10^7$
Marna (marl)	$1 \div 100$
Quarzite (quartzite)	$10 \div 10^8$
Argilla (shale)	$10 \div 1000$
Sabbia (sand)	$500 \div 5000$
Arenaria (sandstone)	$1 \div 10^8$
Igne e Metamorfiche	
Basalto	$10 \div 10^7$
Gabbro	$10^3 \div 10^6$
Granito	$10^2 \div 10^6$
Marmo	$10^2 \div 10^8$
Scisto	$10 \div 10^4$
Ardesia	$10^2 \div 10^7$
Minerali e minerali metallici	
Argento	$1,6 \cdot 10^{-8}$
Grafite (giacimento massivo)	$10^{-4} \div 10^{-3}$
Galena (Pbs)	$10^{-3} \div 10^2$
Magnetite di giacimento	$1 \div 10^5$
Sfalerite (ZnS)	$10^3 \div 10^6$
Pirite	10^2
Calcopirite	$10^{-3} \div 0,3$
Quarzo	$10^{10} \div 2 \cdot 10^{14}$
Salgemma	$10 \div 10^{13}$
Acque ed effetto del contenuto in sale	
Acqua pura	10^6
Acque naturali	$1 \div 10^3$
Acqua di mare	0,2
Sale 20%	$5 \cdot 10^{-2}$
Granito 0% di acqua	10^{10}
Granito 0,19% di acqua	10^6
Granito 0,31% di acqua	$4 \cdot 10^3$

Tabella 1: Resistività delle rocce e dei materiali più comuni.

La temperatura è legata alla resistività da una relazione di tipo inverso: all'aumento della temperatura la viscosità dell'acqua diminuisce e quindi gli ioni in essa presenti godono di una mobilità maggiore. A tale mobilità è associata una diminuzione della resistività legata ad un fattore termico di resistività α ; questo fattore, fatta eccezione per i sistemi geotermali, è poco significativo per studi di carattere ambientali e/o archeologico. Si deve tener conto di questa correzione solo in zone in cui le risalite di fluidi caldi potrebbero far variare significativamente il valore di resistività da stimare.

La tessitura della roccia è un altro parametro molto importante; un'arenaria ben selezionata ad esempio ha una resistività più bassa rispetto ad un'arenaria meno selezionata, le rocce con tessitura granitica conducono l'elettricità lungo le fessure o i giunti di strato per

cui presentano generalmente una resistività alta; il basalto presenta molti pori ma la sua porosità efficace è molto bassa per cui la resistività è alta.

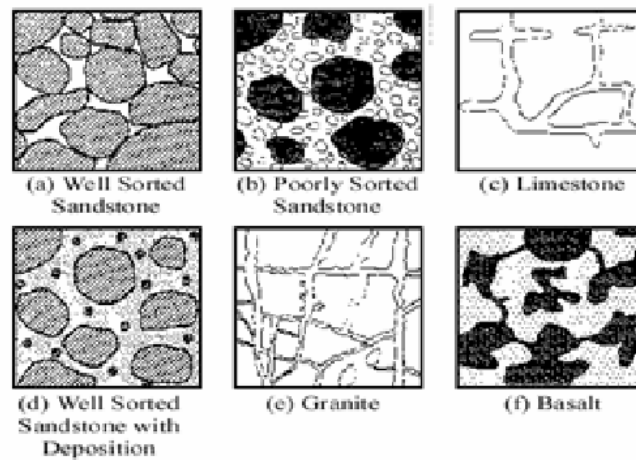


Fig. 1.2.1: Variazione di tessitura nelle rocce (Staley Ward, Geophysical Engineer).

Sperimentalmente si verifica che a parità di contenuto e tipo d'acqua, una roccia vulcanica presenterà una resistività più alta di una roccia sedimentaria avente la stessa porosità. La causa è da ricercarsi, molto probabilmente, in una differenza più sensibile della porosità totale e porosità utile che differenzia le due litologie (Keller, Rapolla, 1974).

Teoria del metodo

Il metodo geoelettrico si basa sullo studio degli effetti provocati dal flusso di correnti immerse all'interno del sottosuolo. Il grande successo di questa metodologia rispetto alle altre metodologie geofisiche, è da ricercarsi nella relativa semplicità dei suoi presupposti teorici. Immettendo nel terreno corrente continua (o corrente alternata a bassa frequenza in modo da trascurare i fenomeni di induzione magnetica), si genera un campo elettrico $\mathbf{E}$ (V/m), conservativo e per questo definito pari a:

$$\mathbf{E} = - \text{grad } U$$

dove U è una funzione definita a meno di una costante, nota come potenziale elettrico (misurato in volt). Detta ρ ($\Omega \cdot \text{m}$) la resistività elettrica del mezzo in ogni punto all'interno del semispazio considerato e $\mathbf{J}$ la densità di corrente (che rappresenta la quantità di corrente che si distribuisce su una superficie infinitesima di terreno ortogonale al movimento delle cariche). La legge di Ohm definisce il campo elettrico $\mathbf{E}$:

$$\mathbf{E} = \mathbf{J} * \rho$$

Considerando un semispazio omogeneo e isotropo e correnti continue, possiamo dire che se immettiamo nel terreno una corrente I nel punto A si formeranno una serie di superfici equipotenziali sferiche come rappresentato in figura 1.2.2 (linee rosse); il potenziale in ogni punto dipenderà dalla distanza dalla sorgente ovvero dal raggio r .

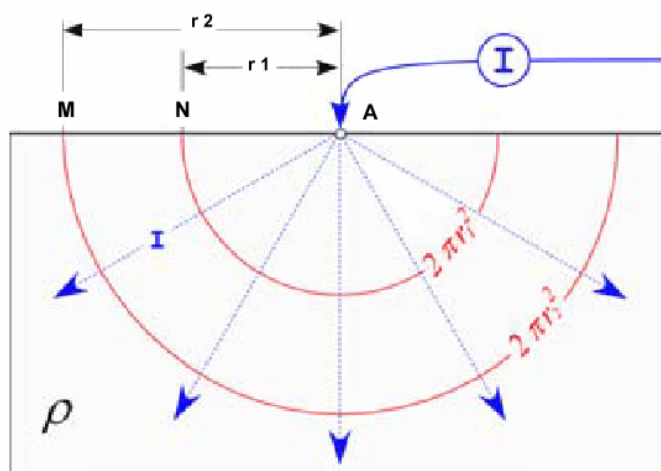


Figura 1.2.2: Effetto dell'immissione di una corrente nel terreno

La funzione di potenziale U in ogni punto può essere definita come:

$$U(r) = (\rho * I) / (2\pi r)$$

Questa relazione consente di valutare il potenziale di ogni singolo punto dello spazio ed è alla base della metodologia geoelettrica. Misurando la corrente I con un amperometro e con un voltmetro la tensione V tra due punti generici M e N posti ad una distanza rispettivamente r_1 ed r_2 dalla sorgente si ha che:

$$V = U_A(M) - U_A(N) = \left(\frac{\rho I}{2\pi} \right) \cdot \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right)$$

Da cui:

$$\rho = \left(\frac{V}{I} \right) \frac{2\pi}{\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2}}$$

Nelle misure geoelettriche i punti di immissione della corrente nel terreno sono elettrodi di corrente, generalmente definiti come AB, e vengono assunti come sorgenti puntiformi di intensità $\pm I$.

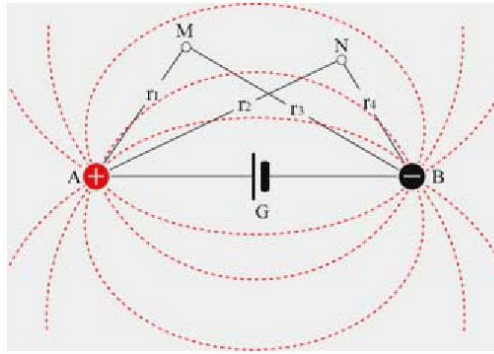


Figura 1.2.3: Principio di sovrapposizione dei potenziali.

Per il principio di sovrapposizione il potenziale è la somma dei potenziali generati da ogni singola sorgente, per cui:

$$U_{AB}(M) = \left(\frac{\rho I}{2\pi} \right) \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right)$$

La differenza di potenziale misurata tra M e N è data dalla formula:

$$U_{AB}(M) - U_{AB}(N) = \left(\frac{\rho I}{2\pi} \right) \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4} \right)$$

dove r_3 e r_4 sono rispettivamente le distanze da A e B.

L'unica incognita presente nell'espressione appena osservata è ρ che si può esplicitare come segue:

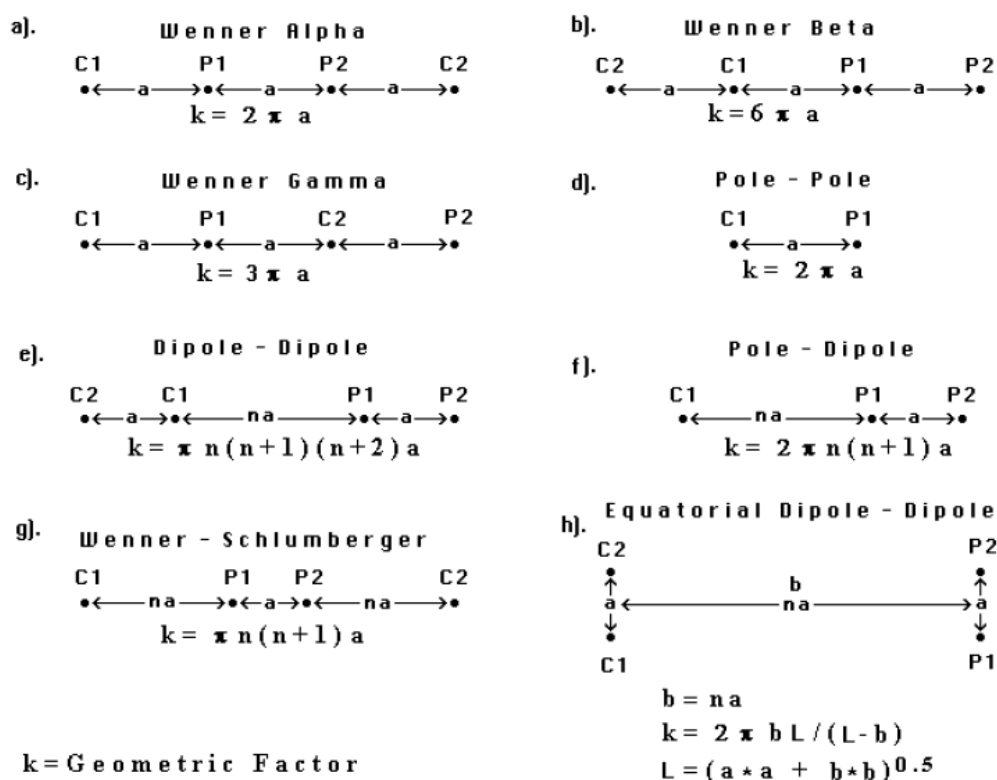
$$\rho = \left(\frac{V}{I} \right) \cdot K$$

dove **K** rappresenta il **fattore geometrico**, e dipende dalla disposizione dei vari elettrodi sul terreno.

La resistività ρ è detta **resistività apparente** mentre il fattore geometrico K varierà a seconda della configurazione strumentale che si intende adottare; esistono infatti molte possibili configurazioni ed ognuna si mostrerà più adatta ad uno specifico impiego come vedremo nel paragrafo successivo.

1.2.2 Principali configurazioni elettrodiche

Esistono numerose configurazioni dei quadripoli elettrici ed ognuna di esse è caratterizzata da un particolare fattore geometrico K.



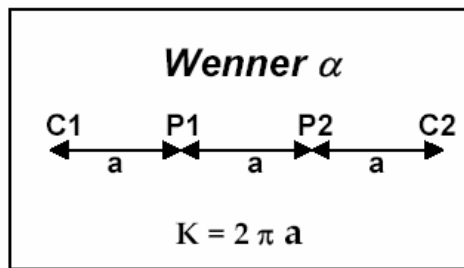


Figura 1.2.2.1: Disposizione degli elettrodi nel dispositivo Wenner.

capitolo), il fattore geometrico del Wenner α , risulta essere, il più basso tra i dispositivi più comunemente utilizzati.

Pertanto è il tipo di array che consente di ottenere la massima intensità del segnale e i dati che si misurano con questo dispositivo risultano essere poco rumorosi, rendendolo quindi il dispositivo più adatto in quelle zone ad alto *noise* ambientale.

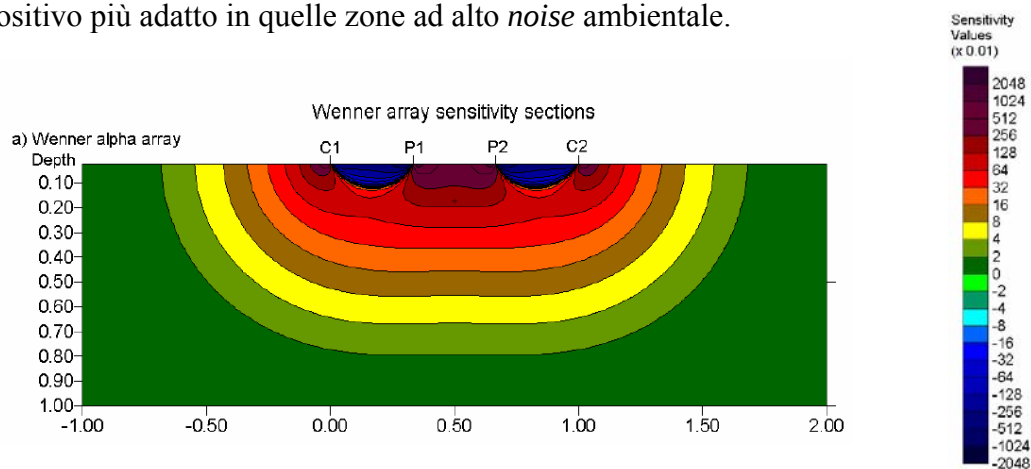


Figura 1.2.2.2: Sensibilità del dispositivo Wenner.

La funzione sensitivity per un dispositivo Wenner α presenta un andamento quasi orizzontale al disotto del centro del dispositivo (Fig. 1.2.2.2); ne consegue che questa tipologia di array è relativamente sensibile ai cambiamenti verticali di resistività al di sotto del centro dello stendimento, ma è meno sensibile alle variazioni orizzontali della resistività. Il Wenner, quindi, è adeguato ad evidenziare variazioni verticali di resistività ma relativamente poco idoneo a evidenziare delle rivelare discontinuità laterali di resistività.

Inoltre lo stendimento Wenner α ha una limitata profondità di investigazione pari a circa 0.5 volte la spaziatura tra gli elettrodi (**a**) e, una copertura orizzontale che diminuisce con l'aumentare della spaziatura tra gli elettrodi: se si dispone di un numero limitato di elettrodi questo dispositivo è fortemente sconsigliato per investigazioni nel sottosuolo.

Wenner-Schlumberger

Questo tipo di dispositivo risulta essere un ibrido tra il dispositivo Wenner e quello Schlumberger (Pazdirek e Blaha, 1996). Il classico dispositivo Schlumberger è utilizzato comunemente per realizzare dei sondaggi di resistività ma, con degli opportuni accorgimenti, è possibile utilizzare lo stesso dispositivo anche per effettuare delle tomografie disponendo gli elettrodi come mostrato in figura 1.2.2.3.

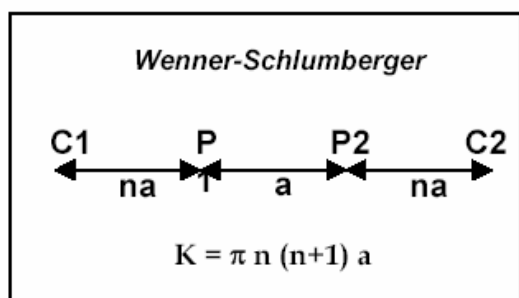


Figura 1.2.2.3: Disposizione degli elettrodi nel dispositivo Wenner-Schlumberger.

La spaziatura tra gli elettrodi di potenziale rimane costante e pari ad a mentre la spaziatura tra gli elettrodi di corrente aumenta secondo multipli interi di a .

Il valore di n , in questo caso è dato dal rapporto tra la distanza degli elettrodi C1-P1 (o P2-C2) e la spaziatura tra gli elettrodi di potenziali P1-P2. La distribuzione delle misure di questa tipologia di array è confrontabile con quella Wenner ma la copertura orizzontale che si raggiunge con questa tipologia di acquisizione, è maggiore.

L'andamento della funzione *sensitivity* del dispositivo in esame (fig. 1.2.2.4), è differente da quella dell'array Wenner. Presenta una leggera curvatura al centro dell'array, bassi valori di *sensitivity* al disotto degli elettrodi C1 e P1 (e/o tra gli elettrodi C2 e P2) e una maggiore concentrazione di alti valori di *sensitivity* tra gli elettrodi di potenziale. Gli andamenti della funzione *sensitivity* sono fortemente variabili in relazione ai valori di n considerati; infatti, per bassi valori di n l'andamento di tale funzione risulta essere piuttosto piatto (e quindi più adatto ad individuare strutture orizzontali) mentre per alti valori di n l'andamento della funzione *sensitivity* presenta dei lobi di picco che si estendono maggiormente lungo la direzione verticale (e quindi si discriminano maggiormente delle strutture verticali). Nel caso in cui è necessario studiare aree in cui ci sono presenti sia variazioni laterali di resistività che verticali, questo tipo di dispositivo potrebbe rappresentare un giusto compromesso tra il dispositivo Wenner ed il dipolo-dipolo.

A parità di distanza tra gli elettrodi di corrente, la profondità di investigazione che è possibile raggiungere con il dispositivo Wenner-Schlumberger è maggiore del 10% rispetto al dispositivo Wenner. L'intensità del segnale è più piccola rispetto al Wenner ma è più alta del

Dipolo-Dipolo Assiale. Per quanto riguarda la copertura orizzontale, il dispositivo Wenner-Schlumberger presenta una copertura maggiore rispetto a quella del Wenner ma inferiore a quella del Dipolo-Dipolo Assiale.

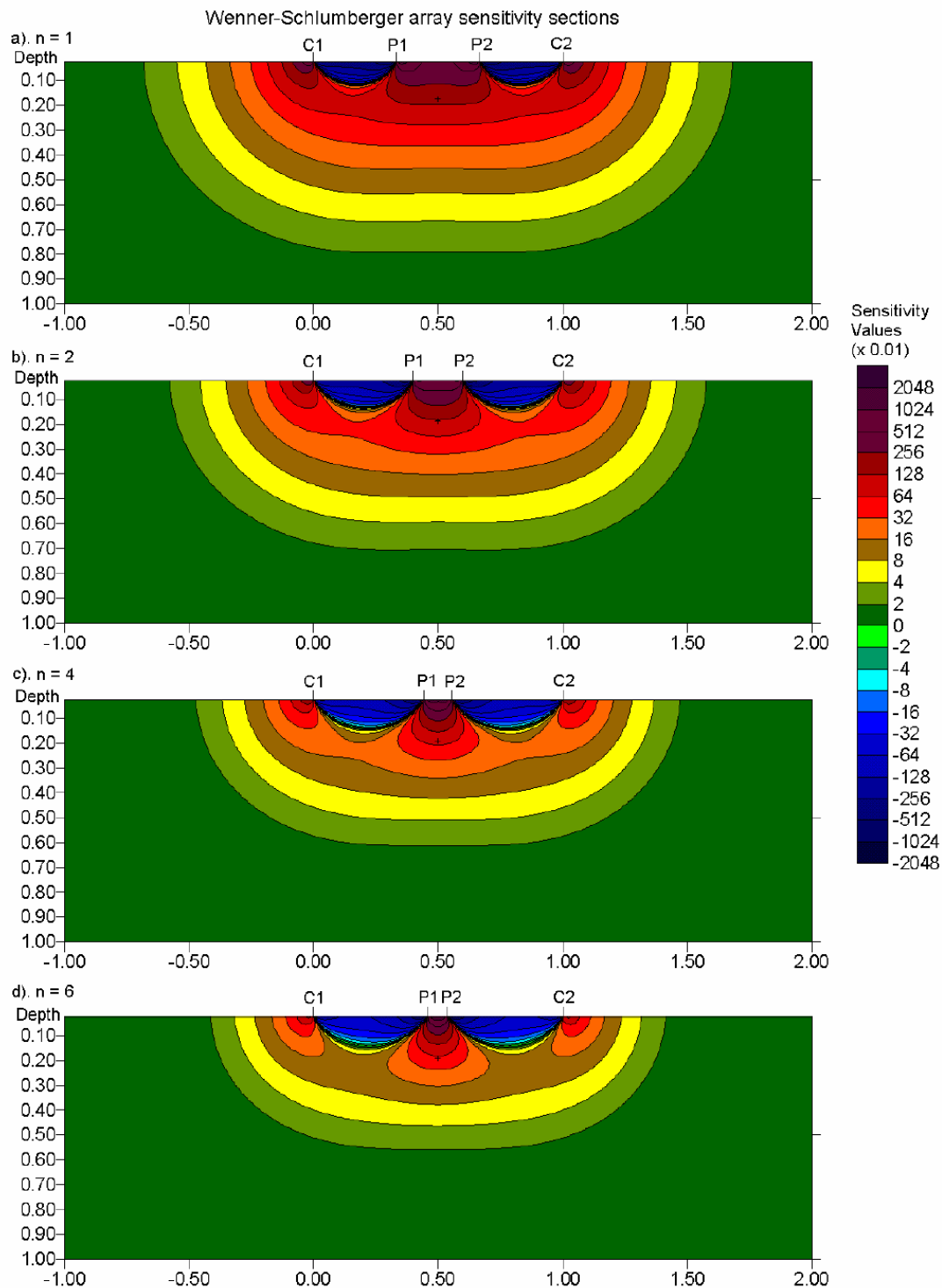


Figura 1.2.2.4: : Sensitività del dispositivo Wenner-Schlumberger.

Dipolo-dipolo

Il dispositivo Dipolo-Dipolo Assiale, è caratterizzato dal fatto che il dipolo di corrente ed il dipolo di potenziale presentano la stessa distanza e, a differenza degli altri dispositivi, i due dipoli sono separati, così come riportato in figura 1.2.2.5.

Tale dispositivo si definisce assiale in quanto i due dipoli si spostano lungo lo stesso profilo. Questa tipologia di dispositivo, dato che i dipoli di corrente sono separati da quelli di potenziale, presenta il più basso valore di noise E.M. Pertanto è il dispositivo più utilizzato in letteratura sia per le misure di resistività che di polarizzazione indotta. Le distanze tra gli elettrodi di corrente e quelli di potenziale aumentano seguendo multipli interi di **n**. Per questo dispositivo il parametro **n** è pari al rapporto tra la distanza fra gli elettrodi C1 - P1 e quella tra gli elettrodi di corrente C2-C1 oppure quella tra gli elettrodi di potenziale P1-P2 (pari alla distanza elettrodica definita come **a**).

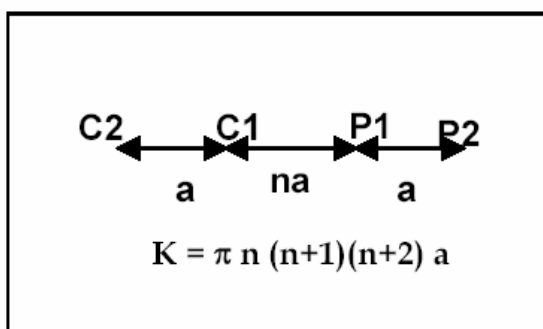


Figura 1.2.2.5: Disposizione degli elettrodi nel dispositivo Dipolo-Dipolo.

Il fattore **n**, in questo dispositivo, può assumere dei valori da 1 fino ad un massimo di 6. Infatti, lo svantaggio che presenta questo tipo di dispositivo è legato al fatto che l'intensità del segnale diminuisce secondo il cubo di **n** e quindi passando da **n**=1 a **n**=6 la differenza di potenziale misurata da un resistivimetro diminuisce di circa 56 volte. Per ovviare a questo inconveniente e cercare di raggiungere una maggiore profondità di investigazione senza compromettere la qualità del dato, è sufficiente aumentare il passo di campionatura. In figura 1.2.2.6 sono rappresentati due diversi quadripoli di uguale lunghezza ma con diversi valori dei parametri **n** ed **a**.

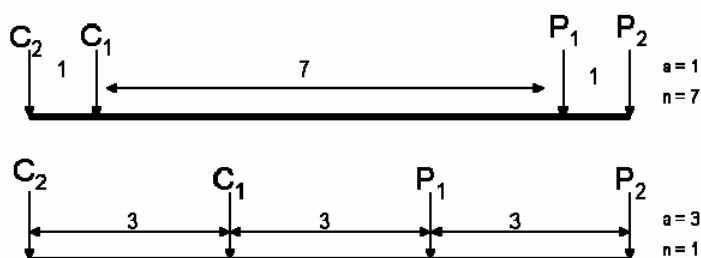


Figura 1.2.2.6: Due diversi quadripoli di uguale lunghezza, ma con diversi fattori di **a** e **n**.

Valutando l'intensità del segnale nei due casi si ottiene che tale valore per lo stendimento in cui **n**=1 è 28 volte superiore a quello con **n**=7.

La funzione sensitivity per questa tipologia di stendimento presenta degli andamenti che variano significativamente in relazione ai valori del parametro n . In generale i massimi valori della funzione sensitivity, riportati in figura 1.2.2.7, sono assunti al disotto dei due dipoli (quello di corrente e quello di potenziale). Per bassi valori di n , l'andamento è quasi piatto mentre man mano che n aumenta i lobi rappresentativi di alti valori della funzione sensitività sono sempre più concentrati al disotto dei dipoli spostandosi dal centro dello stendimento.

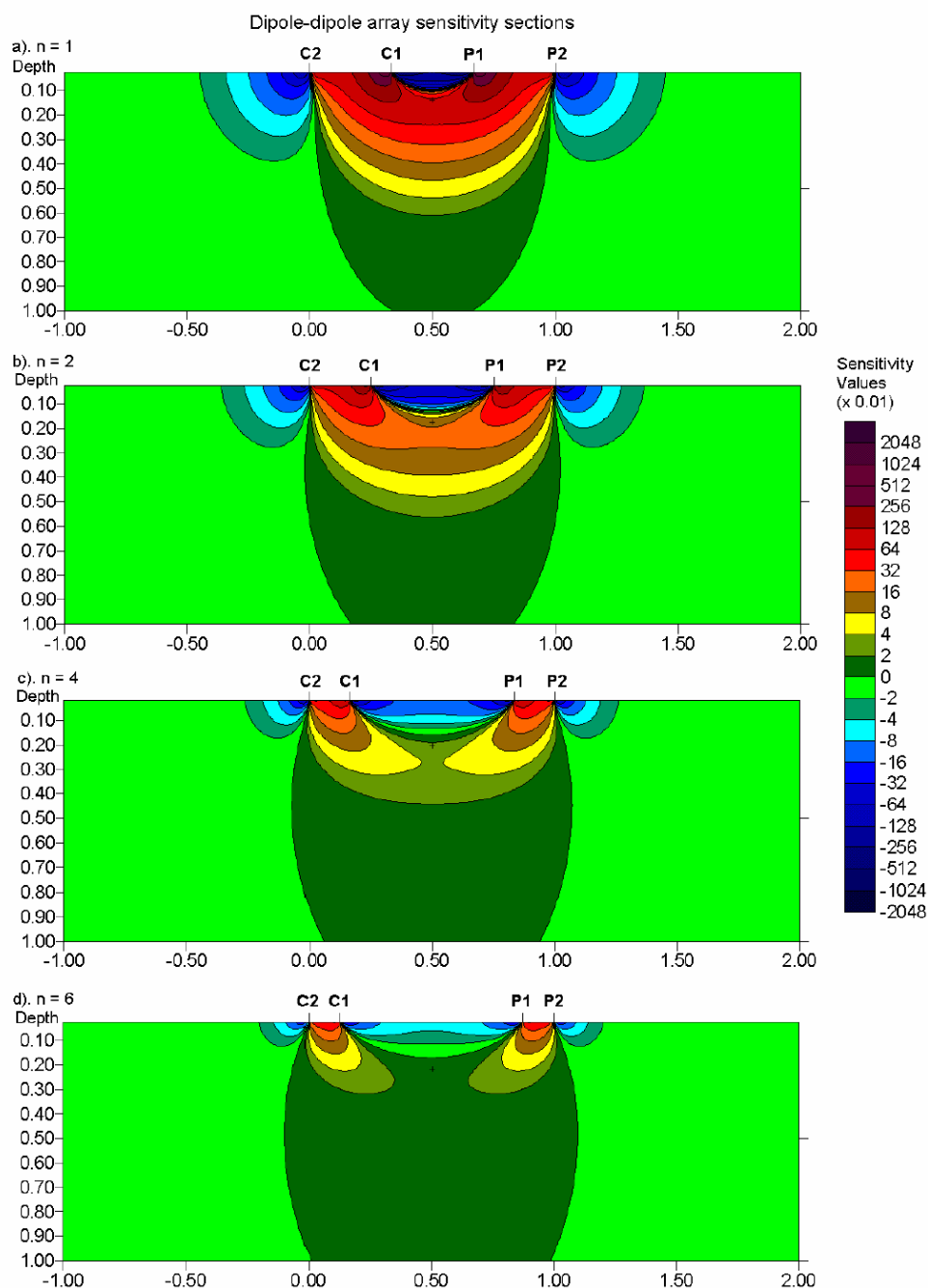


Figura 1.2.2.7: : Sensitività del dispositivo Dipolo-dipolo

A tal proposito è utile osservare che lo schema utilizzato per la ricostruzione delle pseudosezioni di resistività apparente che consentono di posizionare il valore di resistività

misurato nel punto di intersezione di due semirette tracciate a 45° rispetto al centro del dipolo di corrente e del dipolo di potenziale relativo alla misura in esame, corrisponde ad una zona in cui il valore di sensitività è piuttosto basso. Infatti, come già detto, per il Dipolo-Dipolo Assiale, le zone in cui si concentrano alti valori di sensitività sono posizionati al disotto dei due dipoli e quindi verso l'esterno del dispositivo e non al centro: la zona in cui il dispositivo risulta essere meno sensibile (con valori prossimi a 0) è l'area in cui viene assegnato il valore di resistività misurato. Questa tipologia di problema riguarda esclusivamente la configurazione dipolo-dipolo assiale (e il polo-dipolo) in quanto per le altre configurazioni il punto in cui viene plottato il dato misurato all'interno della pseudosezione, corrisponde ad una zona in cui i valori di sensitivity sono alti.

L'algoritmo di inversione di Loke e Barker (1996,) tiene conto di questo errore nel quale si potrebbe incorrere e costruisce un modello a blocchi in cui le dimensioni delle celle non sono fisse. Considerando le variazioni dei valori di sensitività in relazione all'aumentare del parametro n , il Dipolo-Dipolo assiale risulta esser maggiormente adatto per la individuazione di dicchi e cavità e poco adatto per la ricostruzione di strutture orizzontali quali ad esempio livelli sedimentari. La profondità media di investigazione è confrontabile con quella del Wenner ma, a parità di elettrodi, la copertura orizzontale raggiunta dal dispositivo Dipolo-Dipolo risulta essere maggiore del Wenner.

Polo-polo

Questo dispositivo è utilizzato molto meno in letteratura rispetto ai dispositivi Wenner, Dipole-Dipole, Schlumberger e Wenner-Schlumberger. Come si evince dalla figura 1.2.2.8, questo tipo di dispositivo è caratterizzato da soli due elettrodi: uno di corrente e uno di potenziale.

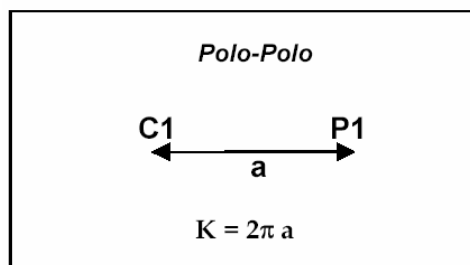


Figura 1.2.2.8: Disposizione degli elettrodi nel dispositivo Polo-Polo.

Per schematizzare questo tipo di dispositivo è necessario posizionare il secondo elettrodo di corrente e quello di potenziale ad una distanza che sia pari a 20 volte la distanza massima tra gli elettrodi C1-P1. Questo significa che quando la spaziatura tra gli elettrodi è superiore a qualche metro, ci si può scontrare facilmente con delle difficoltà logistiche per posizionare gli elettrodi remoti; inoltre la distanza tra i due elettrodi di potenziale potrebbe

essere eccessiva tanto da compromettere la qualità del dato a causa del noise tellurico della zona da investigare.

Questa tipologia di array presenta la migliore copertura orizzontale ed è possibile raggiungere una maggiore profondità di investigazione rispetto alle altre tipologie di array. Presenta però la più bassa risoluzione come si desume dalla presenza di grandi spaziature tra le isolinee del diagramma della funzione sensitivity (figura 1.2.2.9).

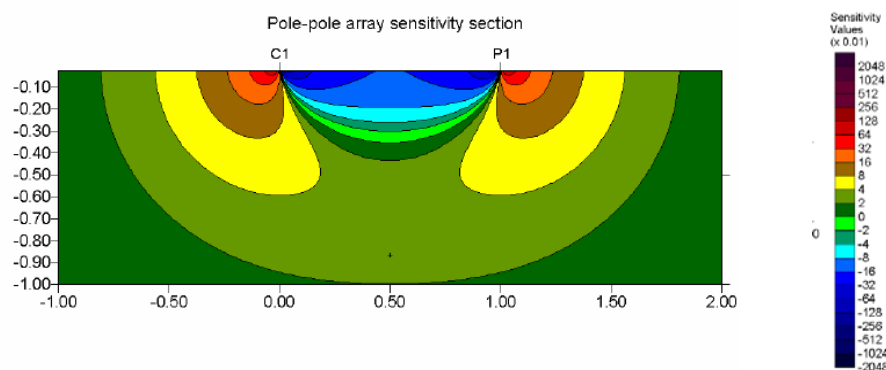


Figura 1.2.2.9: Sensività del dispositivo Polo-polo.

Polo-Dipolo

Il dispositivo polo-dipolo presenta una migliore copertura orizzontale e raggiunge una profondità di investigazione maggiore rispetto al dispositivo Wenner e Wenner-Schlumberger; risulta essere meno sensibile al noise tellurico rispetto al dispositivo Polo-Polo. Questo tipo di stendimento a differenza di quelli esaminati sopra, non è simmetrico (Fig. 2.13); pertanto nel ricostruire strutture simmetriche, tale dispositivo evidenzia delle anomalie di resistività asimmetriche. Per ovviare a questo inconveniente, è necessario ripetere cambiando la posizione dell'elettrodo remoto confrontando i modelli ottenuti nelle due diverse acquisizioni e interpretazioni, si elimina l'effetto dovuto all'asimmetria del dispositivo.

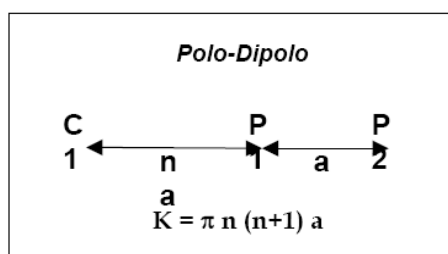


Figura 1.2.2.10: Disposizione degli elettrodi nel dispositivo Polo-Dipolo.

Naturalmente dover acquisire due volte i dati per ogni profilo da realizzare significa raddoppiare il tempo di misura ed è per questo motivo che questo dispositivo non viene generalmente utilizzato. Per eseguire le misure con il polo dipolo è necessario posizionare l'elettrodo remoto (C2). La posizione dell'elettrodo remoto deve essere non inferiore a 5 volte

la distanza massima tra C1-P1 per poter trascurare gli effetti dovuti alla vicinanza dell'elettrodo di corrente *remoto* rispetto ai dati di resistività valutati: gli effetti della vicinanza dell'elettrodo C2 sono proporzionali al quadrato del rapporto tra la distanza C1-P1 e la distanza C2-P1.

L'intensità del segnale diminuisce all'aumentare del fattore n . I valori di n massimi da utilizzare variano da 8 a 10. Infatti, per questi valori di n , l'intensità del segnale è molto bassa e i valori di sensitività per n maggiori di 8 presentano un andamento piuttosto orizzontale. L'andamento della funzione sensitivity espressa in funzione del parametro n , è riportato in figura 1.2.2.11. I lobi sono presenti per valori di n più bassi e hanno dei massimi positivi al disotto degli elettrodi di potenziale. Per questi valori di n il dispositivo risulta essere più sensibile alle variazioni verticali di resistività. Per valori maggiori, come già detto i lobi tendono ad essere meno pronunciati e quindi la sensibilità risulta essere maggiore rispetto a strutture di tipo orizzontali. Questo significa che per poter raggiungere una maggiore profondità di investigazione è necessario aumentare la spaziatura tra P1-P2, in quanto la profondità di investigazione effettiva del polo-dipolo diminuisce all'aumentare di n .

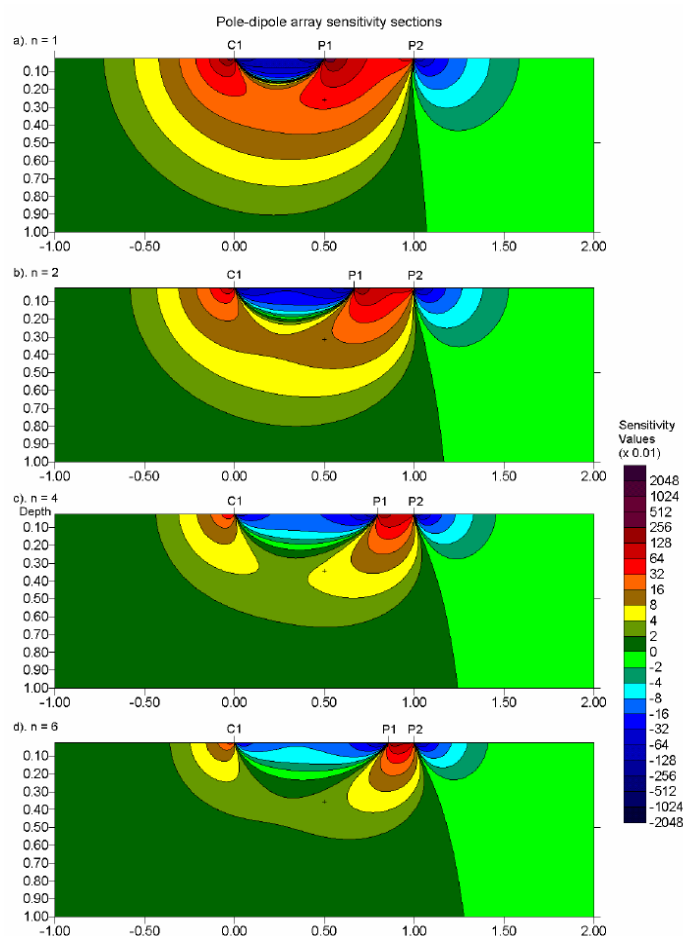


Figura 1.2.2.11: Sensività del dispositivo Polo-polo.

1.3 MAGNETISMO: PRINCIPI DI BASE, COMPORTAMENTO DELLA MATERIA IN PRESENZA DI CAMPO MAGNETICO, ANALISI DEI DATI

Prima di affrontare la trattazione del metodo magnetico è opportuno analizzare i fenomeni chiave che ne rendono possibile l'applicazione e permettono la comprensione della risposta strumentale.

A tale scopo si richiameranno i concetti che illustrano il comportamento della materia in presenza di campi magnetici, i fenomeni che conferiscono magnetizzazione alle strutture archeologiche, le caratteristiche del campo magnetico e delle sue anomalie.

1.3.1 MAGNETIZZAZIONE INDOTTA

Quando un corpo è immerso in un campo magnetico esso acquista magnetizzazione nella direzione del campo. Rimovendo il materiale dal campo, l'effetto della magnetizzazione si annulla: tale fenomeno è noto come *magnetizzazione indotta* ed è una conseguenza dell'allineamento dei dipoli del materiale secondo la direzione del campo esterno.

L'intensità di magnetizzazione indotta, $\mathbf{J}_i$, è una grandezza vettoriale e viene descritta dalla legge: $\mathbf{J}_i = k\mathbf{H}$, che esprime la proporzionalità diretta tra la magnetizzazione del materiale, $\mathbf{J}_i$, ed il campo esterno, $\mathbf{H}$, mentre il parametro k è la suscettività magnetica. Essa rappresenta la misura della capacità del materiale di essere magnetizzato. $\mathbf{J}_i$ si esprime in A/m ed è una grandezza adimensionale il cui valore cambia passando dal sistema di misura SI al sistema cgs di un fattore 4π ($\text{SI} = 4\pi \text{ cgs}$). La maggior parte dei materiali ha un valore di suscettività molto inferiore all'unità, mediamente dell'ordine di 10^{-5} SI.

La tabella 1.1 di seguito riportata elenca il valore di k di alcuni minerali:

Minerali	Suscettività $\times 10^3$ (SI)	Minerali	Suscettività $\times 10^3$ (SI)
Grafite	0.1	Limonite	2.5
Quarzo	- 0.01	Ematite	0.5 — 35
Anidride	- 0.01	Pirrotite	1 — 6000
Calcite	- 0.001 — - 0.1	Ilmentite	300 — 3500
Pirite	0.05 — 5	Magnetite	1200 — 19200
Siderite	1 — 4	Sfalerite	0.7

Tabella 1.1

I materiali mostrano differenti comportamenti derivanti dall'interazione con il campo magnetico a seconda che i campi magnetici degli elettroni coincidano o si oppongano tra loro e rispetto al campo esterno; sulla base di questi diversi comportamenti è possibile classificare i materiali in cinque gruppi.

Diamagnetici sono i materiali che, sottoposti ad un campo magnetico, producono un secondo campo magnetico che si oppone a quello applicato. Il campo di una sostanza diamagnetica è dominato da nuclei con elettroni orbitanti orientati in modo da opporsi al campo esterno, di conseguenza la suscettività di queste sostanze risulta essere debole e negativa.

Nei materiali paramagnetici il campo indotto ha lo stesso verso del campo applicato e la loro suscettività risulta positiva ma ancora debole.

I materiali ferromagnetici possiedono una forte magnetizzazione spontanea che può esistere anche in assenza di un campo esterno, hanno quindi un alto valore di suscettività. Cobalto, ferro e nichel appartengono a questo gruppo. L'effetto di questa forma di magnetismo è 10^6 volte maggiore del paramagnetismo. L'intensità di magnetizzazione di una sostanza ferromagnetica decresce con l'aumentare della temperatura e scompare alla temperatura di Curie, alla quale il comportamento risulterà essere quello di un ordinario materiale paramagnetico.

Esistono materiali, come l'ematite, detti antiferromagnetici, che non generano un campo indotto anche se vengono immersi in un campo magnetico primario. Le ragioni di tale comportamento derivano dalla suddivisione dei domini in sottodomini, i quali si allineano in direzioni opposte annullando l'effetto del campo esterno.

1.3.2 MAGNETIZZAZIONE TERMICA RIMANENTE

Un altro fenomeno che conferisce proprietà magnetiche ai materiali è la magnetizzazione termica rimanente (MTR) definita come la capacità di conservare la magnetizzazione in assenza di un campo magnetico o in presenza di un campo diverso da quello originario. Il vettore che la descrive viene indicato con J_r . Il processo di formazione dei granuli di materiali magnetici inizia quando il magma comincia a solidificare per raffreddamento. Raffreddandosi ulteriormente esso scende al di sotto della temperatura di Curie ed i momenti atomici all'interno di ogni granulo si allineano spontaneamente a formare uno o più domini magnetici. In questa fase il materiale è al di là della temperatura di bloccaggio e per tale motivo le direzioni di magnetizzazione dei domini continuano a cambiare ma, in media, il materiale avrà una preponderanza di magnetizzazione nella direzione del campo terrestre. La temperatura di Curie si distingue da quella bloccante perché

più alta e perché al di sopra di essa il materiale non ha magnetismo significativo, neppure se lo si immerge in un forte campo magnetico.

Quando la roccia si raffredda nell'ambito delle sue temperature di bloccaggio, i domini magnetici vengono bloccati e viene congelata una magnetizzazione netta; ovvero si instaura l'allineamento permanente dei domini magnetici della sostanza.

Si tratta di un modo efficace per magnetizzare la roccia in quanto la MTR che ne risulta ha una forza molto più grande di quella che avrebbe se si fosse applicato lo stesso campo ad una roccia fredda. È questo il modo in cui si magnetizzano le rocce ignee e le rocce metamorfiche.

La magnetizzazione rimanente, J_r , può persistere per milioni di anni, per lo più indipendentemente dalla direzione del campo magnetico: può avere quindi una direzione molto diversa da quella attuale, in quanto il campo magnetico terrestre ha subito cambiamenti nell'orientazione durante il tempo geologico.

1.3.3 MECCANISMI DI MAGNETIZZAZIONE DELLE ROCCE A TEMPERATURA AMBIENTE

Magnetizzazione chimica rimanente.

Quando un cristallo magnetico si forma in un campo magnetico esso viene magnetizzato senza la necessità di subire un riscaldamento. Tale fenomeno dicesi *magnetizzazione chimica rimanente* (MCR) e può verificarsi per alterazione chimica di un minerale del ferro, come accade per degradazione meteorica o per precipitazione di ossidi di ferro (solitamente ematite) dall'acqua che filtra attraverso le rocce.

La magnetizzazione chimica rimanente non comporta un cambiamento della magnetizzazione preesistente dei granuli. Tuttavia, poiché il materiale che solitamente si forma in questo modo è l'ematite, che è magneticamente debole, ne consegue un basso, ma ancora misurabile, valore di magnetizzazione.

Magnetizzazione rimanente deposizionale.

Questo meccanismo s'innesca quando granuli già magnetizzati si depositano, assieme ad altri prodotti dell'erosione, a formare un sedimento subacqueo, tendendo ad allineare le loro magnetizzazioni al campo mentre si depositano nell'acqua. Tuttavia il fenomeno viene pregiudicato da qualsiasi turbolenza del flusso che tende a rendere casuale l'orientamento del campo.

Magnetizzazione per attività biologica

Esistono alcuni batteri, presenti nel suolo e nei sedimenti superficiali, in grado di produrre granuli di magnetite e maghemite. Tale fenomeno è particolarmente intenso quando sono presenti composti organici dei quali i batteri si possano nutrire. La produzione di questi minerali può alterare le proprietà magnetiche del suolo.

Il fenomeno riveste maggiore importanza nei siti archeologici, ove generalmente le concentrazioni in materia organica assumono valori considerevoli.

1.3.4 MAGNETISMO DELLE STRUTTURE ARCHEOLOGICHE

Per una corretta interpretazione delle anomalie rilevate nel corso di una prospezione, è necessario determinare i caratteri magnetici conseguenti all'esistenza delle strutture archeologiche. È logico, infatti, ritenere che le attività condotte dall'uomo nel passato abbiano cambiato le proprietà magnetiche delle porzioni più superficiali del terreno, che influenzano localmente il CMT rendendo possibile la loro individuazione per mezzo di una prospezione magnetica.

Strutture sepolte, quali ad esempio una *fondazione*, una *strada* o un *pavimento*, generano anomalie magnetiche le cui intensità sono funzioni del contrasto tra le caratteristiche magnetiche dei materiali componenti e quelle del suolo in cui sono inglobate; il contrasto di suscettività, a sua volta, è funzione delle concentrazioni in minerali ferromagnetici e della storia termica dei due mezzi. Anche le dimensioni e la profondità a cui giacciono i manufatti influenzano l'intensità e la forma delle loro anomalie magnetiche.

Magnetismo delle strutture archeologiche in roccia.

La maggior parte dei minerali presenti in una roccia mostrano un basso valore di suscettività, di conseguenza le rocce devono il loro carattere magnetico alle piccole porzioni di minerali ferromagnetici che esse contengono. Anche forma, dimensioni e dispersione di questi minerali determina il carattere magnetico della roccia che li contiene.

Esistono solo due gruppi geochimici che forniscono tali minerali:

- Gruppo del ferro-titanio-ossigeno
- Gruppo del ferro-zolfo

Il gruppo del ferro-titanio-ossigeno possiede una soluzione solida di minerali magnetici che va dalla magnetite (Fe_3O_4) all'ulvospinello (Fe_2TiO_4). Un altro comune ossido di ferro, l'ematite (Fe_2O_3), è antiferromagnetico e non produce anomalie magnetiche.

Il gruppo del ferro-zolfo genera la pirrotite, il cui valore di suscettività dipende dalla composizione del minerale. La tabella 1.2 mostra i valori di suscettibilità dei più comuni tipi di rocce:

Rocce	Suscettività x 10³ (SI)
<i>Sedimentarie</i>	
Dolomite	0 — 0.9
Calcari	0 — 3
Arenarie	0 — 20
<i>Metamorfiche</i>	
Anfibolite	0.7
Scisti	0.3 — 3
Gneiss	0.1 — 25
Quarzite	4
<i>Igne</i>	
Granito	0 — 50
Riolite	0.2 — 35
Sienite	30 — 40
Gabbro	1 — 90
Basalto	0.2 — 175
Diorite	0.6 — 120
Pirossenite	125
Andesite	160

Tabella 1.2

Le rocce magmatiche sono le più magnetiche, sia per l'alto contenuto in magnetite sia perché esse sono soggette a magnetizzazione MTR. La concentrazione in magnetite dipende dal carattere acido/basico della roccia: s'è infatti osservato che la proporzione di magnetite nelle rocce ignee tende a diminuire con l'aumento dell'acidità, ragion per cui le rocce a carattere acido sono generalmente meno magnetiche delle rocce basiche.

Dati i valori di k moderatamente alti delle rocce ignee, in corrispondenza di un manufatto costituito da tali rocce vi sarà un campo netto ed individuabile.

Nel caso in cui la struttura fosse composta da rocce carbonatiche, sepolte in un mezzo più suscettivo, si produrrebbe una debole anomalia magnetica negativa. Tale effetto sottrattivo

va attribuito al comportamento magnetico dei suoli superficiali, che hanno in genere valori di suscettività maggiori delle rocce carbonatiche.

Magnetismo di fossati e trincee

Fossati e trincee generano anomalie grazie agli effetti magnetici dei materiali di riempimento, i quali acquistano valori di suscettività maggiori di quelli dell'ambiente circostante. Queste forme di scavo possono conservare riempimenti ricchi in sostanze organiche e in componenti minerali, compresi quelli ferromagnetici, che non si dissolvono ma tendono a concentrarsi. Infatti l'azione dei batteri, stimolata dai residui organici, produce magnetite e maghemite, contribuendo in tal modo ad un arricchimento del contenuto mineralogico di valenza magnetica.

Magnetizzazione termoresidua di manufatti archeologici.

Nelle zone archeologiche la MTR assume grande importanza per la sua intensità. La magnetizzazione di fornaci, forni e focolari è innescata dal riscaldamento, che, mediante un processo di ossidazione, trasforma i minerali non magnetici in magnetici, ma soprattutto perché conferisce al materiale una magnetizzazione termica rimanente. Tali manufatti generano dunque anomalie considerevoli, probabilmente le massime osservabili in un sito archeologico (escluse quelle prodotte da oggetti di ferro). Se questi reperti non sono mai stati rimossi dal luogo in cui hanno subito il riscaldamento, la misura della direzione del vettore di magnetizzazione fornisce informazioni cronologiche. Da tale misura è possibile risalire ad una data indicativa del reperto, tenendo sempre presente che per le datazioni archeomagnetiche è importante conoscere le curve di variazione secolare di inclinazione e declinazione del campo magnetico terrestre (CMT).

Anche manufatti quali laterizi e ceramiche possiedono una magnetizzazione rimanente in quanto subiscono la cottura al forno nel loro ultimo stadio di lavorazione, tuttavia sono reperti che presentano grande dispersione areale e frammentazione. La tabella 1.3 mostra i valori di suscettibilità magnetica di alcuni oggetti archeologici.

Oggetto archeologico	suscettività magnetica $\times 10^{-5}$
Mura in calcare	0 — 20
Mura in basalto	100 — 200
Mura in laterizio	80 — 210
Frammenti di anfora	700 — 1200
Suolo superficiale	25 — 60
Suolo	15 — 45

Tabella 1.3

1.3.5 COMPLESSITÀ INTERPRETATIVA DEI CASI REALI

L'interpretazione magnetica dei dati reali, ove l'assunzione di un magnetismo puramente indotto non è sempre vera, è molto complicata.

È già stato detto che i materiali, quando sono sottoposti a determinate temperature, acquistano una magnetizzazione termica rimanente.

L'influenza di materiali dotati di MTR è un fattore rilevante, che rende più incerta l'interpretazione delle anomalie magnetiche, in quanto generalmente non si conosce la direzione del vettore di magnetizzazione $\mathbf{J}_r$. Per determinare la direzione è necessario eseguire specifiche misure di laboratorio sui campioni di roccia.

Se nel corpo sono presenti sia magnetizzazioni indotte sia rimanenze è importante, ai fini di una corretta interpretazione, sapere quale è la magnetizzazione prevalente. Il rapporto tra rimanenza e magnetizzazione indotta è detto rapporto di *Königsberger* (Q) :

$$Q = \mathbf{J}_r / \mathbf{J}_i.$$

Il valore di Q può variare all'interno di un singolo corpo, complicando ulteriormente l'interpretazione.

Benché nelle rocce e nei sedimenti antichi domini di solito la magnetizzazione indotta, la rimanenza può essere sufficientemente grande da risultare significativa e, se la sua direzione non coincide con quella del campo terrestre, il vettore di magnetizzazione totale, $\mathbf{J}_t$, ovvero il vettore risultante dalla somma tra $\mathbf{J}_r$ e $\mathbf{J}_i$, avrà una direzione marcatamente diversa dal vettore $\mathbf{B}$ del campo terrestre. La differente orientazione di tali vettori comporta una diminuzione nel valore dell'intensità dell'anomalia.

Ulteriori complicazioni possono sorgere nel caso in cui il corpo sia costituito da un certo numero di elementi, come ad esempio blocchi, che compongono un muro o una fondazione.

In tale contesto, la presenza di rimanenze diventa un fattore che condiziona particolarmente l'intensità dell'anomalia; infatti, se la struttura è costituita da roccia ignea, nell'insieme sarà meno magnetica, poiché i blocchi che la compongono avranno rimanenze in direzioni diverse (sono stati spostati dal luogo di origine e, per tale motivo, i loro vettori di magnetizzazione presentano orientazioni differenti). Questa possibilità deve essere valutata quando, in base all'intensità dell'anomalia, si cerca una stima delle dimensioni o della profondità del *target*.

Si comprende come la dipendenza da un parametro come la suscettività, estremamente variabile, ed il controllo esercitato dalle proprietà del mezzo circostante, dalla direzione del

vettore di magnetizzazione e dalla presenza di rimanenze, conferiscano notevoli difficoltà interpretative all'analisi delle anomalie magnetiche.

Quanto esposto fino ad ora mette in evidenza il fatto che le anomalie magnetiche osservate nei siti archeologici sono particolarmente complesse.

Dobbiamo considerare il fatto che, le sorgenti delle anomalie sono molto superficiali e quindi molto vicine ai sensori, cosicché viene enfatizzata la natura complessa di campi magnetici degli oggetti sepolti. Inoltre, le varie sorgenti di anomalie magnetiche, come il suolo ed i frammenti delle strutture vicine alla superficie e la presenza di moderne abitazioni producono campi spesso molto pronunciati.

La natura delle misure che si ottengono nell'esplorazione archeologica eseguita con alta frequenza di campionamento e breve distanza dalla superficie fanno apparire i dati più rumorosi di quelli delle indagini mineralogiche.

La prospezione magnetica condotta in sito archeologico spesso dà evidenza di questa complessità e produce interpretazioni dal significato molteplice, per tale motivo è preferibile impiegare metodologie di prospezione integrative laddove i dati geofisici appaiano ambigui.

1.3.6 PRINCIPI DI BASE

La magnetometria appartiene alla categoria dei metodi geofisici noti come “passivi”, ovvero quei metodi impiegati nella misura di un campo naturalmente presente.

La grandezza fisica misurata è l'intensità totale del Campo Magnetico Terrestre, ma per le prospezioni interessano soprattutto le variazioni di $\mathbf{B}$ causate da strutture con proprietà magnetiche differenti da quelle del mezzo che le ingloba. Le misure consentono la mappatura delle strutture sepolte che causano le anomalie del campo e si ottengono cartografie che illustrano per isolinee, in planimetria, la distribuzione spaziale del gradiente o del campo totale.

Le misure del campo magnetico, realizzate secondo profili e *grid* regolari, possono essere riferite ad una stazione fissa oppure effettuate in configurazione gradiometrica, al fine di escludere le variazioni di campo dovute alle naturali fluttuazioni del CMT.

1.3.7 MODALITÀ ESECUTIVE

I dati magnetici consentono di misurare valori numerici riferiti ad una precisa coordinata spaziale. Senza tale riferimento, un gruppo di valori non ha alcun significato. Lo strumento viene normalmente spostato lungo linee di misura equidistanti, note come traverse, separate da una distanza fissa, Δy . Il dato viene acquisito sopra tali traverse a specifici intervalli di campionamento, Δx . Questi due valori determinano le dimensioni della griglia, la quale va attentamente scelta in base alla dimensione del *target* e a seconda della risoluzione richiesta. Un errato passo di campionamento, ad es. troppo grande, comporta un errore noto come *aliasing spaziale*; le prospezioni affette da questo errore producono ricostruzioni imprecise delle geometrie del *target*. L'uso di una maglia per il campionamento dei dati è il metodo più comune essendo sistematico e provvedendo ad una regolare copertura. Le misure possono venire campionate per punti o in continuo lungo i tracciati del percorso.

I sensori dello strumento non hanno contatto con terreno ed esiste la possibilità di georeferenziare le misure per mezzo di un GPS.

Nel complesso il procedimento di misura risulta essere particolarmente speditivo e semplice e può essere persino eseguito da un singolo operatore.

1.3.8 FATTORI CHE INFLUENZANO LA PROSPEZIONE MAGNETICA

La chiave per ottenere una prospezione di successo è la corretta applicazione del metodo impiegato. Come in tutte le metodologie geofisiche la conoscenza adeguata e dettagliata del problema fisico da affrontare permette una più precisa ed efficiente soluzione. Alcuni fattori influenzano in particolare la risposta magnetica. Essi includono:

- Composizione del *target*;
- Dimensione e massa del *target*;
- Materiale incassante;
- Orientazione del *target*;

Passiamo ora ad esaminare rapidamente questi parametri e la loro influenza:

1) *Composizione della massa*: fornisce indicazioni sul tipo di materiale ferromagnetico, permettendo una stima del valore di suscettività il quale è indispensabile per la realizzazione di modelli diretti. È intuitivo pensare che un contenuto maggiore in materiale ferromagnetico incrementa il range in cui la massa può essere rilevata.

2) *Dimensioni e massa*: la conoscenza approssimativa della massa del *target* è importante in quanto masse “grandi” danno origine a campi che si espandono a distanze maggiori di quelli

prodotti da piccole masse. La localizzazione di piccole masse, come accade in contesto archeologico, necessita di un campionamento maggiore di dati e la disposizione di griglie dalle dimensioni ridotte. Inoltre le sorgenti di limitate dimensioni sono rilevabili solo da brevi distanze.

3) *Profondità*: è il fattore più influente nel determinare la possibilità di individuare la presenza di un oggetto sepolto. Si è già detto che il campo di un dipolo magnetico diminuisce proporzionalmente a $1/r^3$, di conseguenza i campi deboli, prodotti da piccole masse, saranno rilevabili solo in prossimità della superficie e per tale motivo è necessario ridurre la distanza tra il sensore e la superficie del terreno.

4) *Materiale circostante*: le sue proprietà magnetiche, in relazione a quelle del *target*, determinano il contrasto di suscettività, il quale rappresenta un fattore determinante per l'individuazione di un oggetto. Suoli molto magnetici rappresentano una fonte di disturbo, nota con il nome di “*background noise*”.

5) *Orientazione del target*: è preferibile disporre i profili, lungo i quali operare l'acquisizione, perpendicolarmente allo sviluppo della struttura in modo che questa possa essere “incontrata” dallo strumento un maggior numero di volte rispetto ad un campionamento a basso angolo, di conseguenza la sua ricostruzione dai dati magnetici risulterà più precisa e le geometrie del corpo saranno rispettate.

1.3.9 FATTORI CHE INFLUENZANO LA QUALITÀ DEL DATO

La qualità originale dei dati è un fattore essenziale per la validità del modello che verrà elaborato, essa dipende come è noto da :

- Caratteristiche operative dello strumento;
- Natura del suolo e delle anomalie;
- Scelta dei parametri di prospezione;
- Fisiografia dell'area;
- Componenti del noise;
- Errori di misurazione.

Le caratteristiche operative dello strumento relativamente all'affidabilità ed alla precisione delle misure acquisite sono rispettivamente la *sensitività* e la *sensibilità*.

I parametri di prospezione sono le dimensioni della griglia di misura e l'altezza dei sensori dal piano di campagna.

Come precedentemente accennato, la griglia consiste di un certo numero di profili, separati da una distanza Δy , lungo i quali le misure vengono acquisite ad intervalli regolari

Δx . Una regola generale da seguire è scegliere un valore di Δy che non sia superiore a $2\Delta x$, idealmente questi due intervalli dovrebbero essere uguali. Il parametro Δx è il passo di campionamento e la scelta delle sue dimensioni è il fattore più importante nel determinare l'esito della prospezione.

Il processo di acquisizione deve tenere in considerazione il teorema del campionamento; quando l'operatore definisce il valore del passo di campionamento, Δx , sceglie automaticamente la massima frequenza rilevabile dallo strumento: $f_{\max} = 1/2\Delta x$. La frequenza massima, $f_{\max}$, è nota come frequenza di *Nyquist* ed è la massima frequenza riconoscibile nello spettro.

La frequenza minima indica la capacità risolutiva dello spettro, essa si ricava dalla relazione: $f_{\min} = 1/N\Delta x$, ove N rappresenta il numero di campioni acquisiti.

La scelta errata del passo di campionamento implica la generazione di un errore noto come “*aliasing spaziale*”, il quale comporta ricostruzioni bidimensionali imperfette delle anomalie.

Riportando i dati acquisiti su di una *countour map*, nella quale vengono visualizzate le linee ad uguale valore di campo, è possibile riconoscere se le misure sono affette da *aliasing* dalla presenza dei cosiddetti “occhi dell'*aliasing*”, ovvero si nota l'esistenza di isolinee dalle geometrie di tipo ellittico.

Altro settaggio in fase di prospezione è l'altezza tra i sensori e la superficie, la quale va scelta in base alle dimensioni ed alla profondità del target, si deve sempre considerare che un sensore troppo basso può influire sulla qualità delle misure in quanto esso risente del “*background-noise*” e delle variazioni microtopografiche.

Fisiografia dell'area

Le condizioni più favorevoli per eseguire le misure si verificano in presenza di aree pianeggianti mantenute a prato stabile, in quanto l'assenza di piante arbustive non crea restrizioni allo sviluppo della griglia e la conformazione pianeggiante evita il ricorso a correzioni topografiche, le quali possono essere una fonte di ulteriori errori.

Il rumore

Con il termine rumore si indica il falso segnale responsabile del degrado delle misure campionate. Tutte le metodologie geofisiche sono soggette agli effetti del rumore.

Questo segnale indesiderato ha molteplici origini:

- Cause strumentali;

- Cause antropiche;
- Cause naturali;

Il rumore strumentale si origina dal principio di funzionamento o dalle limitazioni costruttive dello strumento. Nei magnetometri esso è dovuto alla presenza nello strumento di porzioni, anche piccolissime, di materiale ferromagnetico o ferrimagnetico, che andrebbero rimosse non appena individuate.

Il rumore di origine antropica si genera invece per le accidentali perturbazioni del campo causate da impianti di corrente, ad esempio una ferrovia, oppure da oggetti metallici che non sono di interesse per la prospezione.

Anche il ferromagnetismo dell'operatore è una causa di errore e per questo si deve porre attenzione a liberare la propria persona da qualsiasi oggetto metallico. Un errore del genere è definito "sistematico", ovvero compare associato ad ogni dato, e per questo motivo è più semplice riuscire ad individuarlo.

Il rumore di origine naturale è legato a vari fattori quali: a) le naturali fluttuazioni del campo, la cui rimozione è semplice; b) la presenza di strutture geologiche che non sono di interesse ai fini della prospezione; c) la natura del suolo superficiale, ovvero il suo grado magnetico.

Le possibili sorgenti del rumore devono essere individuate prima di ogni operazione di campagna. In tale maniera il rilevamento geofisico può essere pianificato in modo da ottenere il massimo rapporto segnale/rumore, conferendo maggiore qualità ai dati.

Errori di misurazione

A proposito degli errori di misurazione è bene precisare che essi non sono propriamente un rumore, tuttavia, ai fini della prospezione, essi apportano un "disturbo" le cui dimensioni vanno tenute in considerazione durante le fasi di elaborazione. Essi vengono distinti in due categorie:

Errori di lettura: generalmente coincidono con l'errore intrinseco del dispositivo di lettura; ad esempio nei magnetometri l'errore proviene dal frequenzimetro elettronico.

Errori di deviazione: vanno considerati quando la misura di una certa grandezza è ottenuta mediante una formula nella quale si inseriscono determinate grandezze che sono estranee ai parametri misurati, ad es. la costante giromagnetica nel caso magnetico.

In questo contesto l'adozione di un magnetometro a precessione è assai vantaggiosa poiché la costante giromagnetica è stata stimata con una accuratezza di 0.01 nT.

1.3.11 STRUMENTI PER LA PROSPEZIONE MAGNETICA: IL MAGNETOMETRO AD EFFETTO OVERHAUSER.

Il magnetometro a protoni

È lo strumento più usato nella prospezione archeologica. I suoi vantaggi consistono nell'elevata precisione e nell'estrema rapidità operativa. Attualmente esistono due tipi di magnetometri a protoni:

- Magnetometro a protoni “tradizionale”;
- Magnetometro Overhauser.

Entrambi sfruttano il fenomeno della precessione, ma si distinguono per le caratteristiche operative e per il modo in cui riescono a prendere vantaggio dalla precessione dei protoni.

Il magnetometro a precessione Overhauser e l'effetto NOE

Il magnetometro *Overhauser* sfrutta il fenomeno di precessione come i magnetometri tradizionali, ma crea il campo polarizzante con un particolare fenomeno fisico, l'effetto nucleare Overhauser (NOE). Questo si manifesta quando uno speciale liquido, contenente elettroni liberi, è combinato con atomi di idrogeno e poi esposto ad una polarizzazione mediante l'utilizzo del campo magnetico associato ad una radio frequenza.

Il magnetometro *Overhauser* utilizza i radicali liberi di una miscela di ossido di azoto come sorgente di elettroni i quali rivestono un ruolo fondamentale nella polarizzazione dei protoni. Infatti, gli elettroni dei radicali liberi, interagendo con i protoni, danno vita ad un accoppiamento dipolare, ovvero ad un doppio sistema di spin. La particolare miscela di ossido di azoto, possiede due linee di risonanza; la prima a 58,8 Hz, la seconda a 60 Hz.

Per produrre la polarizzazione del doppio sistema elettrone-protone una delle linee di risonanza degli elettroni dev'essere parzialmente saturata. La saturazione è ottenuta investendo la soluzione con un segnale a RF; ciò avviene in quanto il campo magnetico associato alla RF corrisponde, nei confronti degli elettroni, ad uno specifico livello energetico di transizione. In tal modo questo campo magnetico eccita gli elettroni i quali, per risonanza, trasferiscono ai protoni il loro stato eccitato sotto forma di radiazione. Il trasferimento di energia altera lo stato di spin della popolazione di protoni, dando vita ad una polarizzazione estremamente forte ed in equilibrio termico. Il tempo richiesto per la polarizzazione di questo sistema è estremamente breve, circa due secondi.

Vantaggi nell'utilizzo dell'effetto Overhauser

Il magnetometro *Overhauser*, grazie al suo principio fisico, necessita di meno di un Watt per la polarizzazione dei suoi sensori. Questa è una diretta conseguenza del fatto che la generazione di una RF richiede molto meno energia rispetto alla creazione di un forte campo magnetico DC (caso di un tradizionale magnetometro). Il consumo energetico risulta essere 4 volte inferiore rispetto ai tradizionali magnetometri a precessione. Ciò si traduce nel fatto che questo strumento ha la possibilità di operare per tempi prolungati e con batterie leggere.

Altro grande vantaggio sta nel fatto che le RF sono ideali in queste applicazioni, essendo trasparenti al campo geomagnetico, ma soprattutto per il fatto che la banda di frequenza delle RF è largamente al di fuori dello spettro di frequenza di f_p , quindi il processo di polarizzazione, contrariamente agli strumenti tradizionali, non interferisce con il processo di misura ed i dati ottenuti sono da 10 a 100 volte meno affetti dal *noise* strumentale.

L'applicazione dell'effetto *Overhauser* si traduce in un notevole aumento di polarizzazione, di un fattore di oltre 5000 volte, quindi possono essere impiegate piccole quantità di liquido che rendono le sonde leggere e compatte. Inoltre il liquido può essere polarizzato mentre avviene la misura del segnale e questo permette di incrementare notevolmente la velocità di campionamento.

Per quanto detto risulta evidente che l'effetto *Overhauser* è il metodo migliore per generare il segnale di precessione dei protoni, che risulta stabile in fatto di ampiezza e durata, conferendo affidabilità al valore del campo misurato.

La configurazione gradiometrica

Si definisce gradiometro uno strumento mediante il quale si campiona il valore del gradiente del campo magnetico, $d\mathbf{B}/dz$. Il gradiometro non è altro che un magnetometro differenziale, ovvero è dotato di due sensori separati da una distanza fissa e piccola rispetto alla distanza delle sorgenti di cui si vuole misurare il gradiente. Per operare in questa configurazione i due sensori devono procedere al campionamento di $\mathbf{B}$ simultaneamente.

Le misure, campionate contemporaneamente, vengono tra loro sottratte automaticamente per ottenere un unico valore di $\mathbf{B}$, tale valore diviso per la distanza tra i sensori è il gradiente, $d\mathbf{B}/dz$.

I gradiometri possiedono alcune proprietà di interesse per la prospezione magnetica: in primo luogo rimuovono automaticamente la componente regionale del campo magnetico, provvedendo una migliore definizione di anomalie superficiali.

Le variazioni temporali del campo geomagnetico vengono completamente rimosse poiché esse contribuiscono nella stessa misura su entrambi i sensori, ovvero il loro effetto è identico sulle due misure e quindi viene rimosso con la loro reciproca differenza. Un'anomalia superficiale determina invece un segnale maggiore sul sensore inferiore rispetto a quello superiore.

Tuttavia, rispetto alle prospezioni di campo totale, la configurazione gradiometrica richiede più precauzioni da parte dell'operatore:

- Durante il campionamento del gradiente verticale i sensori devono essere mantenuti perfettamente verticali.
- La presenza di materiale ferromagnetico sull'operatore ha una maggiore influenza rispetto alle prospezioni in campo totale e quindi tali materiali devono essere completamente rimossi.

La condizione più importante è predisporre una spaziatura tra i sensori, dz , piccola rispetto alla distanza dalla sorgente dell'anomalia investigata; in questo modo il secondo sensore non percepisce la presenza del dipolo, e la misura è allora la stessa che si otterrebbe in campo totale con correzione differenziale.

Altro fattore da tenere in considerazione è la scelta della distanza sensore-superficie, infatti:

- un sensore troppo basso sarebbe influenzato dalle irregolarità della superficie e risulterebbe particolarmente sensibile alla magnetizzazione del suolo superficiale;
- un sensore troppo alto non sarebbe in grado di cogliere le caratteristiche più deboli dell'anomalia.

La figura 1.3.11.1 mostra la variazione dell'intensità dell'anomalia per varie altezze del sensore, in caso di sorgente che genera un'anomalia particolarmente intensa:

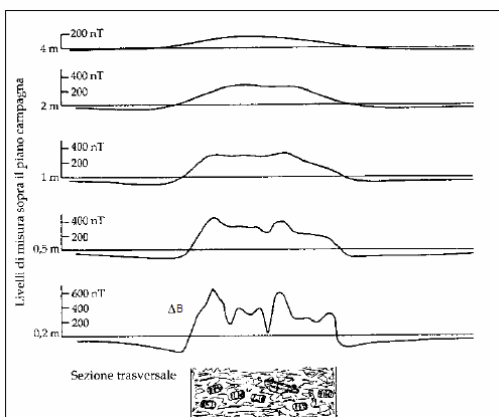


Figura 1.3.11.1: Variazione dell'intensità e della forma dell'anomalia per 5 differenti distanze del sensore dal piano di campagna, si noti la complessità dell'anomalia nel caso di un sensore posizionato a 0.2 m dalla superficie.

Si è già accennato al fatto che il gradiometro rimuove automaticamente la componente regionale ed incrementa la risoluzione delle anomalie superficiali. Le anomalie vengono meglio risolte separando, ad es., l'anomalia proveniente da due differenti margini di una sorgente in due o più discrete anomalie. La figura. 1.3.11.2 schematizza il concetto:

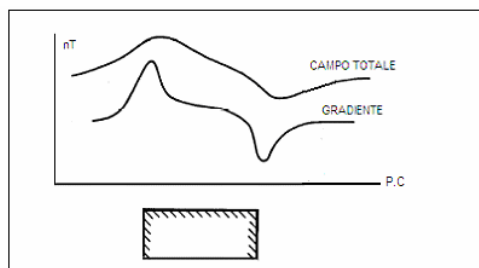


Figura 1.3.11.2: profilo magnetico di campo totale e di gradiente. Si noti la maggiore risoluzione del gradiometro in corrispondenza dei bordi della struttura.

<i>GRADIENTE</i>	<i>CAMPO TOTALE</i>
<i>Vantaggi</i>	
Eliminazione della componente regionale del campo magnetico.	Maggiore profondità d'investigazione
Correzione automatica delle fluttuazioni del campo magnetico.	Non richiede alcun livellamento
Ottima risoluzione delle anomalie superficiali.	Minore sensibilità al magnetismo dell'operatore ed al noise superficiale
<i>Svantaggi</i>	
Limitata profondità di investigazione.	Correzione delle fluttuazioni del CMT.
Richiede maggiore attenzione in fatto di magnetismo dell'operatore.	Minore risoluzione delle anomalie
Errori di livellazione verticale.	Non elimina le componenti regionali.
Maggiore sensibilità a <i>noise</i> superficiale	

Tabella 5 : Confronto tra gradiometro e sensore in campo totale.

1.4 ELETTROMAGHETISMO: PRINCIPI DI BASE E TIPOLOGIE D'INDAGINE.

1.4.1 Principi del metodo

I metodi EM usano la risposta del terreno alla propagazione di un'onda elettromagnetica incidente costituita da due componenti ortogonali: campo elettrico (E) e campo magnetico (H) che si propagano in piani ortogonali alla direzione di movimento.

Il campo di frequenze della radiazione elettromagnetica è molto ampio, da pochi Hz a diversi GHz. Di solito le frequenze del campo primario sono di poche migliaia di Hz, la lunghezza d'onda del segnale quindi è dell'ordine dei 10-100 km, sempre al di sopra della distanza trasmettitore-ricevitore, quindi eventuali fenomeni di attenuazione possono essere trascurati.

In generale una bobina trasmittente è usata per generare un campo primario che si propaga in aria e nel terreno. Quando la radiazione EM viaggia attraverso i mezzi sub-superficiali viene leggermente modificata rispetto alla parte che viaggia in aria.

Se un mezzo conduttivo è presente all'interno del terreno, la componente magnetica delle onde incidenti induce delle correnti alternate (eddy currents) all'interno del conduttore. Queste correnti generano a loro volta un campo magnetico, detto secondario, che viene rilevato dal ricevitore (fig. 1.4.1.1).

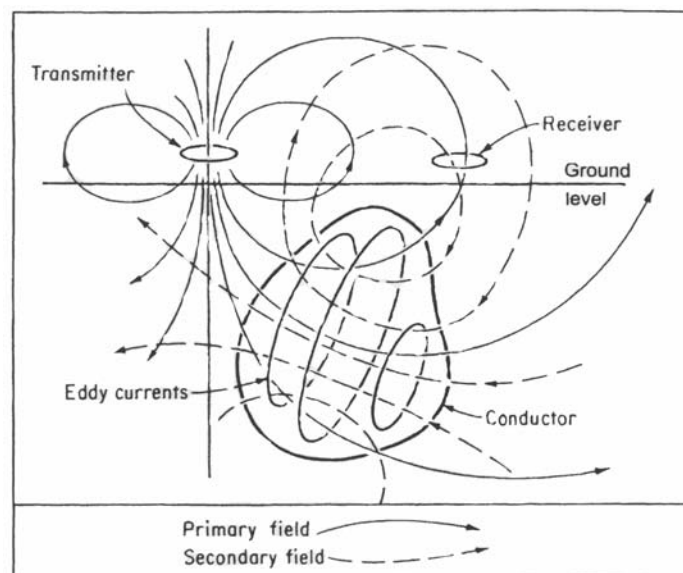


Figura 1.4.1.1: Schematizzazione dei principi del metodo EM.

Il ricevitore capta anche il campo primario che viaggia in aria quindi la misura che si ottiene è una combinazione dei due diversi campi. Di conseguenza il modulo di risposta

differirà sia in fase che in ampiezza dal campo primario indotto. Il grado con cui queste componenti differiscono riesce a fornire importanti informazioni sulla geometria, la dimensione e le proprietà dielettriche del corpo che genera il campo secondario.

E' utile immaginare il terreno da investigare come se fosse composto da 3 elementi: uno resistivo, uno capacitivo e uno induttivo come schematizzato nella figura 1.4.1.2.

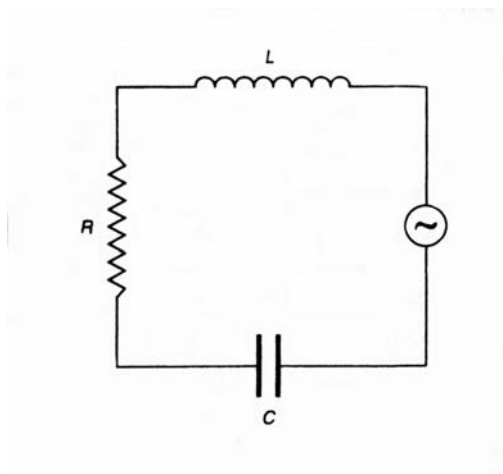


Figura 1.4.1.2: Schema elettrico di un terreno

La tensione alternata applicata ha la forma di una sinusoide con una frequenza angolare $2\pi f$ ed ampiezza E_0 che varia in funzione del tempo.

Nelle indagini EM il campo magnetico primario (P) applicato è in fase con il suo campo elettrico (E), conseguentemente la forma dell'onda magnetica è

$$P = H_0 \sin(\omega t) \quad \text{dove } H_0 \text{ è il picco massimo di ampiezza dell'onda.}$$

La tensione indotta in un corpo conduttore perfetto come risultato dell'incidenza di un campo magnetico primario, risulta sfasata rispetto al precedente di $\pi/2$.

In accordo con la legge di Faraday sull'induzione magnetica, l'entità della tensione indotta è proporzionale alla velocità di variazione del campo magnetico primario; è nulla quando il campo magnetico è al suo massimo o al suo minimo.

Le correnti indotte nel corpo conduttore risultano sfasate rispetto al campo primario di una quantità α ; la circolazione di queste correnti genera a sua volta un campo risultante sfasato di una quantità Φ rispetto al campo primario. Le relazioni tra il campo magnetico primario, il secondario e la risultante tra i due sono riportate in figura 1.4.1.3.

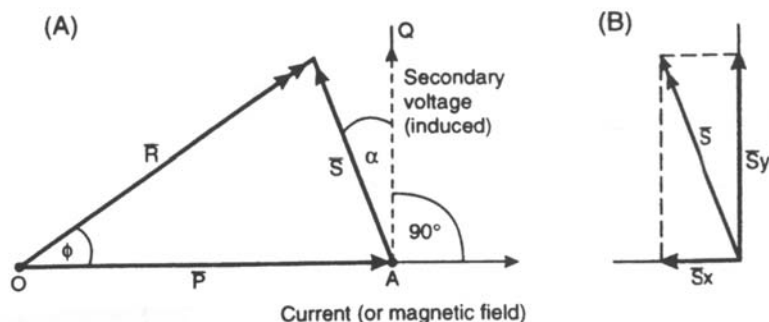


Figura 1.4.1.3: Relazioni tra il campo magnetico primario, il secondario e la risultante tra i due

La parte reale (o in-fase) e la parte immaginaria (non in-fase o in quadratura) sono mostrate in figura 1.4.1.3; la risultante R tra il campo primario e il secondario è la grandezza che si misura sul campo.

Profondità di penetrazione

Di primaria importanza nelle indagini EM sono alcune considerazioni sulla profondità di penetrazione del segnale e sulla risoluzione in funzione della profondità.

In un mezzo isotropo ideale la propagazione del segnale potrebbe considerarsi virtualmente illimitata mentre è pratica comune che spesso, in relazione all'elevata conducibilità degli strati superficiali del terreno, la penetrazione sia molto limitata.

Come è noto, infatti, la profondità di penetrazione è funzione sia delle frequenza del segnale che delle proprietà elettriche dei mezzi indagati.

La penetrazione raggiunta dipende da vari fattori tra cui la conduttività del terreno, la distanza tra le bobine, la direzione del campo primario (direzione del dipolo trasmettitore) e la sua frequenza. Esistono numerosi strumenti EM le cui profondità di investigazione variano da 0.5 a 30 metri. L'uso di tre o più bobine, utilizzate con diverse separazioni e diverse direzioni dei dipoli e a diverse frequenze rendono possibile una valutazione quantitativa della profondità dei singoli strati conduttivi. In questo caso si parla di sondaggio verticale elettromagnetico.

Metodi di interpretazione

I dati elettromagnetici possono essere analizzati in modi diversi, a seconda fondamentalmente del modo in cui sono stati acquisiti sul campo.

Un errore tipico che si commette spesso nell'interpretazione dei dati è considerare che un target sepolto produca un solo picco; in realtà i picchi sono due uno positivo e uno negativo, e si trovano spaziati tra di loro ad una distanza pari all'interdistanza tra le due bobine.

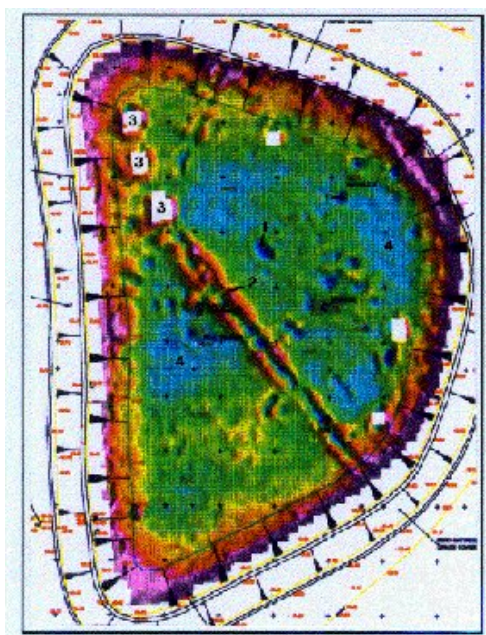
Se la spaziatura tra i sensori è elevata si può correre il rischio di non rilevare alcuni target di dimensioni ridotte quindi l'interdistanza tra le bobine è molto importante quando si progetta un indagine e soprattutto quando si valutano le dimensioni degli oggetti da rilevare.

Anche l'orientazione dei dipoli può influenzare, come vedremo meglio in seguito, sia la forma dell'anomalia rilevata sia la possibilità di individuare o meno un determinato oggetto nel terreno.

I risultati dei rilievi vengono in genere rappresentati sotto forma di mappa con colori convenzionali, o come isolinee. Il programma di *gridding* suddivide l'area in un serie di "celle" e crea una superficie artificiale a partire dai dati. Il valore assegnato ad ogni cella coincide con quello della misura del punto più vicino. Ad ogni cella viene quindi associato un colore dipendente dal valore calcolato.

I conduttori sotterranei in genere appaiono sotto forma di anomalie complesse poiché la forma dell'anomalia dipende dall'orientamento relativo dei dipoli (trasmettitore e ricevitore) e del conduttore sotterraneo. E' questo orientamento che governa l'ampiezza e la direzione dell'accoppiamento tra il conduttore e il campo primario.

Ad esempio, elementi lineari come condutture o faglie possono apparire sia come un unico massimo lineare sia come un minimo fiancheggiato da due massimi di ampiezza minore, a seconda se l'orientamento dell'asse delle bobine è parallelo o perpendicolare alla direzione del conduttore.



La figura 1.4.1.4, riportata a fianco, mostra i risultati di una indagine effettuata con profili elettromagnetici sulla base di una laguna. Il massimo lineare che attraversa il centro del sito con direzione NW-SE rappresenta una faglia. Quest'ultima interseca svariate anomalie circolari che sono state interpretate come inghiottitoi.

Figura 1.4.1.4: mappa elettromagnetica.

1.4.2 Tipologie di prospezione elettromagnetica

I metodi elettromagnetici, tra quelli geofisici, sono sicuramente quelli che presentano la maggior varietà di tipologie e strumentazioni.

Una particolarità di questi metodi è che sono molto legati alla nazione o all'area geografica in cui sono stati ideati e messi a punto; in diverse parti del mondo quindi troveremo metodi elettromagnetici differenti (Reynolds, 1997).

Il SIROTEM ad esempio è usato in prevalenza in Australia dove è stato sviluppato, il Turam invece è molto diffuso in Svezia mentre i sistemi Geonics Ltd, canadesi, sono diffusi soprattutto in Nord-America e in Europa. Si noti che questi ultimi prodotti sono quelli che hanno avuto una maggiore diffusione in quanto sono i più semplici da utilizzare e di facile trasporto, rendendo la Geonics Ltd *leader* di questo settore soprattutto in Europa.

Gli strumenti elettromagnetici hanno avuto un notevole incremento nel loro utilizzo grazie soprattutto alla disponibilità crescente di computer sempre più performanti e a prezzi ridotti che garantiscono un'elaborazione dei dati acquisiti molto efficace e in tempi contenuti.

Il campo di applicazione dei metodi EM è molto vario e dipende dalla metodologia utilizzata, in quanto le strumentazioni differiscono molto fra loro per risoluzione e profondità di indagine. Uno dei maggiori vantaggi di queste indagini è sicuramente il fatto che la misurazione avviene per "induzione" e quindi non è necessario nessun tipo di contatto diretto con il terreno in fase di acquisizione. Di conseguenza la velocità del rilievo è solitamente abbastanza elevata ed è possibile utilizzare queste strumentazioni su mezzi in movimento a terra, in acqua o in aria.

Come abbiamo già detto i metodi EM sono molti e quindi si rende necessaria una loro classificazione; una prima importante suddivisione riguarda la distinzione tra i metodi *Time-domain* (TEM) e quelli *Frequency-domain* (FEM). I metodi FEM impiegano una o più frequenze mentre i TEM operano in funzione del tempo.

I metodi EM possono essere sia attivi che passivi, utilizzando sorgenti naturali (magnetotellurica) o artificiali, in prossimità della zona d'intervento (metodi GCM), o sfruttando sorgenti remote ad alta potenza come i trasmettitori militari (sistemi VLF).

Altri metodi si distinguono in base alle dimensioni delle spire che fungono da trasmettitori e si dividono in "*small-loop*" (Slingram, GCM, Bolinden, etc.) e "*large loop*" (Sundberg, Turam, etc.).

Nei casi qui trattati sono stati impiegati sistemi “*small loop*”, ovvero dei dispositivi “*frequency-domain*” di solito composti da due piccole bobine, separate tra loro di una distanza da pochi metri. Queste bobine vengono spostate insieme lungo il profilo di misura mantenendo costante la distanza reciproca tra trasmettitore e ricevitore; in particolare è stata utilizzata una sottocategoria di questi strumenti, ovvero i GCM (*Ground Conductivity meters*).

Questa tipologia di strumenti può essere classificata anche tra gli strumenti a “sorgente-mobile” nel senso che durante la misura viene spostata sia la sorgente che il ricevitore e non solo quest’ultimo come avviene per altri sistemi.

1.4.2.1 Sistemi a sorgente mobile

I metodi elettromagnetici più usati nelle indagini geofisiche ingegneristiche ed ambientali sono quelli a doppia bobina e sorgente mobile (*dual-coils moving-source*).

Due bobine separate, collegate tra loro da un cavo, costituiscono la base dello strumento; una bobina serve da trasmettitore per generare il campo primario mentre l’altra funge da ricevitore.

La distanza tra le due bobine è mantenuta costante durante l’esecuzione della misura e sia la sorgente che il ricevitore sono spostati ad intervalli discreti lungo vari profili; come punto di riferimento della misura si considera il centro tra le due bobine.

I sistemi *dual-coils* possono misurare sia la componente in fase che in quadratura o soltanto quella in quadratura.

I sistemi GCM da noi utilizzati, realizzati dalla Geonics Ltd, consentono una lettura della componente in quadratura come conducibilità apparente in mS/m e della componente in fase in parti per mille.

Il rapporto tra l’interdistanza delle bobine (S) e lo *skin-depth* (d) è noto come **numero di induzione** (B). Se il numero di induzione B è molto minore di 1 allora il rapporto tra il campo secondario e il campo primario ai ricevitori è direttamente proporzionale alla conducibilità apparente (Mc Neill, 1980).

Un dispositivo GCM risponde alla composizione conduttiva di un terreno in modo diverso a seconda della sua orientazione e dell’orientazione delle due bobine dello strumento.

Si usano tipicamente due posizioni: bobine orizzontali con dipolo magnetico verticale (VMD) e bobine verticali con dipolo magnetico orizzontale (HMD).

Un orizzonte posto ad una profondità convenzionale z darà un contributo al campo secondario (H_s) che sarà dipendente dalla funzione di risposta (ϕ). La forma della funzione di risposta per i dipoli orizzontali o verticali cambia notevolmente.

Nel caso di dipolo magnetico verticale, quindi con bobine orizzontali, c'è un contributo quasi nullo della parte più superficiale di terreno indagato, quindi questa modalità non è adatta allo studio degli strati sub-superficiali. Il massimo contributo si ha per profondità normalizzate pari a $z = 0.4$, dove la z normalizzata è data dal rapporto tra la profondità reale e la distanza tra i sensori (fig. 1.4.1.5).

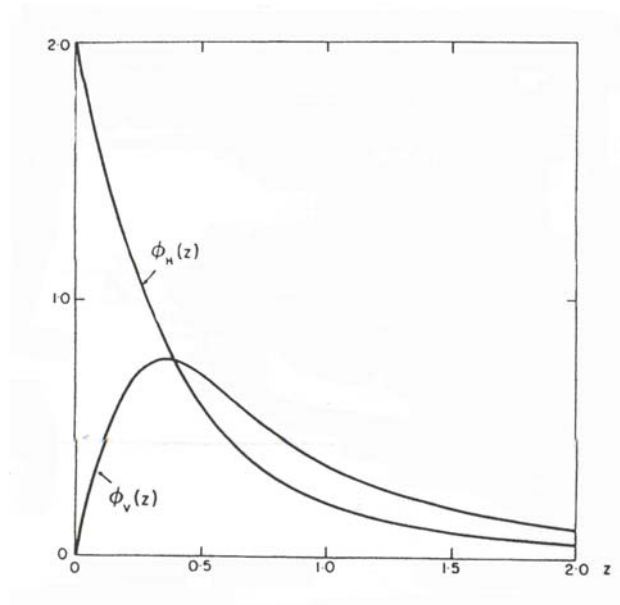


Figura 1.4.1.5: Funzione di risposta per dipoli orizzontali e verticali.

Al contrario, la risposta data dal dipolo orizzontale, quindi con bobine verticali, decresce con un massimo a partire dalla superficie. In questo caso il sistema sarà più sensibile alle strutture molto superficiali.

Si può calcolare il responso per ogni strato di terreno posto ad una certa profondità normalizzata Z e poi fare l'integrale di tutte le risposte per ottenere una funzione cumulativa ($R_{(Z)}$) nelle sue forme differenti per le configurazioni VMD e HMD.

1.4.3 Risoluzione e principali impieghi

Come per tutte le tecniche geofisiche la risoluzione ottenibile è un fattore di fondamentale importanza. Nel caso dei sistemi a doppia bobina un certo numero di fattori devono essere analizzati per garantire il successo di un'indagine elettromagnetica; questi sistemi infatti funzionano molto bene in terreni stratificati con un buon contrasto tra i vari orizzonti.

Comunque sia le tecniche EM presentano un progressivo incremento d'impiego nella geofisica ingegneristica e ambientale, anche al di fuori dei campi di impiego classici in condizioni ottimali.

Molto spesso infatti questi metodi sono utilizzati in contesti molto disturbati da strutture antropiche sepolte, sottoservizi e oggetti metallici, che sicuramente interferiscono sulla qualità del segnale registrato. Talvolta questi effetti di disturbo sono facilmente identificabili e possono essere eliminati dalla registrazione mediante opportuni filtraggi, altre volte questo non è possibile.

Se alcune situazioni di possibile disturbo sono poi note o evidenti già in fase di acquisizione, è possibile ridurre gli effetti del disturbo operando in modo opportuno e prendendo le adeguate precauzioni direttamente durante la fase di campagna.

Un'altra considerazione da fare per le misure *dual-coils* riguarda la posizione dell'oggetto sepolto che si vuole ricercare rispetto alla posizione dei sensori. A seconda che le due bobine si trovino in configurazione "*in-line*" (allineate lungo il profilo) o "*broadside*" (ortogonali al profilo di acquisizione), cambia la sensibilità nei confronti di oggetti che non si trovino esattamente lungo l'allineamento delle due bobine.

Un'altra notazione importante è che spesso la posizione dell'anomalia di conducibilità non corrisponde esattamente con l'ubicazione dell'oggetto che ha prodotto quell'anomalia. Questo effetto può portare all'erroneo posizionamento di oggetti sepolti e quindi, per essere più sicuri della corretta posizione (soprattutto di oggetti sensibili come tubazioni o cavidotti la cui posizione deve essere nota con la massima precisione possibile), può essere utile procedere alle misurazioni utilizzando il sistema nelle due configurazioni "*in-line*" e "*broadside*".

Gli impieghi tipici di questo metodo EM sono la ricerca di giacimenti minerari, lo studio sugli acquiferi, la localizzazione di masse di ghiaccio in zone interessate da permafrost, la ricerca di cavità sotterranee e la mappatura di inquinanti nel terreno.

CAPITOLO 2

ANALISI E RAPPRESENTAZIONE DEL DATO GEOFISICO

Analizziamo ora quali sono le più comuni tecniche di elaborazione dei dati acquisiti in campagna e come questi valori possano essere convenientemente utilizzati rendendoli facilmente fruibili anche ad un pubblico di non addetti ai lavori.

E' fondamentale, infatti, rendere il dato geofisico il più comprensibile possibile in modo da agevolarne l'interpretazione; per fare ciò negli ultimi anni si è molto lavorato sulle tecniche di analisi e di rappresentazione del dato, puntando spesso anche su visualizzazioni 2D e 3D, aiutati in questo dalle sempre crescenti prestazioni dei calcolatori anche in fasce prezzo abbastanza accessibili.

Verranno quindi illustrate le tecniche più usate, ed in particolare quelle applicate ai dati acquisiti in questo dottorato, suddivise per metodologia per rendere più chiara la trattazione.

2.1 GEORADAR

Il segnale radar è per molti aspetti simile al segnale di origine sismica, essendo entrambi caratterizzati da una propagazione per treni d'onda: nel primo caso le onde sono di tipo elettromagnetico, nel secondo di tipo elastico. Dal punto di vista dell'applicazione di operatori matematici non ci sono particolari differenze, e questo giustifica il motivo per cui ad entrambi i fenomeni sono applicabili i medesimi *software* con le dovute precauzioni e distinguo.

La sismica si avvale da molti anni di enormi finanziamenti, messi a disposizione soprattutto dalle grandi compagnie petrolifere per rendere più efficiente l'individuazione e la valutazione del potenziale di giacimenti d'idrocarburi. Di conseguenza, l'offerta commerciale di *software* atti a questo tipo di applicazioni è abbastanza vasta.

Il dipartimento di Geoscienze di Padova dispone del software CWP-SU, ideato nel 1983 da J. K. Cohen e S. Ronen con l'obiettivo di creare un ambiente per l'elaborazione di dati sismici scritto nel linguaggio C, basato sul linguaggio Unix. Il software è fornito gratuitamente dal CWP (*Center for Wave Phenomena*) della *Colorado School of Mines* (Usa); con frequenza circa semestrale vengono poi messi a disposizione gli aggiornamenti dei codici, rendendo il software idoneo ad eseguire

particolari operazioni richieste dagli utenti. Espandibilità e flessibilità sono le caratteristiche principali di SU, riprendendo quelle del linguaggio Unix.

CWP-SU è costituito da un insieme di *routines*, che consistono in sequenze di istruzioni di programmazione con compiti specifici ben definiti: tali sequenze vengono richiamate nel loro insieme ogni qualvolta debbano essere ripetute iterativamente.

Inoltre CWP-SU offre la possibilità di elaborare linguaggi per *shells*, intese come insieme di istruzioni di base che consentono di alleggerire la mole di lavoro che grava sull'operatore, soprattutto quando deve trattare un numero cospicuo di *records*. Nel corso di questo dottorato, e già prima durante la tesi di laurea, sono state create *shell* che hanno permesso di gestire dati provenienti da rilievi anche molto diversi. Questo significa poter disporre di mini-programmi dotati di grande versatilità, che offrono tempi di elaborazione dei dati molto ridotti, offrendo la possibilità di cambiare in modo veloce e semplice i parametri richiesti e applicare il processo a tutte le sezioni radar con un solo "invio".

Oltre ai vantaggi citati, l'utilizzo delle *shells* diventa fondamentale anche in casi di applicazione di processi che richiedono tempi di elaborazione dei dati di alcuni giorni, in cui, grazie a questi strumenti, la presenza dell'operatore diventa superflua. Di seguito vengono descritte le caratteristiche di alcune *shells* create in questi anni:

- ***zsumkimage***: consente il monitoraggio dei profili evidenziando i marks, per poter effettuare un controllo su presenza e posizione degli stessi;
- ***zslice***: crea sezioni orizzontali (*slices*) a varie profondità, espresse in nanosecondi; inoltre c'è la possibilità di trasporre le coordinate per orientare il rilievo in modo coincidente al reale. Questa *shell* esegue anche lo *stacking* verticale dei campioni, potendo scegliere quanti campioni, presenti su piani diversi, si vogliono sommare, in modo da dar maggior risalto a segnali che rappresentano strutture a sviluppo verticale o per far meglio risaltare strutture inclinate proiettandole su uno stesso piano;
- ***zfgroup***: consente la composizione sequenziale di differenti *files*. E' inoltre possibile unire *files* di lunghezza diversa aggiungendo in automatico il numero necessario di tracce ai profili più corti, per portarli tutti alla lunghezza del profilo più lungo: condizione necessaria è che i profili partano tutti da uno stesso punto di riferimento per

evitare dislocazioni reciproche tra gli stessi. All'interno di questa *shell* c'è anche la possibilità di unire i *files* con ordine inverso;

- ***zproc***: processa i dati rimuovendo la media, filtrando in frequenza ed applicando il guadagno: all'interno degli ultimi due comandi si variano i parametri, all'interno dell'ultimo anche il tipo di guadagno da applicare;
- ***zmig1***: consente di applicare la migrazione ad uno stesso *file* ma a velocità diverse, differenziate da incrementi costanti; il *file* d'uscita è nominato con la velocità applicata: l'obiettivo di tale *shell* consiste nel creare un "pannello di migrazione" in modo da poter stimare la velocità più appropriata da usare nella migrazione.
- ***zsuop***: permette sia di normalizzare le tracce di tutti i file con fattore di normalizzazione pari a uno, sia di calcolare il quadrato delle ampiezze, in funzione dell'istruzione che s'inserisce.
- ***zsupef*** : attua la deconvoluzione del segnale ai *files*; tramite inserimento i valori di *minlag* e *maxlag* che verranno illustrati più avanti.

2.1.1 Amira

Amira è un originale sistema di visualizzazione e modellazione di immagini 3D, sviluppato presso lo ZIB (Zuse Institute of Berlin), un dipartimento specializzato nelle visualizzazioni scientifiche. Da alcuni anni è distribuito in esclusiva mondiale dalla TGS, rappresentando uno degli strumenti più efficaci nella visualizzazione tridimensionale.

Il software offre nuove e interessanti opportunità per tutti i settori in cui si devono rappresentare in 3D notevoli quantità di dati. Esso trova applicazioni tipiche nel campo dell'ingegneria, delle scienze, della medicina e in tutti quegli ambiti in cui sia necessario visualizzare e animare i risultati. Anche se installato su supporti hardware di medie prestazioni, i tempi di visualizzazione sono veloci e, considerando il rapporto costo/prestazioni, il risultato è ottimo.

I principali settori di applicazione di Amira sono:

- simulazioni numeriche, ad es. l'analisi ad elementi finiti;
- calcoli nella dinamica dei fluidi;
- crash-test, analisi e simulazioni;

- analisi strutturali;
- scienze dei materiali;
- esplorazioni per ricerche di idrocarburi e geoscienze;
- ambiente, energia, oceani e atmosfera.

Il programma è fornito di un completo insieme di strumenti che offrono la possibilità di applicare una vasta gamma di algoritmi su dati di vario formato.

In tempi veloci si possono visualizzare contemporaneamente e con qualsiasi orientazione varie sezioni, ritagliare parte dei dati di partenza per focalizzare l'attenzione su particolari e quindi lavorare con una mole di dati molto minore.

Il programma offre anche un insieme di opzioni di trattamento delle immagini mediante varie operazioni di filtraggio e ricampionamento. E ancora:

- interpretazioni di superfici con la creazione di iso-superfici;
- disponibilità di vari stili di rappresentazione e di abbinamenti di colore al fine di ottenere visualizzazioni più chiare;
- interpretazione di volumi mediante una diretta visualizzazione di immagini 3D tramite modelli basati sull'emissione e sull'assorbimento della luce;
- segmentazione delle immagini, utile per identificare e distinguere differenti materiali, strutture o livelli del terreno; è possibile vedere dentro l'oggetto analizzato;
- navigazione libera attorno e attraverso gli oggetti ricostruiti;
- analisi dei dati, indagare, misurare, conteggiare e altri moduli statistici che permettono di quantificare densità, volumi, aree, etc.

2.1.2 Trattamento dei dati

Nei siti investigati l'elaborazione dei dati ha avuto l'obiettivo di far emergere nel modo più evidente possibile elementi di carattere archeologico di forma, ubicazione e profondità ignote. Come già detto in precedenza, l'operatore prima dell'inizio del rilievo, in base a vari elementi, formula alcune ipotesi sulle caratteristiche del *target* utili a consentirne la migliore rilevazione. La fase di acquisizione dati è dunque fondamentale, tenendo presente che il successivo trattamento consente solo di ottimizzare il dato: se il segnale registrato è di buona qualità, si possono raggiungere ottimi risultati, se invece le scelte fatte in campagna non sono corrette (ad esempio un

passo di campionamento errato –*aliasing*– o un’antenna di lunghezza d’onda non appropriata), sarà quasi impossibile ottenere dei risultati finali significativi.

Strumenti informatici

L’efficacia di un processo di trattamento applicato ad una notevole mole di dati dipende in modo fondamentale dalle caratteristiche dell’*hardware* disponibile. In questa occasione si è utilizzata una *Workstation Unix Sun Ultrasparc 60*, dotata di processore *Risc* a 450 MHz e con 2GB di *RAM*. Nel *processing* di quantità robuste di dati è fondamentale disporre di una *RAM* di capacità elevate per poter effettuare sia operazioni che visualizzazioni grafiche tridimensionali in tempi accettabili.

2.1.3 Tecniche di elaborazione

L’elaborazione dei dati ha il fine primario di massimizzare il rapporto segnale/rumore, in modo da agevolare il riconoscimento delle anomalie. Essa si articola in vari momenti ognuno dei quali richiede attenzione e senso critico all’atto dell’interpretazione del processo applicato.

Per i dati radar un preciso calcolo della profondità o dello spessore delle strutture è, come già ricordato, un’operazione molto delicata. Più che altro, è utile l’esperienza dell’operatore, il quale può solo arrivare a formulare delle ipotesi. Resta comunque il fatto che in fase di rilievo è ottenibile una precisione notevole sul piano *xy*, e se a ciò si abbina una buona approssimazione nella direzione della profondità, il risultato sarà in ogni caso più accettabile.

Non va dimenticato, infatti, che il segnale radar rappresenta un dato ostico da interpretare, in quanto risultato finale di un insieme di operazioni in cui sono coinvolte numerose variabili, sia di carattere strumentale che del mezzo attraversato. Inoltre, com’è noto, i risultati migliori in termini di evidenza derivano da elevati contrasti fra i valori delle impedenze dei mezzi attraversati. La qualità finale della ricostruzione tridimensionale è sempre quindi proporzionale al contrasto di impedenza tra target e mezzo incassante. Di seguito sono presentati alcuni radargrammi elaborati, relativi a strutture anomale presenti nel sottosuolo.

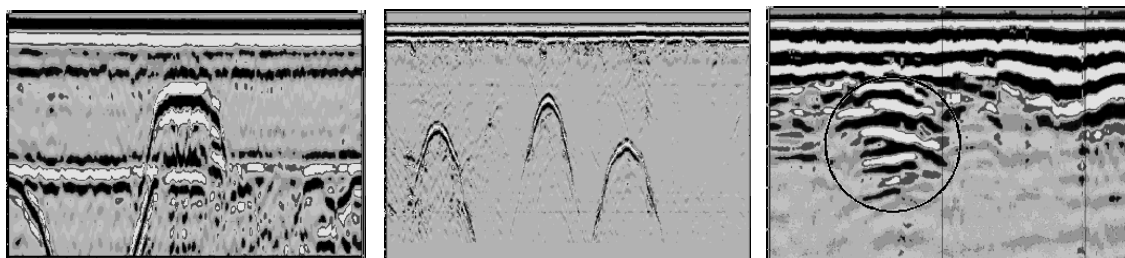


Fig. 2.1.3.1 : Anomalie conseguenti alla presenza di un muro (a sinistra) e a tubazioni interrante (al centro) e ad una cavità con aria (a destra)

Le fonti di disturbo da rimuovere dal segnale radar sono molteplici; le più evidenti sono il *ringing* (fenomeno di risonanza dell'antenna), lo *scattering/focusing* (originato dalla presenza di eterogeneità nel terreno con conseguenti riflessioni casuali in tutte le direzioni) e le riflessioni multiple (che si creano soprattutto in presenza di stratificazioni del terreno).

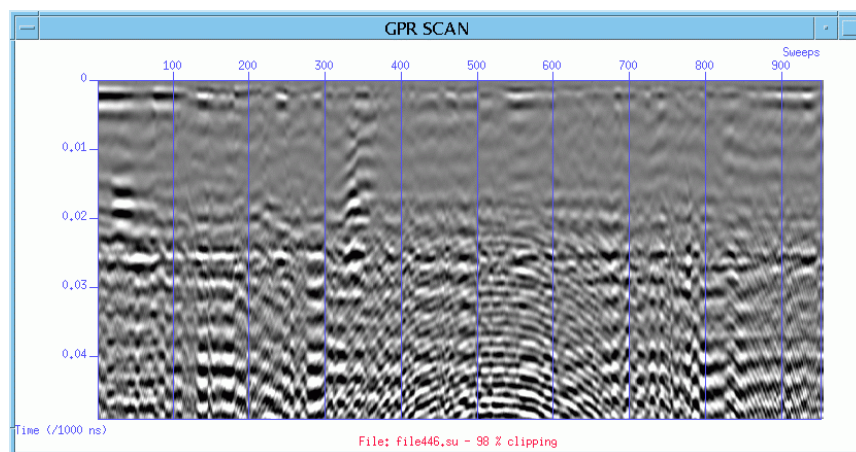


Fig. 2.1.3.2 – Esempio di rumore EM in alta frequenza attribuibile ad una sorgente di disturbo nella parte centrale inferiore della registrazione.

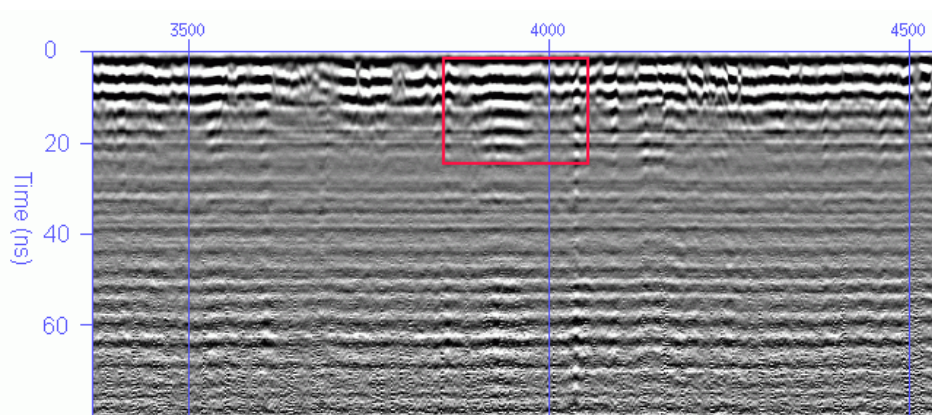


Fig. 2.1.3.3 – Esempio di forti riverberazioni, più evidenti nell'area contornata dal rettangolo

Fin dall'inizio, si è data maggior importanza alla sperimentazione del maggior numero di tecniche finalizzate al trattamento dati di qualsiasi tipo di rilievo (tra l'altro si

sono presi in esame radargrammi registrati anche in altri siti), piuttosto che limitarsi a quelle che si sarebbero dimostrate efficaci per i nostri specifici casi.

Di seguito verranno quindi descritte le principali procedure disponibili, rimandando ad un secondo tempo l'illustrazione di quelle applicate al sito studiato.

Conversione di formato

Dopo l'acquisizione su campo, i dati vengono trasferiti alla memoria interna del PC, ove i dati vengono acquisiti nel formato macchina *dzt*, tipico dei sistemi GSSI, che dovrà essere convertito in un formato supportato dal codice di calcolo usato, nel nostro caso *Seismic Unix*.

Durante la conversione è anche possibile aggiungere per ogni singolo profilo una parte di *header*, un'etichetta in cui vengono memorizzati i *settaggi* strumentali del rilievo: dimensioni dei *files*, numero di campioni, eventuali guadagni usati, fondo scala, etc (Fig. 2.1.3.4).

Fig. 2.1.3.4 - Esempio di *header* di un profilo

Controllo dei marks

Il primo controllo che si effettua dopo aver convertito i *files*, consiste nel verificare il numero dei *marks* e il loro corretto posizionamento lungo tutti i profili. Se questi sono contraddistinti da una lunghezza costante, essi dovranno presentare un ugual numero di *marks*, delimitanti un numero identico di tracce. Può infatti accadere che durante un

rilievo venga omesso un *mark* e quindi, se in fase di *processing* non ne viene rilevata la mancanza, al momento della correlazione tra profili si avrebbe uno sfasamento spaziale che influenzerebbe l'interpretazione.

Il controllo dei *marks* risulta ancora più delicato quando si deve ricorrere a “cuciture” di file interrotti per cause di forza maggiore, (esempio presenza di ostacoli immobili), o all'inserimento di tracce fittizie per poter inserire il profilo in una posizione relativa corretta.

Normalizzazione spaziale

Verificato il numero dei *marks*, si procede con la normalizzazione dei *files*, operazione che ha lo scopo di rendere i profili indipendenti dalle inevitabili variazioni di velocità dell'operatore durante il rilievo, e di sopperire alle imprecisioni nell'inserimento dei *marks*. Mediante questa operazione, nello spazio compreso fra ogni coppia di *marks* viene mantenuto un numero costante di tracce. Nel nostro caso, (un *mark* per ogni metro di profilo), si è ritenuto conveniente normalizzare i dati a 100 tracce per metro, cosicché lo spazio tra due tracce consecutive corrisponde a un centimetro. Questa operazione consente una più precisa localizzazione delle anomalie sulle *slices*.

Applicazione del guadagno

Quando il segnale s'accoppia al terreno subisce una diminuzione sensibile dell'energia per effetto della forte riflessione all'interfaccia aria-suolo, consentendo una minor visibilità delle riflessioni più profonde. Per effetto di ciò, si può verificare il caso in cui due *targets*, di caratteristiche morfologiche simili, ma posti a profondità diverse, generino anomalie assai differenti a causa dell'attenuazione geometrica cui va soggetto il segnale.

È quindi necessario applicare, già in fase di acquisizione dati, una curva di guadagno che compensi al meglio la curva di attenuazione del segnale. Questo è il solo modo per ottenere un bilanciamento verticale delle ampiezze dell'intera sezione, e quindi una risposta indipendente dalla profondità. Si tratta probabilmente dell'operazione più delicata e che richiede più tempo ed esperienza tra tutti i processi a cui vanno soggetti i dati. Bisogna inoltre ricordare che l'applicazione del guadagno risulta utile nell'analisi di sezioni radar e in ricostruzioni tridimensionali, mentre è priva di significato nella presentazione delle *slices*.

Le tipologie di guadagno considerate sono state tre, ognuna applicata con diversi parametri. Le differenze tra le varie metodologie sono di tipo matematico: in questo

caso sono stati utilizzati i metodi di guadagno lineare, guadagno esponenziale *tpow* e il classico *AGC* (*Automatic Gain Control*).

- **Guadagno lineare:** consiste nell'aggiungere ad ogni valore di ampiezza registrato nella traccia un valore crescente e lineare i cui valori minimo e massimo sono scelti dall'operatore. A seconda di questi due valori, la retta di guadagno presenterà un'inclinazione diversa, e, conseguentemente, risposte delle anomalie diverse in funzione della profondità.
- **Guadagno esponenziale:** in questo caso la curva di guadagno non sarà più una retta ma una curva esponenziale e il parametro da selezionare è proprio l'esponente, esprimibile anche in forma decimale.
- **AGC:** l'operatore sceglie una finestra temporale espressa in nanosecondi, su cui viene calcolata la media dei valori delle ampiezze dei singoli campioni; il valore conseguente viene diviso per la media derivante da tutti i valori della traccia; il risultato finale viene applicato al primo campione e la procedura viene iterata con *shifts* successivi di un campione fino alla fine della registrazione. In questo caso il parametro critico è la dimensione della finestra, che deve rappresentare un buon compromesso tra un risultato finale eccessivamente attenuato o eccessivamente esaltato.

Rimozione della media

Si tratta di un'operazione finalizzata a rimuovere componenti del segnale che rimangono costanti lungo tutto il profilo, e quindi a dare maggiore risalto alle anomalie laterali.

Un fenomeno che normalmente si presenta con una certa ripetitività lungo tutto il profilo è il *banding* strumentale, derivante da riflessioni multiple generate sull'interfaccia aria-suolo e all'interno della calotta di schermatura dell'antenna.

Seismic Unix mette a disposizione vari codici per il calcolo e la rimozione della media, ognuno caratterizzato da diversi algoritmi. Il codice impiegato in questa occasione prende in considerazione una singola traccia, calcola la media nel suo intervallo e sottrae il valore medio solo in quella determinata traccia. Il processo si

ripete per ogni traccia e l'abilità dell'operatore sta nell'applicare una finestra di calcolo appropriata in modo che non si verifichi né una rimozione esagerata togliendo informazioni importanti, né una rimozione inefficace, eliminando troppo pochi elementi.

Filtraggio in frequenza

Ogni segnale naturale e periodico può essere considerato un insieme di onde sinusoidali (armoniche); passando dal dominio del tempo a quello delle frequenze, mediante trasformazione di Fourier, si ottiene lo spettro del segnale.

L'operazione di filtraggio consente di eliminare una o più componenti del segnale, tramite un'operazione di convoluzione, sovrapponendo lo spettro delle frequenze che il filtro lascia passare allo spettro del segnale originale ed evidenziando così le frequenze più significative. Esistono vari tipi di filtri: i più semplici e i più usati sono il passa-alto, il passa-basso e il passa-banda.

Un altro aspetto da considerare è che il troncamento netto di un segnale comporta sempre effetti indesiderati; tale inconveniente viene superato applicando dei filtri con una banda di transizione al fine di avere un troncamento meno ripido, con lo svantaggio secondario di ritrovare alcune frequenze che s'intendeva eliminare.

Deconvoluzione

Com'è noto, un segnale può essere rappresentato nel dominio dello spazio, del tempo o della frequenza. Al diminuire della durata temporale dell'impulso la corrispondente larghezza della banda spettrale si amplia fino a giungere al caso di un solo ciclo temporale e della corrispondente banda larga come accade per il georadar (Fig.2.1.3.5c).

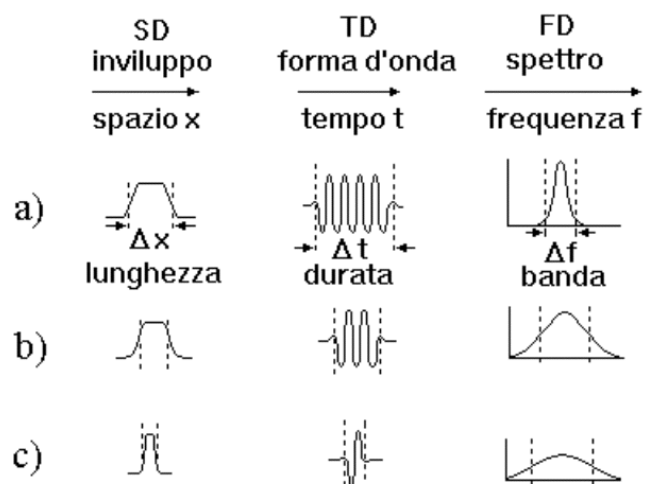


Fig. 2.1.3.5 – Rappresentazioni diverse di un segnale.

Il segnale emesso dallo strumento è assimilabile ad un impulso di durata temporale infinitesimale e con uno spettro di frequenze molto largo. Nel momento in cui esso penetra nel terreno perde energia, le caratteristiche spettrali variano, e il segnale riflesso ha una lunghezza d'onda maggiore. La deconvoluzione permette di risolvere due problematiche:

- ripristinare le caratteristiche spettrali del segnale, recuperando le frequenze che sono state disperse o attenuate nell'attraversare il mezzo, aumentando quindi la larghezza di banda e riducendo la durata temporale del segnale; in realtà il segnale immesso nel terreno non è perfettamente noto, violando una delle assunzioni teoriche.
- inoltre lo stesso segnale introdotto nel terreno, a causa delle differenze di impedenza tra strato e strato, genera delle riflessioni multiple che giungono in superficie ad intervalli regolari: tali variazioni d'ampiezza dovute allo stesso segnale vanno eliminate.

Questi due obiettivi si raggiungono introducendo 2 parametri all'interno del codice di calcolo:

- nel primo caso si deve valutare il cosiddetto *minlag*, o “fattore di compressione”, finalizzato a riportare il segnale il più possibile alla forma iniziale;
- nel secondo si deve invece valutare il *maxlag*, che consiste nella stima della distanza predittiva attraverso tecniche di autocorrelazione del segnale che evidenziano eventuali periodicità. L'autocorrelazione si effettua mediante un codice che, *shiftando* reciprocamente le tracce, mette in evidenza eventuali analogie di successioni di valori positivi e negativi tra tracce diverse. Il valore della periodicità coincide con quello da attribuire alla distanza predittiva. Tanto più lunga è la serie temporale considerata, migliore è l'accuratezza dei risultati, anche se è necessario un tempo maggiore per l'elaborazione dei dati.

In letteratura esistono diversi tipi di deconvoluzione: il più usato è l'algoritmo “predittivo” sviluppato da K. L. Peacock e S. Tritel (1967), che prevede l'estrapolazione di una serie di valori futuri basandosi sui dati acquisiti: avendo una serie di dati, l'algoritmo calcola il valore che avrebbe il segnale dopo un tempo q , definito come distanza predittiva o

lag. La serie di valori così calcolata viene poi sottratta ai dati acquisiti e si ottiene quindi l'eliminazione di quelle riflessioni che si ripetono uguali a se stesse ad una distanza costante, come avviene nelle multiple (Yilmaz, 2001).

Migrazione

Sia nei profili sismici, quanto nelle sezioni radar, le strutture presenti nel sottosuolo appaiono di forma assai diversa dalle reali geometrie.

La netta differenza tra l'immagine dell'oggetto prodotta dal radar e la morfologia reale dipende dal sistema di ricezione dell'onda riflessa, che, per la forma a cono del fascio di onde irradiato nel sottosuolo, riesce a cogliere la presenza di corpi anomali sia prima sia dopo il passaggio sulla loro verticale, generando delle iperboli di riflessione. Si può quindi dire che un oggetto riflette alla superficie un segnale sia prima, che durante e dopo il suo attraversamento da parte dell'onda radar.

Tali iperboli sono tipiche soprattutto di oggetti puntiformi o cilindrici, soprattutto se posti in direzione perpendicolare rispetto a quella del profilo. Nel caso di rilievi unidirezionali saranno visibili solamente in 2D, mentre assumeranno forma tridimensionale (a campana), nel caso di rilievi a maglia quadrata. L'apice di tale iperbole indica la reale posizione dell'oggetto.

Il processo della migrazione è finalizzato a far collassare la curva nella zona apicale facendo in modo che la risposta del segnale sia assimilabile ad un fascio di onde ad incidenza solamente verticale.

Affinché la migrazione si riveli uno strumento efficace per il miglioramento del segnale, dev'esser nota la velocità di propagazione delle onde elettromagnetiche nel sottosuolo oggetto di studio.

Tale velocità si può ricavare per via diretta o indiretta:

- nel primo caso, disponendo di un sistema bistatico e in presenza di un riflettore orizzontale, le antenne vengono progressivamente allontanate fra loro emettendo impulsi che verranno registrati con tempi via via sempre maggiori: quindi conoscendo il $\Delta x/\Delta t$ si può facilmente risalire alla velocità media di propagazione;
- per via indiretta, invece, si sfrutta il processo della migrazione attraverso la curvatura degli iperboli di riflessione finché la curva, subendo la migrazione, non collassa esattamente nel punto apicale.

L'algoritmo che consente il calcolo automatico della migrazione opera sulla matrice iniziale e, sommando il valore dei campioni presenti lungo tracce iperboliche, ne crea una nuova. I parametri fondamentali che possono rendere la migrazione uno strumento efficace sono la finestra di calcolo delle tracce su cui fare la somma e la velocità di migrazione: maggiore è il raggio di curvatura dell'iperbole, minore sarà la velocità di migrazione che si dovrà adottare al fine di ottenere un buon risultato. Nella migrazione di Kirchhoff, quella sperimentata sul *dataset*, il computo avviene sommando i valori in ampiezza dei campioni presenti su tracce diverse che sono interessati dall'iperbole: il totale di questa somma viene assegnato al punto apicale della stessa ottenendo in questo punto un valore molto elevato rispetto a quelli delle celle vicine e provocando il collasso delle iperboli.

Normalizzazione delle ampiezze

Si tratta di un codice che offre varie opzioni. Impostando **op = norm** si effettua la normalizzazione dei valori delle ampiezze. Questa operazione consiste nell'assegnare il valore massimo di ± 1 al valore assoluto più alto all'interno di una traccia. Ovviamente posto uguale a ± 1 il valore massimo, tutti gli altri saranno compresi tra 0 e 1 o tra 0 e -1 . Tale operazione è necessaria soprattutto nei casi in cui la struttura sia inclinata o se l'assorbimento energetico subisce una variazione notevole nella zona del rilievo a causa di un improvviso cambio di litologia. In questi casi una stessa struttura può generare un diverso valore assoluto di ampiezza tra una traccia e l'altra, pur trattandosi della stessa struttura.

Il problema sorge nella visione 3D del cubo, in quanto basata sull'attribuzione di un diverso colore ad ogni intervallo di valori di ampiezza. Se per la stessa struttura risultano due valori assoluti molto diversi, in sede di visualizzazione sorgerà un problema di correlazione. Eseguendo invece la normalizzazione, ad ogni ampiezza corrisponderà un valore relativo appropriato che si correlerà in modo corretto al valore relativo della traccia adiacente, espressione della medesima struttura.

Nel caso in cui venga invece impostata l'opzione **op = ssqr**, il codice eseguirà il quadrato del segnale con conseguente enfaticizzazione delle ampiezze maggiori. Questo effetto è molto evidente nelle *slices*, dove si riescono a minimizzare le anomalie irrilevanti, facendo dunque emergere con successo gli elementi più interessanti.

2.1.4 Presentazione ed interpretazione dei risultati

Alla lunga fase di trattamento dei dati tesa ad enfatizzare le anomalie e a caratterizzarle al meglio seguono il controllo delle anomalie, la verifica della loro continuità e dell'andamento profilo per profilo. È in questa fase che si possono già elaborare le prime ipotesi interpretative sulla tipologia delle strutture presenti nel sottosuolo.

Si tratta di una fase in cui l'abilità dell'operatore dipende dall'esperienza acquisita trattando molti casi diversi. Si ricordi che in una sezione radar, le caratteristiche di riflessione dell'onda dipendono prevalentemente dal tipo di strutture che essa incontra, ma incidono anche altre variabili quali le variazioni di compattezza, di contenuto salino, di umidità e molte altre che, combinate tra loro, possono creare notevoli difficoltà interpretative.

L'analisi del singolo radargramma è fondamentale nella fase di trattamento, ma diviene assai limitativa in sede di interpretazione delle strutture e di loro localizzazione in pianta. Per verificare le prime supposizioni fatte in sede di profilo, un riscontro immediato è ottenibile mediante sezioni orizzontali di riflettività (*slices*) che sono anche le più comprensibili per un pubblico di non geofisici (Goodman et al., 1995; Goodman et al., 1993).

Seismic Unix prevede un codice che ricompone l'esatta sequenza dei *files* "a fisarmonica". Si tratta di una ricostruzione tridimensionale, che può essere sezionata a qualsiasi livello esprimendo la profondità sia in nanosecondi sia in funzione del numero del campione rappresentante un piano.

La sezione orizzontale ha il pregio quindi di evidenziare al meglio la distribuzione planimetrica delle anomalie, facilitando enormemente la lettura dei risultati. Tali mappe rappresentano spaccati orizzontali dell'intero blocco dei dati costituito dai profili registrati in campagna, restituendo una sorta di radiografia del terreno nella prospettiva più naturale, ossia quella planimetrica.

Nella visualizzazione delle *slices*, le proporzioni tra lunghezza del *file* e passo di campionamento dei profili, vengono impostate all'interno del codice di visualizzazione. Come accennato in precedenza, si è cercato di perfezionare l'operazione di *slicing* introducendo lo *stacking* verticale di più piani temporali consecutivi di campioni, per individuare meglio strutture leggermente inclinate che non emergerebbero in una singola *slice*.

La leggibilità di una *slice* inoltre dipende anche dalla correttezza del passo di campionamento scelto durante il rilievo in funzione del *target* presente: la costruzione di una *slice* deriva, infatti, da un'interpolazione dei valori di ampiezza presenti sul medesimo piano e da un'associazione biunivoca di un colore scelto all'interno di una scala divisa in 2 per positivi e negativi; se il passo di campionamento è appropriato, le strutture emergeranno in modo agevole, altrimenti l'interpolazione tenderà a “stirare” le anomalie presenti rendendole irriconoscibili.

Presentazione dei dati in Amira

Nel complesso il nuovo software Amira a disposizione del Dipartimento si è rivelato uno strumento di buone potenzialità di visualizzazione tridimensionale di dati Georadar. L'inserimento della massa dei dati avviene attraverso Seismic Unix, all'interno del quale i diversi profili vengono uniti in una sorta di cubo, e in un secondo momento binarizzati per permetterne la lettura.

All'interno del software Amira invece i comandi usati con maggior frequenza sono stati:

- “*ortoslices*”, che permette di visualizzare contemporaneamente slices disposte parallelamente alle tre direzioni principali;
- “*bounding-box*”, che, attraverso dei coefficienti moltiplicatori, consente di omogeneizzare le variabili che costituiscono la base della rappresentazione tridimensionale:
 - il numero delle tracce lungo la direzione di ogni profilo (asse x),
 - il passo metrico di campionamento fra i vari profili (asse y),
 - il tempo (asse z).

Sempre attraverso questo codice è possibile focalizzare l'attenzione su strutture individuate a macroscale. Questo passaggio dal macro al micro è indispensabile per poter trattare agevolmente i dati senza dover attendere tempi enormi di visualizzazione tridimensionale;

- “*isosurface*”, un codice che correla tutti i valori di ampiezza pari o superiore ad una soglia impostata in modo critico dall'operatore: esso crea una superficie tridimensionale, con il limite di non riuscire a penetrare visivamente all'interno delle strutture ricostruite.
- “*vortex*”, procedura che consente di ricavare un volume per interpolazione di *slices*. In funzione della tipologia di immagini si decide la corretta densità di *slices* per

collegare campioni di ampiezza simile. La differenza sostanziale con il comando precedente sta nella capacità di mantenere una certa trasparenza, che consente di visualizzare con maggiore facilità la struttura focalizzata e di ottenere quindi una sensazione di tridimensionalità; nel capitolo seguente riporteremo alcuni esempi di queste elaborazioni.

Le analisi fatte finora non hanno mai previsto la distinzione tra dato radar monocanale e dato TerraVision, quindi multicanale, e questo in quanto l'elaborazione dei dati è la medesima in entrambi i casi.

Una differenza importante però va indicata nel modo di rappresentare i dati con Amira in quanto, se per un'acquisizione standard monocanale su maglia regolare non si ottengono particolari differenze tra *slice* calcolate con Seismic Unix e con Amira, la vera differenza si coglie quando si vanno ad elaborare dati provenienti da misure TerraVision.

Le acquisizioni multicanale sono per loro natura votate a coprire solitamente aree molto vaste e, nel caso dello strumento classico a 14 antenne, si usa trascinare l'array di antenne con un mezzo motorizzato (automezzo o quad). E' intuitivo capire come in queste situazioni, soprattutto su terreni un po' accidentati, non sia banale eseguire dei profili regolari, paralleli o perpendicolari fra loro, per poi poterli elaborare con le *slice* in Seismic Unix.

In questo caso Amira si dimostra un validissimo aiuto in quanto permette di visualizzare dati su griglie non regolari, con profili curvilinei e di varie lunghezze purché supportati da una solida base topografica che permetta di ricostruire con dettaglio le varie traiettorie.

Questo aspetto permette quindi all'operatore di non preoccuparsi troppo durante le fasi di campagna del perfetto allineamento dei profili ma di badare solo che la spaziatura tra le diverse strisciate sia congruente con quanto stabilito in fase di pianificazione dell'intervento; nel capitolo dedicato ai dati sperimentali vedremo in dettaglio qualche esempio.

2.2 GEOELETTRICA

I dati ricavati da un'indagine geoelettrica forniscono informazioni sulla distribuzione del potenziale o, analogamente, sulla distribuzione della resistività apparente nel sottosuolo. Per avere la resistività reale, e quindi per poter ricostruire l'andamento delle resistività reali nel sottosuolo, è necessario realizzare un'inversione dei dati.

In generale il metodo inverso è un insieme organizzato di tecniche matematiche usate per analizzare i dati al fine di ottenere informazioni utili sulla realtà fisica che ha determinato l'andamento del dato misurato. A seconda della tecnica matematica usata, si possono avere diversi tipi di inversione; la maggior parte delle tecniche di inversione nelle indagini geoelettriche tridimensionali sono rappresentati da metodi approssimati oppure da metodi iterativi che richiedono un'elevata potenza di calcolo (Loke e Barker, 1996).

Li e Oldenburg, ad esempio, hanno usato una tecnica di inversione basata sull'approssimazione di Born, che fornisce per il sottosuolo un modello preliminare che può essere migliorato usando un metodo iterativo (Li e Oldenburg, 1992).

Un'altra tecnica di inversione approssimata è la *back projection*: essa, usando una somma pesata delle misure di potenziale, tenta di ricostruire la distribuzione di resistività nel sottosuolo, delineando aree di alta e bassa resistività (Noel e Xu, 1991; Cosentino, 2000). Anche in questo caso il risultato ottenuto può essere utilizzato come modello iniziale in un metodo iterativo.

Contrariamente a quanto accade per le tecniche appena menzionate, le inversioni con i metodi iterativi dei minimi quadrati (Park e Van, 1991; Sasaki, 1994; Loke e Barker, 1996a e 1996b) o robusto (Morelli e LaBrecque, 1996; Wolke R. e Schwetlick H., 1988, Loke e Barker, 1996a e 1996b) o del gradiente coniugato (Zhang e al., 1995), si basano sulla modellizzazione del sottosuolo mediante il metodo delle differenze o degli elementi finiti.

I risultati ottenuti in questo modo, naturalmente, sono più accurati rispetto a quelli ottenuti con una tecnica che usa un metodo approssimato per la modellizzazione della resistività apparente.

Nel corso di questo capitolo, dopo aver definito alcune informazioni generali sulla teoria dell'inversione, sono descritti dettagliatamente i metodi di inversione ai minimi quadrati e robusto, ponendo particolare attenzione alla loro formulazione nel caso tridimensionale.

Inoltre saranno discussi i diversi modi per ottenere una discretizzazione del sottosuolo e l'algoritmo di Loke and Barker che rappresenta l'algoritmo utilizzato per il trattamento dei dati.

2.2.1 Il problema inverso

Il problema inverso può essere schematizzato nel seguente modo:

**dati (input) > modello (filtro inverso) > stime dei parametri del modello
(output)**

dove tra parentesi è riportata la corrispondente terminologia utilizzata per la *Teoria dei Segnali*.

Lo scopo di questa teoria è quello di stimare, mediante delle misure eseguite in superficie (input), i parametri del modello (output) attraverso la caratterizzazione di un particolare modello (filtro inverso).

In realtà il ruolo della teoria inversa consente di fornire informazioni relative ai parametri sconosciuti da inserire nel modello, piuttosto che di fornire il modello stesso e può essere il metodo attraverso il quale analizzare la correttezza di un dato modello o discriminare fra diversi modelli possibili.

Infatti, cambiando opportunamente i parametri del modello, possono essere ottenuti diversi modelli che riproducono lo stesso andamento dei dati acquisiti. E' solo attraverso informazioni a priori e/o informazioni di carattere geologico-geofisico-geoarcheologico, che è possibile discriminare i vari modelli; è necessario utilizzare come parametri per il modello, dei vincoli. Questi possono essere determinati dalle caratteristiche specifiche dell'area in cui sono state eseguite le misure.

I dati da analizzare, possono essere rappresentati tramite vettori; se si eseguono N misure, si possono considerare i valori ottenuti come gli N elementi di un vettore **d**. Indicando con *d* i dati del problema da studiare e con *m* i parametri del modello, questi possono essere convenientemente rappresentati sotto forma di vettori colonna, come riportato di seguito:

$$\mathbf{d} = [d_1, d_2, \dots, d_N]^T, \mathbf{m} = [m_1, m_2, \dots, m_M]^T.$$

In tutti i problemi inversi i parametri del modello e i dati sono collegati da una qualche relazione fisico-matematica, definita *modello* (filtro inverso) e descritto da un determinato numero di equazioni. La risposta del modello è costituita dai valori *sintetici* prodotti da una particolare scelta dei parametri; anche questi valori possono essere considerati come gli elementi di un vettore **r** di dimensione N.

Lo scopo dell'inversione è quello di trovare quei valori dei parametri che restituiscono la risposta del modello che più si adatta ai valori misurati. A seconda del problema in studio, la teoria inversa può avere diverse caratteristiche (Menke, 1989).

Se le relazioni matematiche che descrivono il problema fisico sono funzioni lineari, il problema inverso è di tipo lineare. In questo caso, se per il corrispondente problema diretto vale la relazione $[A]\mathbf{p} = \mathbf{d}$, in cui $[A]$ è la matrice di coefficienti che lega il vettore $\mathbf{p}$ dei parametri al vettore $\mathbf{d}$ dei dati, allora il problema inverso potrà essere descritto dalla relazione $\mathbf{p} = [A]^{-1}\mathbf{d}$.

Al contrario, se la funzione che lega i parametri ai dati è non lineare, si deve risolvere un problema inverso non lineare. In questo caso se il problema diretto è descritto dalla relazione $F(\mathbf{p}) = \mathbf{d}$, uno dei modi per risolvere il problema inverso consiste nell'esplicitare $\mathbf{p}$ linearizzando l'operatore $F(\mathbf{p})$: in questo modo ci si riconduce al caso del problema inverso lineare, che è più semplice da risolvere.

Un sistema di equazioni come quello che descrive il problema diretto lineare (teorema di Rouché-Capelli), può essere determinato, sottodeterminato o sovra-determinato, a seconda della relazione esistente fra il numero di dati e il numero di incognite; nello stesso modo il problema in studio si dirà determinato, sotto-determinato o sovra-determinato, rispettivamente.

Nel caso della geoelettrica si deve risolvere un problema sovradeterminato, non lineare, che utilizza parametri realmente discreti o che possono essere considerati tali.

Se l'inversione è basata sulla suddivisione del sottosuolo in voxel omogenei, i parametri da determinare sono i valori di resistività reale, i dati sono i valori di resistività apparente misurati in superficie e le risposte del modello sono le resistività apparenti calcolate tramite il modello.

Le metodologie per la risoluzione del problema inverso sono moltissime, ne citiamo solo alcune senza addentrarci nei particolari:

- metodo dei minimi quadrati
- metodo Gauss-Newton
- metodo del gradiente
- metodo di Marquardt-Levenberg (ridge regression)
- metodo dello smooth-constrain
- metodo Quasi-Newton
- inversione di Occam
- inversione robusta

2.2.2 Discretizzazione del terreno

Un altro aspetto molto importante dell'inversione di dati elettrici è la discretizzazione del terreno nei modelli considerati, ovvero come viene creata la matrice che deve rappresentare il terreno. Esistono molte teorie ma noi riportiamo per brevità solo quella di Loke e Barker che è quella usata dai software che utilizziamo per l'elaborazione dei dati RES2DINV e RES3DINV (Loke, 1996).

Loke and Barker

La discretizzazione del sottosuolo prevista dall'algoritmo scritto da Loke and Barker del 1996 per ottenere una ricostruzione 3D del sottosuolo è riportata in figura 2.2.2.1.

Il sottosuolo è diviso in diversi strati e ogni strato è a sua volta suddiviso in celle a forma di parallelepipedo. Lo spessore di ciascuno strato si ottiene dalla seguente forma:

$$\Delta z_k = ia[1 + kc]$$

in cui i è la distanza interelettrodica, a è un coefficiente caratteristico di ciascun dispositivo elettrodo (<1) e c è un fattore di incremento (<1).

Gli elettrodi in superficie individuano i vertici della faccia superiore dei parallelepipedi del primo strato (Loke e Barker, 1996b).

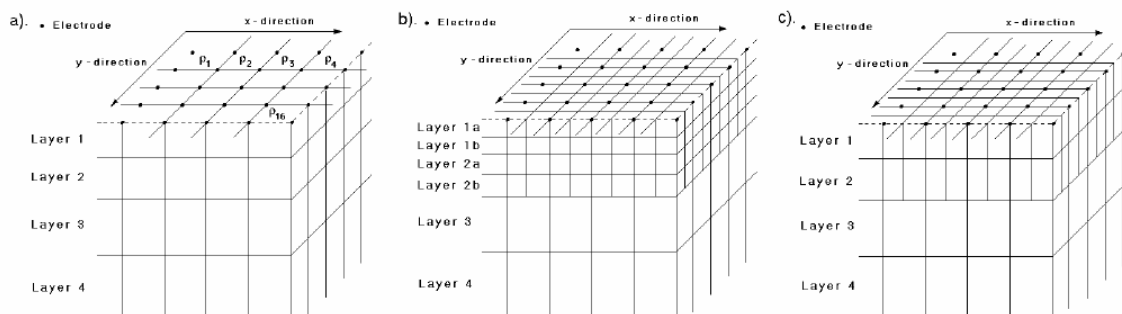


Fig. 2.2.2.1: Tre possibili discretizzazioni del sottosuolo: modello primario (a); modello con i primi strati divisi sia orizzontalmente che verticalmente (b); modello con i primi strati divisi solo orizzontalmente (c).

In Figura 2.2.2.1(b) e 2.2.2.1(c) sono mostrate altre due possibili discretizzazioni che possono essere usate nell'inversione: nella seconda discretizzazione si suddividono a metà i primi strati superficiali, sia orizzontalmente che verticalmente; la terza discretizzazione li suddivide solo orizzontalmente (Loke, 2002).

Normalmente sono utilizzati dei modelli in cui la larghezza delle celle è uguale alla spaziatura tra gli elettrodi adiacenti. Quando, però, in prossimità della superficie ci sono forti

variazioni di resistività, per ottimizzare i risultati possono essere utilizzate delle spaziature più piccole. Naturalmente ridurre le dimensioni delle celle, significa aumentare il numero dei parametri da definire facendo aumentare il tempo di elaborazione dei dati.

E' possibile verificare che, nella maggior parte dei casi, utilizzare celle di larghezza pari a metà della spaziatura tra gli elettrodi sembra dare migliori risultati; utilizzare celle di larghezza pari a $1/3$ della spaziatura sono efficaci solo per gli stendimenti eseguiti con dispositivo polo-dipolo e dipolo-dipolo con valori di n molto grandi; diminuendo ancora le celle si giunge ad una instabilità nei valori del modello.

Il miglior compromesso si raggiunge utilizzando, quando i dati non sono molti, utilizzare una cella le cui dimensioni sono pari alla metà del passo di campionamento.

Con questo algoritmo i dati possono essere elaborati considerando varie tipologie di inversione. Il metodo utilizzato nella maggior parte dei casi è quello definito come *smoothness-constrained least-squares method* (deGroot-Hedlin and Constable 1990, Sasaki 1992) descritta in precedenza.

Può essere utilizzata anche una tecnica basata sull'ottimizzazione del metodo quasi-Newton (Loke and Barker 1996): quando è necessario analizzare molti dati (come nel caso del 3D) questa tecnica consente di ridurre i tempi di elaborazione ed è necessario avere meno memoria disponibile sul PC per ottenere le inversioni. Ancora possono essere eseguite inversioni utilizzando il metodo *optimally smooth model* e *robust model inversion* quando i corpi da definire hanno delle dimensioni ben definite. La scelta del metodo da utilizzare è da ponderare in relazione alle conoscenze geologiche dell'area da investigare.

2.3 MAGNETOMETRIA ED ELETTROMAGNETISMO

Si definisce elaborazione quell'insieme di misure atte a massimizzare il rapporto segnale/rumore, queste si esplicano nella rimozione dalla registrazione del disturbo ambientale e di tutte le forme di rumore che degradano la qualità del dato.

Prima di questa fase è necessario, dopo aver trasferito le misure dalla memoria dello strumento ad un PC, procedere alla *conversione di formato*. Gli strumenti, infatti, registrano i dati in un formato macchina che, per essere leggibile dall'elaboratore, dev'essere convertito in un formato standard "internazionale" o nel formato interno del codice di calcolo. Una volta convertito il formato, il set di dati è pronto per essere letto dagli appositi *software* di elaborazione mediante i quali si procede con:

- L'applicazione di filtri in grado di eliminare le frequenze indesiderate.
- L'eliminazione di quelle misure che appaiono altamente disturbate, nei confronti delle quali i filtraggi non danno risultati accettabili.

Si deve precisare che l'ultimo punto è una scelta "estrema" in quanto ridurre il numero dei dati è chiaramente controproducente. L'eliminazione dei dati è consigliata solo nel caso in cui venga condotta alle estremità dei profili o su isolati picchi.

Quando la qualità del dato elaborato risulta buona si procede alla rappresentazione delle misure.

Presentazione dei risultati.

Esistono molteplici modi per visualizzare i dati magnetici; nelle applicazioni al settore archeologico ad esempio, in cui si cerca di visualizzare la presenza di una struttura sepolta, è indispensabile creare mappe bidimensionali o tridimensionali. È utile visualizzare sulla mappa l'andamento delle linee di prospezione, in tale modo è possibile stabilire se la spaziatura tra di esse è stata adeguata per risolvere uno specifico target.

Esiste un gran numero di mappe magnetiche: *countour map*, *shaded relief map*, *base map*, *image map*, *wireframe* ecc, ma va sottolineato il fatto che non è importante quale tipo di mappa viene utilizzata, ciò che è importante è l'utilizzo di una corretta scala.

Oltre all'elaborazione di mappe è possibile creare modelli diretti e modelli inversi tridimensionali che sono in grado di rappresentare il modello di suscettività del target. Ad ogni modo, nella scelta del metodo di rappresentazione si deve tenere in considerazione che il risultato finale deve risultare comprensibile anche figure professionali diverse dal geofisico, primo fra tutti l'archeologo che deve poter trarre le informazioni necessarie al suo lavoro.

I dati magnetometrici possono essere rappresentati in mappa sia con i valori di campo totale sia come misure di gradiente a seconda dello scopo della ricerca; nei dati elettromagnetici invece possiamo mappare sia i valori in fase che quelli in quadratura.

CAPITOLO 3

APPLICAZIONI ARCHEOLOGICHE

L'opportunità di condurre degli studi geofisici su aree archeologiche deriva in primo luogo dalla consolidata collaborazione del gruppo di Geofisica Applicata del Dipartimento di Geoscienze con il Dipartimento di Archeologia lavorando in stretta sinergia soprattutto quando si affrontano nuove aree di scavo archeologico.

Nell'ambito di queste collaborazioni si inseriscono le ricerche presentate in questo capitolo, in particolare l'area della "Villa Imperiale di Loron" (Parenzo - Croazia) e quella di Montegrotto Terme (Padova).

Il primo intervento rientra in un progetto internazionale, che vede impegnato, oltre al nostro settore di Geofisica Applicata, un gruppo italo-franco-croato che unisce studiosi di Topografia antica dell'Università di Padova (con finanziamenti del Ministero per gli Affari Esteri e della Regione Veneto), dell'Université III de Bordeaux e del Museo Civico di Parenzo.

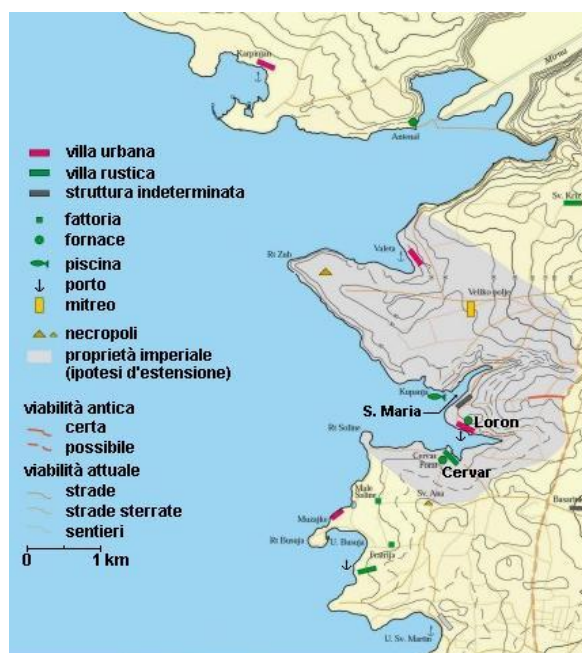
Il secondo intervento, naturale prosecuzione della tesi di laurea della scrivente, fa parte di un progetto, molto dilatato nel tempo, iniziato già negli anni 1989-1990 e poi sospeso per mancanza di fondi, in un'area termale dove si trovano importanti resti di una serie di edifici sicuramente legati allo sfruttamento delle acque, ma la cui natura complessiva rimane ancora incerta.

Dal 2000 sono ripresi gli studi in questa area che è diventata una sorta di "laboratorio" su campo, sia per gli studenti della Scuola di Specializzazione in Archeologia sia per quelli di Scienze geologiche dell'Università di Padova. Da allora, inoltre, il nostro gruppo di ricerca di Geofisica Applicata utilizza questo sito come un ottimo "poligono" per testare i limiti delle varie metodologie geofisiche, viste le particolari condizioni che si riscontrano e che descriveremo in dettaglio nella seconda parte del capitolo.

3.1 VILLA IMPERIALE DI LORON (CROAZIA)

3.1.1 INQUADRAMENTO STORICO-GEOGRAFICO

L'area orientale della *Venetia et Histria* costituisce da oltre un decennio uno dei settori d'interesse della Cattedra di Topografia Antica/Archeologia delle Venezie dell'Università degli Studi di Padova. Si tratta infatti di una regione ricca di potenzialità storico-archeologiche e la cui conoscenza risulta indispensabile per l'analisi e la definizione dell'assetto territoriale antico del comprensorio adriatico settentrionale.



Presenza insediativa romana nel tratto di costa istriana del nord parentino

In tale contesto s'inseriscono le ricerche condotte nel sito dell'antica *Nesactium* (1993-1999), i cui risultati si sono concretizzati nella pubblicazione del volume *Oppidum Nesactium. Una città istro-romana*, Dosson (TV) 1999.

Più di recente, l'intera penisola è stata oggetto di studio nell'ambito dei lavori per la realizzazione di una ricerca che ha evidenziato

il grande interesse archeologico dell'agro parentino e in particolare del promontorio di Loron, lungo la costa a settentrione di Parenzo.

Il sito, sede tra il I e il V secolo d.C. di un vasto complesso legato a una proprietà imperiale con zone residenziali e produttive, si colloca a pieno titolo nell'ampio contesto dei possessi aristocratici e senatoriali diffusi nell'area costiera dell'Istria, votata in particolare alla produzione olearia, sin dai primi tempi dell'annessione della penisola all'Italia. L'interesse delle facoltose famiglie romane, spesso vicine alla casa imperiale, orientò per lungo tempo l'economia della regione e si tradusse nel fiorire di una peculiare tipologia insediativa, caratterizzata dalla presenza di ville marittime a cui facevano riferimento articolate proprietà terriere: nel caso della villa di Loron si ipotizza che il bacino di sfruttamento agrario corrispondesse a circa 1500 ettari, anche se i limiti precisi dell'area risultano ancora da definire.

L'attribuzione del complesso di Loron e del relativo territorio a membri della famiglia imperiale è suggerita dal rinvenimento di anfore con bolli di epoca domiziana e traiana (I–II sec. d.C.), e dalla presenza di monumenti funerari e votivi di liberti e schiavi imperiali (II–III sec. d.C.).

Tali dimore di lusso, con panorami splendidi e ampie aree attorno più o meno coltivate che garantivano la ricercata quiete della campagna; assai spesso queste dimore che offrivano una comoda parte residenziale (detta *pars urbana*) ed un ben sviluppato settore di produzione agricola (la *pars rustica* o *fructuaria*), che era in sostanza un formidabile strumento di economia, di traffici intensi e di affari.

Favorite dalla morfologia bassa e articolata in un susseguirsi continuo di baie e penisole, golfi e promontori, un numero grandissimo di ville di varia grandezza ed importanza venne ad insediarsi lungo la costa occidentale dell'Istria romana. Erano sostanzialmente dimore di ricchi imprenditori romani che installavano impianti litoranei per poter sfruttare, oltre che l'amenità dei luoghi, le terre fertili che producevano olio, vino e frumento e probabilmente favorivano l'allevamento delle pecore da lana. Disposte poi com'erano sulla linea rivierasca, le ville diventavano punti di riferimento per scali e approdi ove l'economia si caratterizzava come una consolidata attività di *import-export*.

Una di queste residenze produttive è ora indagata archeologicamente nel quadro di un progetto internazionale italo-franco-croato, che unisce studiosi di Topografia antica dell'Università di Padova (con finanziamenti del Ministero per gli Affari Esteri e della Regione Veneto), dell'Université III de Bordeaux e del Museo Civico di Parenzo.

Il programma pluriennale d'azione nel sito di Loron, presso Porto Cervera, pochi chilometri a nord di Parenzo, riguarda un ampio promontorio tra le baie di Cervera e di Santa Marina, frequentato, a partire almeno dal II-I sec. a.C., da mercanti che provenivano da Aquileia e percorrevano le rotte di piccolo cabotaggio della costa occidentale istriana.

Dai dati finora emersi possiamo affermare che il complesso architettonico dovette appartenere nella prima fase della sua vita (I sec. d.C.) ad esponenti di potenti famiglie senatoriali, vicine alla corte imperiale. Successivamente la proprietà di questa villa, che doveva produrre principalmente anfore, senza tuttavia escludere l'olio, passò in mano imperiale (secondo quanto documentano i bolli anforacei), forse già nei primi anni del regno di Domiziano (anni Ottanta del I sec. d.C.). I bolli sono testimoniati per tutta l'epoca di Adriano (II sec. d.C.), ma altri reperti archeologici, tra cui le monete, indicano che successivamente la struttura, pur con varie trasformazioni, continuò a essere vitale sicuramente tra III e IV secolo e con ogni probabilità anche nei due secoli seguenti.



Figura 3.1.1.2: Ripresa da satellite dell'area d'indagine (evidenziato in verde).

Le indagini archeologiche nell'area, coperta da una fitta macchia mediterranea, hanno previsto, in alcuni settori, interventi di disboscamento sistematico, seguiti da prospezioni geofisiche (georadar, magnetometriche ed elettromagnetiche).

Queste indagini sono iniziate nel 2003 in collaborazione con il Dipartimento di Geologia, Paleontologia e Geofisica (oggi Geoscienze) dell'Università di Padova sotto la direzione dell'ing. Ermanno Finzi.

Da queste prospezioni, proseguite anche nel 2004 e 2005, provengono indicazioni utili alla pianificazione delle campagne di scavo condotte nei mesi estivi; nel corso degli anni si è proceduto parallelamente con gli archeologi con interventi di scavo in estensione e sondaggi limitati alla verifica dei dati forniti dalla geofisica. Le evidenze archeologiche portate in luce sono state sottoposte a georeferenziazione e mappatura.

L'attività geofisica preliminare, in un'area così coperta da vegetazione, si poneva come obiettivo l'identificazione di aree chiave del complesso, così da stimare l'andamento planimetrico delle strutture e la qualità del deposito archeologico, consentendo un'efficiente applicazione delle più moderne procedure di scavo.

In effetti, già le campagne franco-croate condotte negli anni precedenti avevano evidenziato la ricchezza e la varietà del materiale mobile rinvenuto contestualmente alle

strutture della villa (Baldini et al., 1995): in particolare si segnalano i consistenti depositi di frammenti anforacei, moltissimi dei quali recanti bollo di produzione, associati a scarti di fornace, che confermano l'ipotesi di una fiorente produzione fittile a livello locale.



Bollo su frammento d'anfora

Parallelamente alle attività di scavo archeologico e di rilievo delle strutture, procede dunque l'attività di laboratorio e documentazione grafica e fotografica sui materiali mobili.

Sebbene l'indagine archeologica, data la vastità dell'area, non sia ancora giunta alla fase conclusiva, si possono comunque già avanzare alcune considerazioni generali.

I resti murari paiono occupare l'intero promontorio di Loron, dal momento che sulle sue linee di costa sia a nord, sia a sud della punta si notano muri iso-orientati tra loro. Si può dunque ipotizzare un complesso sostanzialmente unitario di grandi dimensioni, pur se con varie articolazioni funzionali. La presenza quasi al centro del promontorio (nel punto a quota più elevata) di una grande cisterna potrebbe avvalorare tale proiezione interpretativa.

Se risulta ancora prematuro fare ipotesi sui muri prospicienti Santa Marina, quelli verso Cervera, articolati su lunghi tratti paralleli alla linea di costa, sembrano suggerire la tipologia delle strutture a mare costituite da corridoi di terrazzamento, chiusi, porticati o provvisti di loggiato, e da numerosi vani a uso di magazzino, in probabile connessione diretta con un approdo o uno scalo. La presenza poi di un settore di cui s'è potuta rilevare la destinazione d'uso per il bagno e l'igiene personale (latrina, vano riscaldato con intercapedine - detta *ipocausto* - al di sotto del pavimento) sembrerebbe suggerire anche la presenza di servizi funzionali alle attività portuali che vi si dovevano svolgere.



Veduta della latrina

Più all'interno si trovavano verosimilmente i quartieri residenziali e quelli più marcatamente produttivi: fornaci per la cottura delle anfore, torchi per la spremitura delle olive e forse anche impianti per trattare i tessuti.

Tra gli obiettivi a più lungo termine rientrano interventi di tutela e di promozione, tra i quali la realizzazione di un parco archeologico che valorizzi il promontorio del Loron nei suoi aspetti paesaggistici e storici.



Figura 3.1.1.3: Soglia d'ingresso ad uno degli ambienti della villa di Loron (a sinistra)



Figura 3.1.1.4: Drenaggio per la bonifica del suolo realizzato mediante anfore di terracotta

Alle attività sul campo, oltre a colleghi universitari di varie discipline quali ingegneria, geofisica, geomorfologia, partecipano anche studenti, laureandi, specializzandi e dottorandi che possono perfezionare le loro capacità professionali in uno *stage* internazionale.

Anche le attività legate a questo dottorato rientrano in questa collaborazione internazionale, fornendo del materiale utile alla programmazione degli scavi archeologici che sono stati concentrati proprio dove la risposta geofisica era più importante ed hanno consentito anche una serie di osservazioni sul dato geofisico che, senza la verifica diretta dello scavo, non sarebbero state possibili.



Figura 3.1.1.5: Moneta romana del I sec. d.C. e cavalluccio in bronzo ritrovati nel corso degli scavi

3.1.2 ESECUZIONE DELLE MISURE

Il promontorio di Loron, compreso tra le baie di Porto Cervera e di Santa Marina (fig. 3.1.1.2), si estende su una superficie di circa 40 ettari ricoperti da vegetazione arborea e macchia mediterranea.

Nell'area della villa imperiale di Loron sono state condotte, a partire dal 2003 diverse campagne geofisiche; più precisamente sono state eseguite tre indagini con georadar, un rilievo con magnetometro ed un test con elettromagnetometro.

Rilievo georadar

Le varie campagne di misura hanno visto l'impiego prevalente del radar con l'utilizzo di diverse configurazioni strumentali e soluzioni logistiche determinate in prima istanza dal progressivo disboscamento dell'area e dalla possibilità di avere a disposizione quindi spazi più o meno ampi di indagine; le strumentazioni impiegate quindi dovevano rispondere a requisiti di maneggevolezza in aree ristrette e di rapidità d'indagine in aree estese.

In particolare sono state utilizzate 3 configurazioni radar:

- GSSI SIR-2 con antenne da 400 e 500 MHz,
- GSSI TerraVision con modulo a 7 antenne da 400MHz e nuovo carrello manuale
- GSSI SIR 3000 con carrello e antenna da 400 MHz.

Ogni fase successiva della prospezione radar ha progressivamente comportato un significativo incremento della risoluzione, fino ad arrivare ad una copertura quasi totale delle aree indagate con spaziatura dei profili, nella singola scansione, di 0.12 m.

In questa sede verranno presentati e discussi solo i risultati delle prospezioni con TerraVision e SIR 3000, cui la scrivente ha preso parte.

Indagine con GSSI TerraVision

Dopo la prima campagna radar del 2003 e vista la buona risposta geofisica dei terreni indagati si è pensato di poter investigare un'area decisamente più estesa servendosi di uno strumento che si era appena reso disponibile sul mercato europeo: il TerraVision della GSSI.

Questo strumento, progettato soprattutto per applicazioni stradali e per la ricerca di sottoservizi, è un radar che dispone di un array di 14 antenne monostatiche da 400MHz montate su un carrello delle dimensioni di circa 2 m x 1 m; l'innovatività di questo dispositivo deriva anche dalla particolare disposizione dei dipoli che fungono da trasmettitori e ricevitori e che sono ruotati di 45° rispetto alla direzione di movimento dello strumento. In questo modo

non si rende necessario dover acquisire due set distinti di dati, in due direzioni ortogonali, com'è prassi comune per i rilievi radar.

L'elevata risoluzione laterale, un profilo ogni 0.12 m circa, garantisce notevoli potenzialità di questo nuovo strumento anche nella ricerca archeologica.

Nel caso particolare di Loron il suo impiego ha richiesto alcune modifiche alla configurazione originaria vista sia la pendenza delle zone da investigare sia gli spazi abbastanza ridotti tra gli alberi rimasti a seguito del disboscamento selettivo operato in coordinamento con il corpo forestale croato.

Per permettere i rilievi geofisici estensivi sull'area della "villa imperiale" infatti si sono dovuti disboscare, in periodi successivi, un totale di circa 5000 mq di macchia mediterranea, eliminando soprattutto gli arbusti più infestanti e preservando le specie ad alto fusto. Questa scelta però, pienamente condivisibile sul piano ecologico, ha comportato non poche difficoltà logistiche per i rilievi geofisici, in particolare per il radar multicanale.

Lo strumento nella sua configurazione originaria prevede, infatti, l'impiego di un mezzo motorizzato che trascini il carrello e quindi di una superficie abbastanza ampia per le manovre; nel nostro caso questo non era possibile quindi si è dovuto realizzare un carrello, progettato in collaborazione con la **Geostudi Astier**, distributore per l'Italia di questa apparecchiatura, che potesse alloggiare al suo interno un set di 7 antenne bistatiche da 400MHz, riducendo così le dimensioni a poco più di un metro in larghezza per uno di profondità.

Questo carrello è stato predisposto per poter contenere anche la "board" per l'acquisizione multicanale ed il computer portatile per la gestione dei dati, nonché la batteria di alimentazione, un *encoder* metrico per la registrazione delle distanze percorse ed un'antenna GPS per il posizionamento delle tracce acquisite¹.

A posteriori, va comunque rilevato che la mancanza di ruote direzionabili, la posizione molto ribassata della vasca antenne ed il discreto peso del carrello nella sua completezza hanno reso il rilievo su questo terreno abbastanza laborioso, richiedendo più persone per la sua movimentazione.

¹ Si ringrazia il dott. Nuccio Bucceri per la collaborazione.



Figura 3.1.2.1: Indagine con TerraVision a 7 antenne e carrello dedicato.

Pur con le difficoltà logistiche finora rilevate, il dato radar acquisito si è mostrato di buona qualità ed ha permesso di individuare una serie di strutture archeologiche sepolte che sono state verificate durante la campagna di scavo nell'estate 2005.

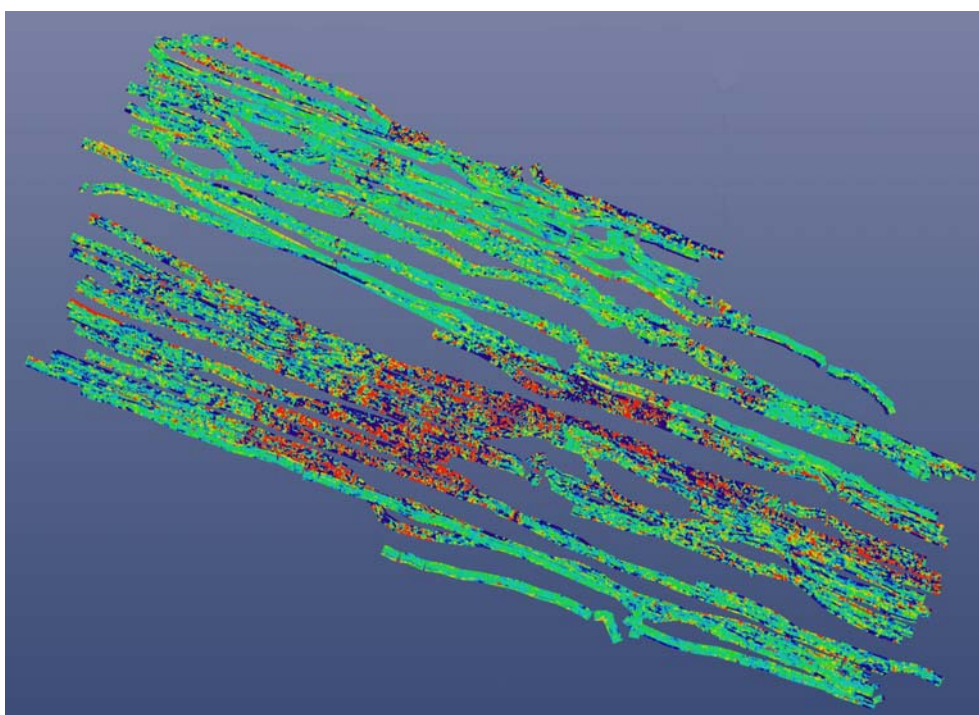


Figura 3.1.2.2:
Time slice
calcolata a 20 ns
e rappresentata
con Amira
Viewer.

In figura 3.1.2.2 è riportata una *time-slice* relativa all'area acquisita; come si può osservare in questa area si è operato su una griglia di misura irregolare ed è stata proprio questa particolarità ad obbligarci ad utilizzare per la visualizzazione un software diverso da quello di solito utilizzato per l'elaborazione e la rappresentazione dei dati radar.

Seismic Unix (SU), di cui abbiamo già parlato nel capitolo 2, infatti, essendo nato per la sismica, è in grado di gestire soltanto dati acquisiti su griglie regolari.

Il dato radar acquisito quindi è stato prima elaborato con SU per le consuete tecniche di miglioramento del rapporto segnale-disturbo (filtraggio in frequenza, rimozione della media, guadagno, ecc.) e poi esportato in un formato .psi in modo da poter essere gestito dal nuovo software di visualizzazione tridimensionale, acquistato dal dipartimento per la presentazione dei dati geofisici.

Il software, Amira Viewer della TGS, ci consente di creare delle *time-slice* importando una ad una, in maniera automatica, tutte le singole “strisciate”, composte da 7 profili paralleli a distanza di circa 12 cm l’uno dall’altro, acquisite dal Terravision.

Ogni strisciata è quindi analizzata all’interno di SU come un volume tridimensionale di dati dal quale, a richiesta, vengono estratti dei “piani” a determinate profondità prescelte, che non sono altro che piccole time-slice.

Per tutte le strisciate acquisite viene estratto il piano richiesto e la *time-slice* complessiva viene assemblata in Amira.

All’interno del visualizzatore possiamo scegliere il modo di rappresentazione più efficace per enfatizzare le anomalie presenti nel dato radar; generando isosuperfici, volumi in trasparenza o sezioni.

Quando si opera con dati multicanale, soprattutto su aree di una discreta estensione, si tende ad utilizzare una visualizzazione per sezioni come quella proposta in figura xxx in quanto dover gestire l’intero volume di dati comporterebbe un notevole tempo di risposta del calcolatore.

Spesso quindi si utilizza la modalità “volume” solo per piccole significative porzioni di terreno indagato e si usano le sezioni orizzontali per avere la visione d’insieme delle strutture presenti all’interno del sito archeologico.

Nell’analisi di questo particolare tipo di dato radar proveniente dal TerraVision ci si è subito accorti di una serie di problemi ulteriori che si devono affrontare e risolvere per migliorare la leggibilità delle varie sezioni, in particolare:

- l’allineamento del T_0 (istante iniziale corrispondente all’entrata del segnale nel terreno, ovvero all’interfaccia aria/suolo) di tutte le 7 antenne;
- la curva di guadagno applicata ad ogni singolo canale.

Questi errori strumentali derivano dal fatto che si impiegano 7 antenne diverse per ogni singola acquisizione ed è impossibile che i dipoli siano assolutamente identici, essendo

realistico ritenere che possano sussistere piccole differenze nelle posizioni delle antenne all'interno della custodia o dimensioni leggermente diverse tra un dipolo e l'altro.

L'errore è sistematico ma non si presenta sempre con la medesima entità quindi, all'interno di ogni singola scansione è necessario individuare il T_0 corretto e riportare tutte le tracce a quella medesima posizione di partenza altrimenti si rischia di falsare le profondità non individuando più la possibile correlazione spaziale di eventuali bersagli (figg. 3.1.2.3 e 3.1.2.4).

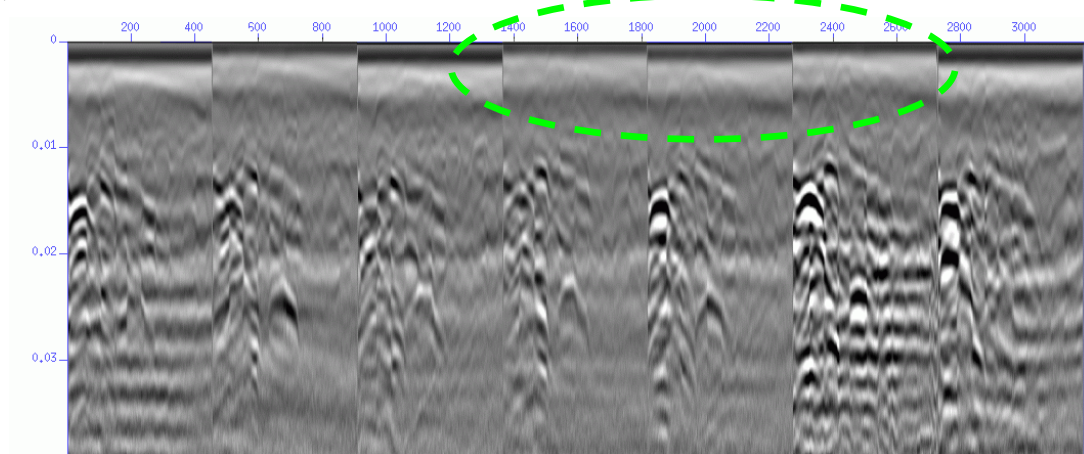


Figura 3.1.2.3: Radargramma a 7 canali in cui si evidenzia il problema del T_0 (soprattutto nei canali in verde)

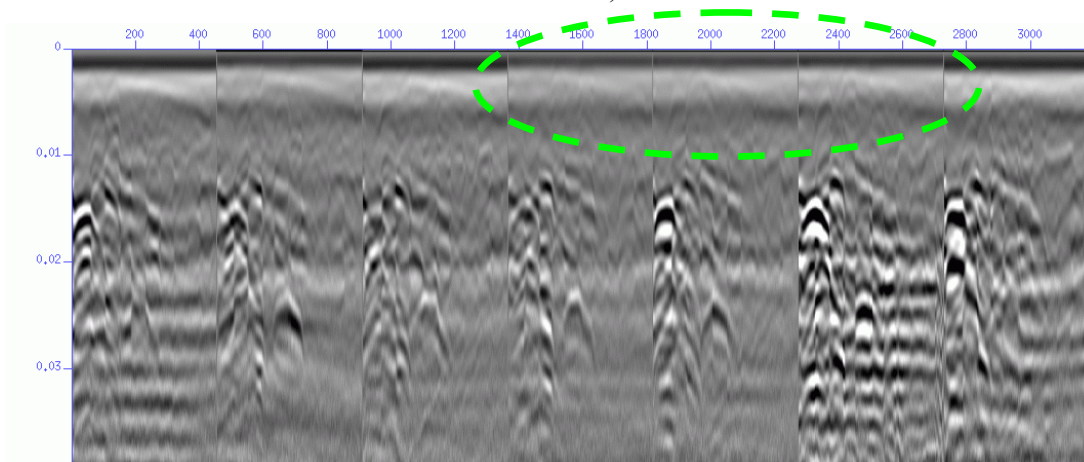


Figura 3.1.2.4: Radargramma a 7 canali dopo l'applicazione dell'algoritmo di correzione.

La correzione dell'amplificazione di ogni singola antenna risulta una procedura un po' più complessa della precedente in quanto si dovrebbe riconoscere per ogni singolo canale una curva di attenuazione per ottenere il vero segnale privo di guadagno. Successivamente tutti i canali potrebbero essere amplificati attraverso la medesima curva.

Lo sviluppo di questi programmi di correzione ha richiesto lo studio del linguaggio di programmazione ANSI C (Kerninghan B.W., Ritchie D. M., 1989) per poter implementare nuovi codici di calcolo sulla piattaforma di Seismic Unix. In questa parte di analisi sono stata

fortemente supportata dal dott. Nicola Praticelli, fisico e tecnico presso il nostro laboratorio di geofisica, non avendo personalmente le basi di programmazione di questo linguaggio.

I codici elaborati hanno un'impostazione molto semplice e richiedono sicuramente future modifiche per poter essere più performanti.

Indagine con GSSI SIR 3000

Come accennato all'inizio del paragrafo precedente, l'indagine condotta con il sistema multi-antenna ha dovuto, per motivi di ingombro del carrello e per mancanza di copertura GPS in prossimità degli alberi, lasciare scoperte alcune fasce di interesse archeologico all'interno del sito di Loron.

Nel settembre 2005 quindi si è pensato di completare il rilievo con una configurazione georadar più snella e maneggevole, a singola antenna, utilizzando un GSSI SIR3000 con antenna monostatica da 400MHz.

Le aree non accessibili al TerraVision sono state quindi coperte con profili radar che, pur non mantenendo lo stesso grado di risoluzione orizzontale del sistema multi-antenna (in questo caso 50 cm di interdistanza tra profili paralleli, contro i 12 cm del TerraVison), hanno consentito di arrivare ad un buon livello di conoscenza dell'intera area prospiciente il porto di Cervara.

I risultati di queste indagini radar e delle precedenti sono state georeferenziate e riportate su un elaborato CAD che contiene sia i dati geofisici che archeologici derivanti dagli scavi annuali che hanno luogo nei mesi estivi.

Questo confronto tra dati diversi è stato molto stimolante per tentare di ottenere il massimo risultato dall'elaborazione del dato geofisico, combinando spesso varie metodologie d'indagine, e potendo verificare sul campo la veridicità delle anomalie individuate.

A seguito di un confronto con gli archeologi che ricercavano da tempo all'interno di questo territorio la presenza di fornaci per anfore, vista l'abbondantissima presenza di queste ultime in tutta l'area indagata, si è deciso di intraprendere nell'autunno del 2005 anche una campagna magnetometrica.



Figura 3.1.2.5: Immagini del rilievo con GSSI SIR3000 e carrello a mano; a destra particolare di una struttura portata alla luce durante lo scavo archeologico.

Rilievo magnetometrico

L'indagine è stata svolta con un magnetometro GEM GSM 19 ad effetto Overhauser in configurazione gradiometrica. La ricerca era mirata principalmente all'individuazione di fornaci per ceramica che, benché rase al suolo, avrebbero dovuto conservare un'importante traccia termo-magnetica nelle strutture e nel terreno circostante.

Si è coperta con il rilievo un'area complessiva di circa 4000 mq con griglia di misura quadrata di lato 1m e sensori posti rispettivamente a circa 0.20 m e 1.2 m dal terreno.

Per evitare i problemi già riscontrati durante l'indagine radar, non ci si è avvalsi di un GPS per la referenziazione dei profili acquisiti ma si è preferito un rilievo su maglia regolare materializzando a terra con dei cordoni le tracce da seguire.

Si sono eseguite misure sia nell'area principale prospiciente l'abitato di Cervar, sia in un terreno nella baia di Santa Marina, dove vi sono affioramenti di strutture murarie a mare.

In quest'ultima area non si sono avute anomalie magnetiche rilevanti mentre, nell'area principale, si sono evidenziate delle strutture anomale probabilmente riconducibili, per forma e posizione, alle fornaci per ceramica ricercate dagli archeologi.

I dati raccolti sono di discreta qualità, benché si debba evidenziare la presenza di un disturbo diffuso dovuto alla presenza di moltissimi resti di anfore e di cotto sparsi su tutta la superficie indagata, nonché nel primo sottosuolo con lo scopo di drenaggio del terreno.



Figura 3.1.2.6: Indagine magnetica con GSM19 in configurazione gradiometrica.

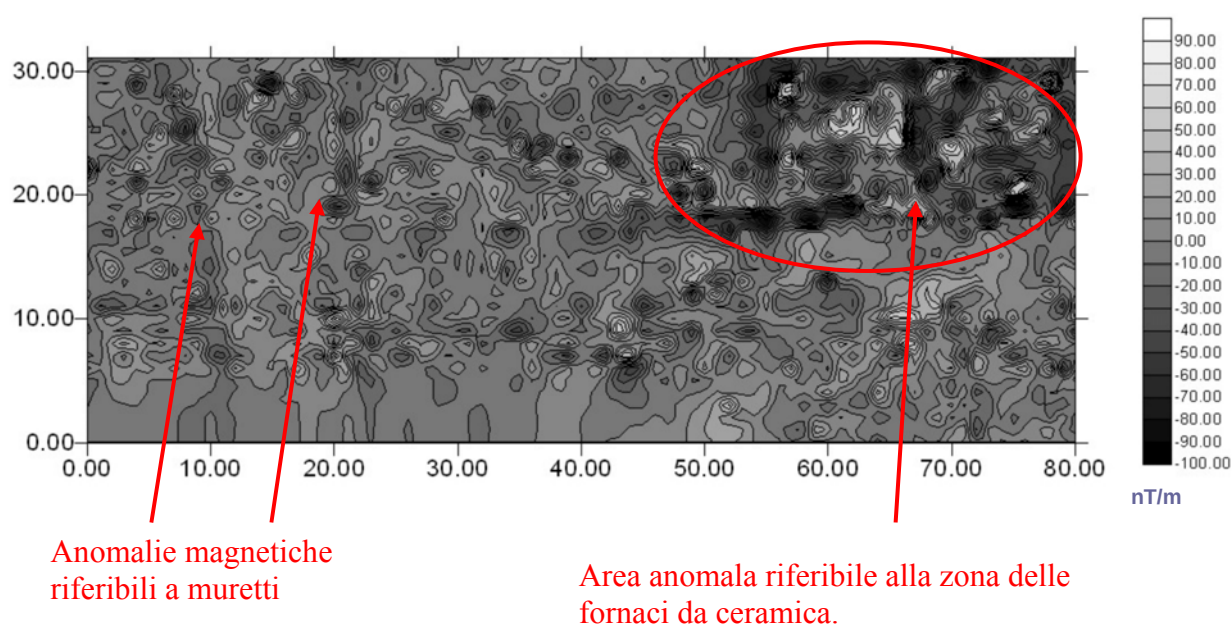


Figura 3.1.2.7: Mappa del gradiente magnetico

Le anomalie riscontrate sono state riportate sulla pianta CAD e ne riportiamo di seguito un estratto.

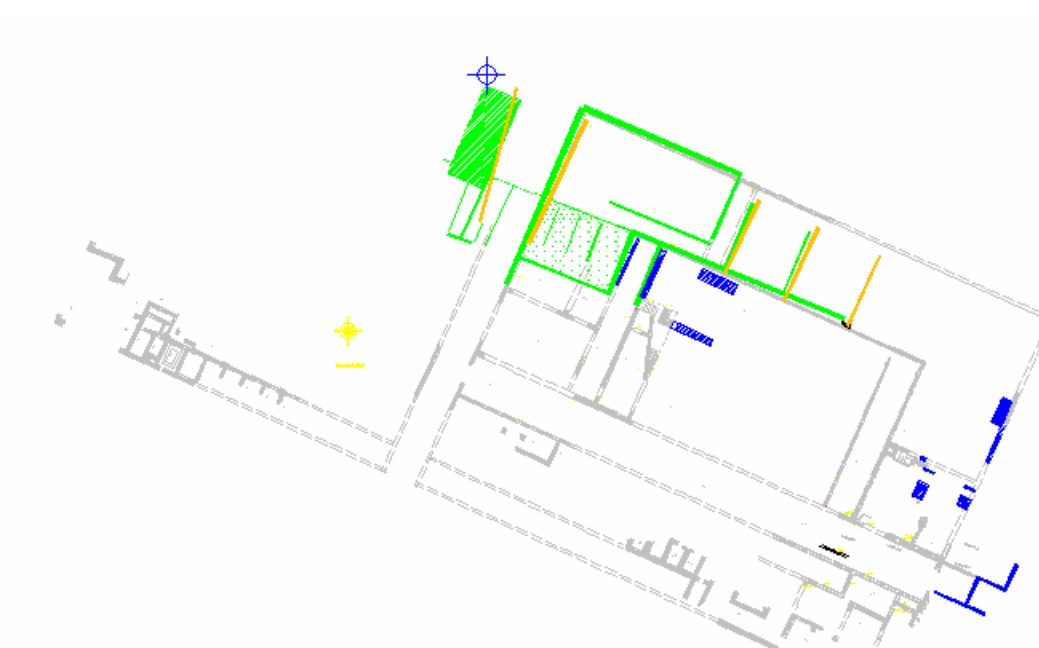


Figura 3.1.2.8: Planimetria di sintesi con schematica rappresentazione delle principali anomalie radar (in verde e blu), magnetiche (in giallo) e delle evidenze di scavo (in grigio pieno); in grigio tratteggiato le ipotesi interpretative degli archeologi.

Rilievo elettromagnetico

Durante il luglio 2005 nell'area principale sono stati eseguiti anche dei test con un elettro-magnetometro GSSI GEM 300, ma i dati registrati non hanno mostrato nessuna anomalia significativa di natura archeologica, probabilmente per l'eccessiva superficialità delle strutture interrato.

3.2 AREA ARCHEOLOGICA TERME NERIONIANE – MONTEGROTTO TERME (PD)

3.2.1 INQUADRAMENTO STORICO-GEOGRAFICO

L'area termale euganea, oggi suddivisa nei due comuni di Abano e Montegrotto, fu nell'antichità un'unica entità territoriale nota nelle fonti antiche come *Patavini fontes* o *fons Aponi*. Frequentata in epoca protostorica come santuario a carattere comunitario dagli abitanti del territorio patavino, in epoca romana la zona fu oggetto di un sistematico sfruttamento delle risorse idrotermali. Nacque così gradualmente una vera e propria “città d'acque”, dipendente amministrativamente dalla vicina *Patavium*, ma sviluppata come centro religioso, termale e residenziale.

Se la continuità di vita costituisce uno degli aspetti più significativi di questo territorio rendendo le terme euganee un caso emblematico di studio, il rapido sviluppo urbanistico anche nei centri moderni ha provocato però la distruzione o comunque la perdita di importanti strutture del passato, con gravi lacune sulla conoscenza del territorio.

Importanti aree con resti d'insediamenti termali e residenziali sono state messe in luce nel corso del XX secolo in una serie di scavi occasionali, in particolare nel fondo Sgaravatti–Donà e nell'area adiacente all'Hotel Terme Neroniane in via Neroniana.

Il settore urbano che si situa lungo Via Neroniana, poco a sud del Piazzale della Stazione di Montegrotto Terme, in prossimità dell'Hotel Terme Neroniane, nell'ultima decina d'anni ha restituito una serie di dati strutturali e materiali di età romana di grande interesse archeologico. Dopo una serie di rinvenimenti casuali pertinenti per lo più a manufatti fittili, nel 1988 nel campo ubicato immediatamente ad oriente dell'hotel, lungo la linea ferroviaria, in seguito a lavori agricoli di spianamento del terreno emersero numerosissimi materiali frammentari, fra cui lastrine marmoree, tessere musive, elementi di costruzione quali mattoni e tegole, utensili di uso domestico.

La Soprintendenza Archeologica per il Veneto avviò così le prime indagini sul terreno, comprensive di una campagna di prospezioni geofisiche ed alcuni interventi di scavo, condotti rispettivamente nel 1989-90 e nel 1992, nel corso dei quali si sondarono circa 1.000 mq dell'area.

Durante questi lavori furono individuati tre gruppi di strutture di particolare interesse le cui geometrie furono chiarite nella successiva fase di scavo e, con una certa precisione, solo per il settore centrale del terreno, caratterizzato dalla presenza di diversi ambienti (Fig. 3.2.1.1).



Figura 3.2.1.1 – Visione di parte degli ambienti rinvenuti durante lo scavo del 1988-90 nella porzione mediana dell'area indagata

Data la parzialità delle indagini, l'interpretazione delle strutture e del loro utilizzo resta problematica, per quanto la tipologia d'insieme faccia pensare ad un impianto termale pubblico e ad una ricca residenza privata.

L'area fu abbandonata per quasi dieci anni, fino al 2000, quando, ad opera della Scuola di Specializzazione in Archeologia, ripresero gli studi e le indagini su questa interessante ed ancora irrisolta struttura.



Figura 3.2.1.2: Foto aerea realizzate nell'estate 2003 in condizioni di particolare siccità.

3.2.2 ESECUZIONE DELLE MISURE

L'area, come si può vedere dalla foto aerea di figura 3.2.1.2, si presenta come una distesa pianeggiante, anche se con piccoli dislivelli al suo interno, priva di coltivazioni e mantenuta a prato in quanto dalla fine degli anni '80 è di proprietà demaniale.

Nel corso dell'anno 2000 sono riprese le indagini geofisiche in quest'area che hanno visto impegnato il nostro dipartimento, nelle persone dell'ing. Ermanno Finzi, del dott. Roberto Francese e della scrivente, allora in tesi di laurea, per una campagna georadar a maglia larga su tutta l'estensione disponibile.

Come primo approccio è stato utilizzato un georadar GSSI SIR2 con antenna da 400MHz e sono stati eseguiti profili in direzione N-S ogni 2 m su un'area complessiva di 100 x 120 m².

Questa prima indagine è servita ad individuare le principali zone anomale dell'intera area che successivamente sono state studiate nel dettaglio sia con sistemi radar sia con altre metodologie geofisiche.

Nella tesi di laurea della scrivente lo studio di quest'area archeologica fino al 2002 è stato condotto prevalentemente mediante indagini con georadar a diversi livelli di risoluzione, utilizzando antenne a diverse frequenze con spaziature tra i profili sempre minori fino ad individuare per ogni antenna la distanza ottimale per la discriminazione delle particolari strutture qui presenti². Dall'anno 2000 sono riprese anche le campagne di scavo archeologico quindi le anomalie riscontrate con i metodi geofisici sono sempre state validate dall'osservazione diretta delle strutture sepolte.

In quest'area, infatti, si trovano sepolti a pochissima profondità manufatti in trachite che dovevano rappresentare le fondazioni di importanti ambienti di cui, in qualche area di alto morfologico, sono ancora conservati i piani pavimentali con bellissimi motivi geometrici e preziose lastre marmoree (Zanovello, 2004).

La particolarità di queste strutture, che hanno setti murari di dimensioni abbastanza variabili da 0.2 a 1 m di spessore, la loro modesta profondità, la morfologia favorevole del sito, la conoscenza diretta dovuta agli scavi archeologici e la vicinanza al Dipartimento di

² Vettore 2002 - *Implementazione di procedure software per il trattamento di dati radar – il caso di Montegrotto Terme* – (Tesi di Laurea)

Geoscienze, hanno suggerito di fare di quest'area un poligono geofisico del nostro gruppo di ricerca, spingendoci a testare qui tutte le nuove strumentazioni disponibili.

L'occasione di questo dottorato quindi ha offerto la possibilità di approfondire le conoscenze su questo sito e di impiegare molte strumentazioni, in varie configurazioni di acquisizione, soprattutto in relazione al fatto che si conoscevano abbastanza bene la maggior parte delle strutture sepolte, o almeno così si riteneva, come vedremo in seguito.

Dal 2004 al 2006 nel sito sono state eseguite indagini di geoelettriche, magnetometriche ed elettromagnetiche anche con la collaborazione di esperti di altre università italiane (Finzi et al., 2005).

Di seguito riportiamo gli interventi che sono stati condotti negli anni, raggruppandoli per metodologia.

Misure georadar

Durante l'estate del 2004 la Scuola di Specializzazione in Archeologia ha potuto far eseguire delle indagini georadar con sistema il sistema multicanale GSSI TerraVision, di cui si è già parlato nella prima parte di questo capitolo.³

Questo rilievo, a differenza di quello effettuato in Croazia, è stato eseguito con la strumentazione completa, utilizzando le 14 antenne montate sul carrello trainato con un *quad* su cui erano alloggiati il computer di controllo, la *board* di gestione delle antenne ed un prisma riflettente che permetteva ad una stazione totale di seguire il carrello e di ricostruire le sue traiettorie.

In una giornata di lavoro, grazie alla velocità di acquisizione del sistema è stato possibile coprire interamente l'area di 100 x 120 m, con l'eccezione delle aree già interessate dagli scavi, con un dettaglio elevatissimo.



Figura 3.2.2.1: Sistema georadar TerraVision in acquisizione.

³ Si ringrazia il dott. Francese per aver messo a disposizione la strumentazione ed eseguito il rilievo.

I dati acquisiti sono stati elaborati seguendo lo stesso iter descritto per i profili di Loron ed in figura 3.2.2.2 è possibile vedere una *time-slice* georiferita dell'intera area.

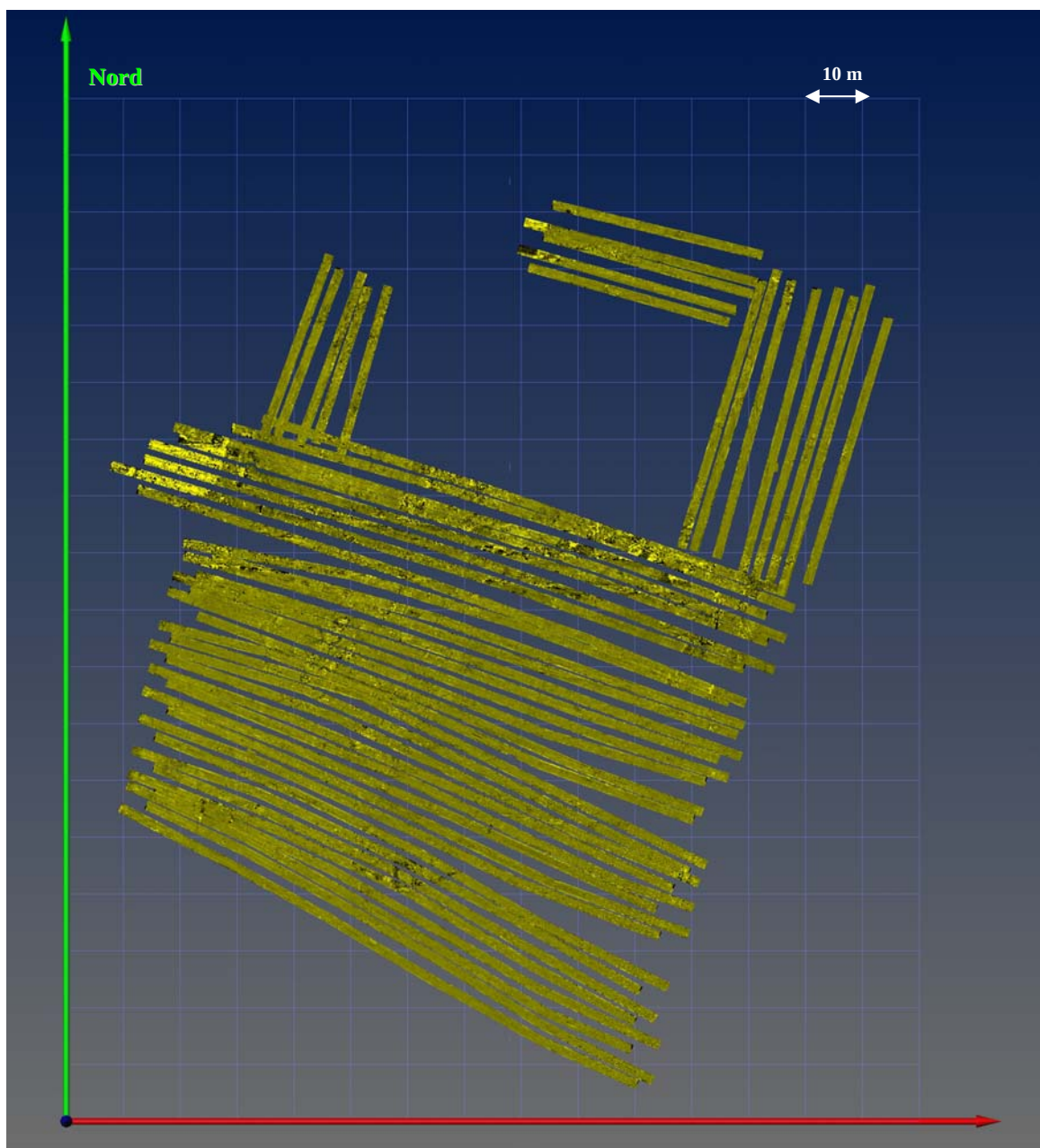


Figura 3.2.2.2 : *Time-slice* calcolata a 15 ns, georeferenziata e visualizzata attraverso il software “Amira Viewer” della TGS

Si osservi come, oltre alle strutture già rilevate negli anni precedenti, per la prima volta, grazie all'elevato dettaglio, il radar riesce a riconoscere un'anomalia dalla forma particolare nella parte più meridionale dell'area indagata. Questa struttura, che in seguito verrà chiamata “torre” dagli archeologi, è composta da una stanza quadrata fiancheggiata da due ali a forma di esedra. Nella prima interpretazione, per questa struttura era ipotizzata una

funzione puramente decorativa di un oggetto che veniva a trovarsi, per le conoscenze avute fino ad allora, al limite meridionale di un grande giardino o comunque di uno spazio aperto privo di strutture.

Negli anni successivi questa ipotesi ha dovuto essere sostituita da altre interpretazioni, concepite sulla base di nuovi ed inaspettati dati ottenuti dalle prospezioni geofisiche.

Misure geoelettriche

Nel 2004, dopo aver analizzato i risultati ottenuti con il TerraVision, abbiamo iniziato una serie di misure geoelettriche sia sulla “torre”, sia in altri settori. Lo scopo di queste misure, oltre a confermare quanto visto con il georadar, era di capire, attraverso uno studio di resistività, la natura di queste anomalie, ovvero se si trattava di lacerti di strutture murarie vere e proprie oppure “impronte” in negativo di murature spoliate.

Prima di affrontarne lo studio sono stati eseguiti alcuni test per verificare quale potesse essere il metodo più efficace per riconoscere e mappare delle strutture a geometria complessa.

In particolare si voleva verificare se fosse più adatto un rilievo 3D o un rilievo 2D con successiva elaborazione 3D (denominato pseudo-3D). La valutazione è stata fatta su un’area test di dimensioni ridotte considerando, oltre al dettaglio ottenibile, anche i tempi di acquisizione ed elaborazione del dato.

Il rilievo preliminare è stato eseguito su una struttura nota, denominata a “zig-zag”, di cui erano disponibili le planimetrie di scavo risalenti agli anni 1990-92.

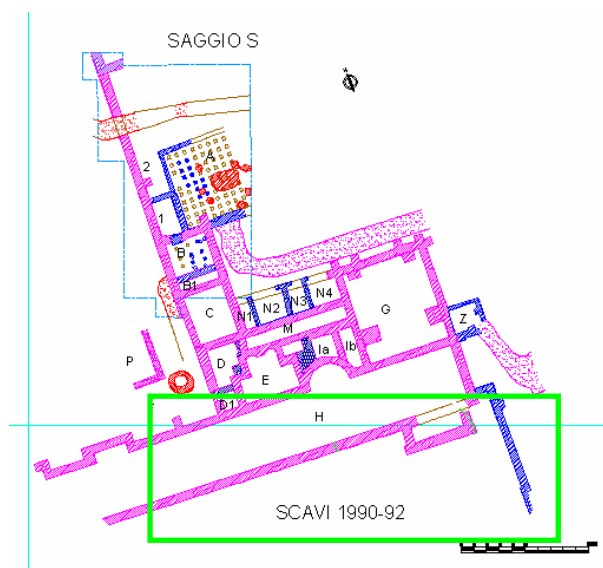


Figura 3.2.2.3: Planimetria degli scavi archeologici effettuati negli anni 1990-1992

Il corretto posizionamento della struttura è stato verificato con un'indagine radar preliminare, eseguita con antenna da 900MHz, di cui possiamo vedere i risultati in figura 3.2.2.4.

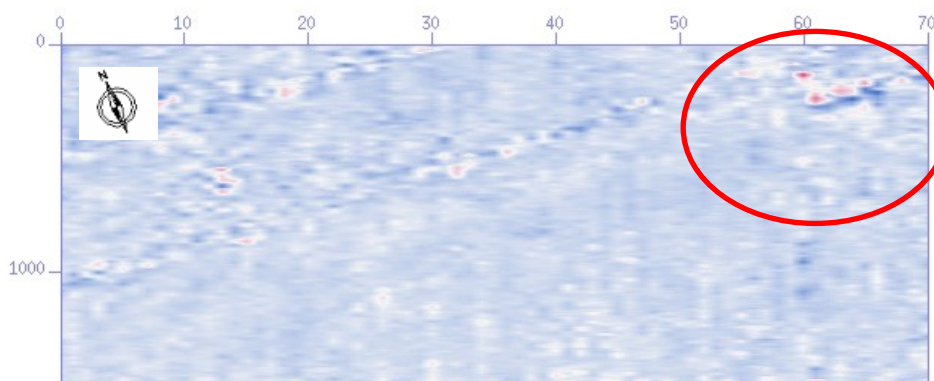


Figura 3.2.2.4 : *Time-slice* calcolata a circa 30 cm di profondità; nell'area in rosso la struttura a “zig-zag” che verrà indagata con la geoelettrica.

Sull'area di circa $7 \times 7 \text{ m}^2$ su cui si sviluppa la struttura ad angolo sono state eseguite misure 2D con profili ogni 0.5 m con 32 elettrodi spaziatati di 0.25 m per un totale di 15 profili.

I risultati dell'elaborazione 2D e della successiva visualizzazione 3D possono essere giudicati di buona qualità, con una corretta percezione della struttura indagata, sia nella forma che nelle dimensioni.

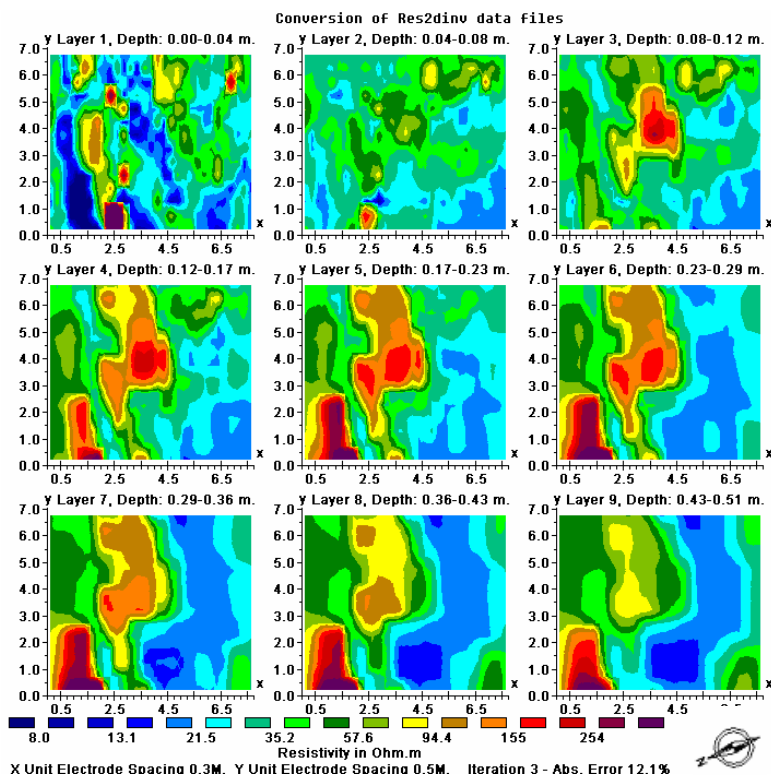


Figura 3.2.2.5 : Risultati elaborazione pseudo-3D, *depth-slice* a diverse profondità.

Sulla stessa area sono state anche eseguite delle misure 3D con il metodo polo-polo, con acquisizione secondo una maglia di $0.25 \times 0.5 \text{ m}^2$, per mantenere le stesse dimensioni del pseudo-3D.

Visto il ridotto numero di elettrodi disponibili (64), si è dovuto ridurre l'area di indagine a circa $4 \times 5 \text{ m}^2$ ed effettuare 3 acquisizioni 3D separate da 60 elettrodi ciascuna, con la tecnica *roll-along*.

Il risultato dell'indagine è di discreta qualità, con una corretta individuazione della forma della struttura, ma con una lieve sovrastima degli spessori.

La prospezione con il metodo polo-polo ha raggiunto profondità maggiori rispetto alle misure effettuate con la tecnica dipolo-dipolo, usata nelle misure 2D, e questo ha permesso di stimare correttamente la profondità della struttura.

Va osservato comunque che i tempi di acquisizione sono molto differenti con un notevole aggravio a carico dell'acquisizione 3D.

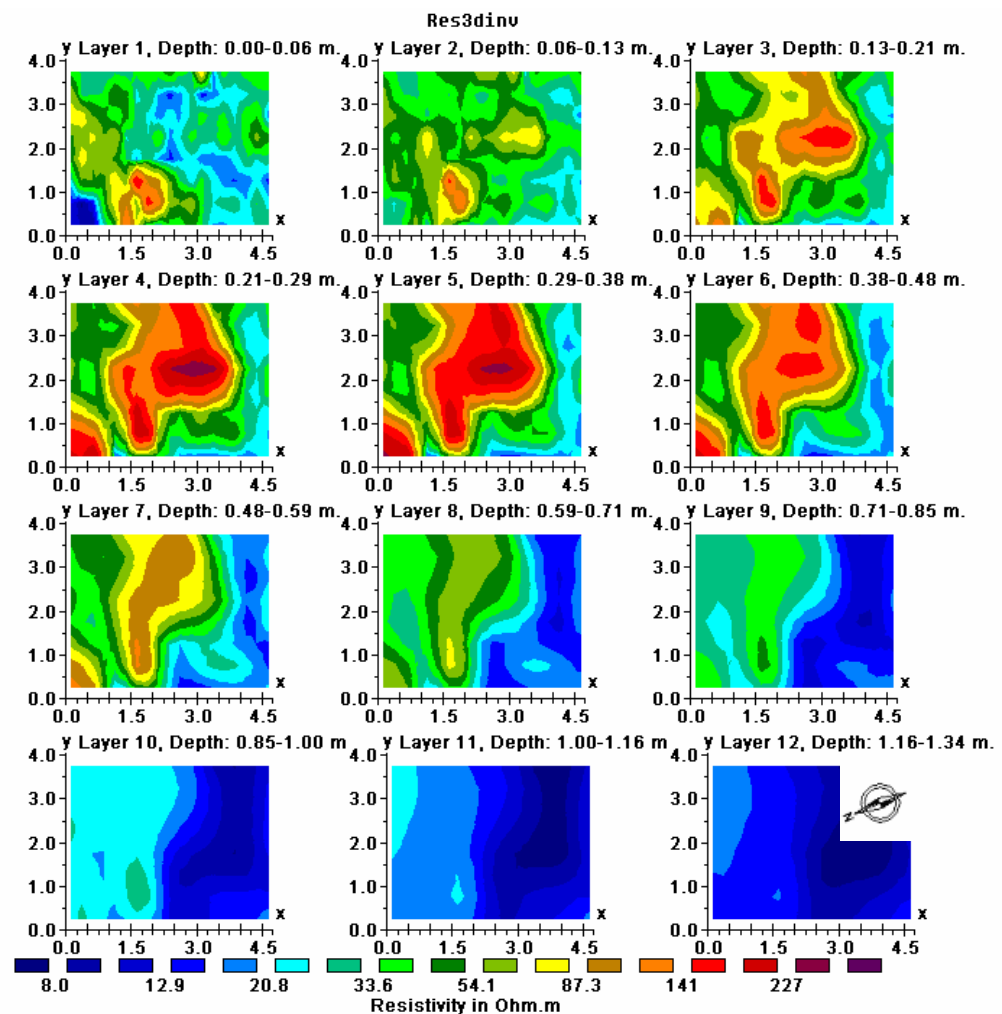


Figura 3.2.2.6: Risultati elaborazione 3D, *depth-slice* a diverse profondità.

Per ridurre i tempi di acquisizione nella misura 3D, si è realizzata una maglia con distanze maggiori, utilizzando una griglia di $0.50 \times 0.5 \text{ m}^2$ sempre con il metodo polo-polo.

I risultati ottenuti, seppur con una riduzione di tempo dovuta all'impiego di due soli stendimenti al posto dei tre iniziali, non sono purtroppo idonei per risolvere la geometria e le dimensioni della struttura.

In particolare, come si può vedere in figura xx, gli spessori sono sovrastimati e la forma non è mantenuta correttamente, soprattutto per quanto riguarda l'inclinazione della struttura.

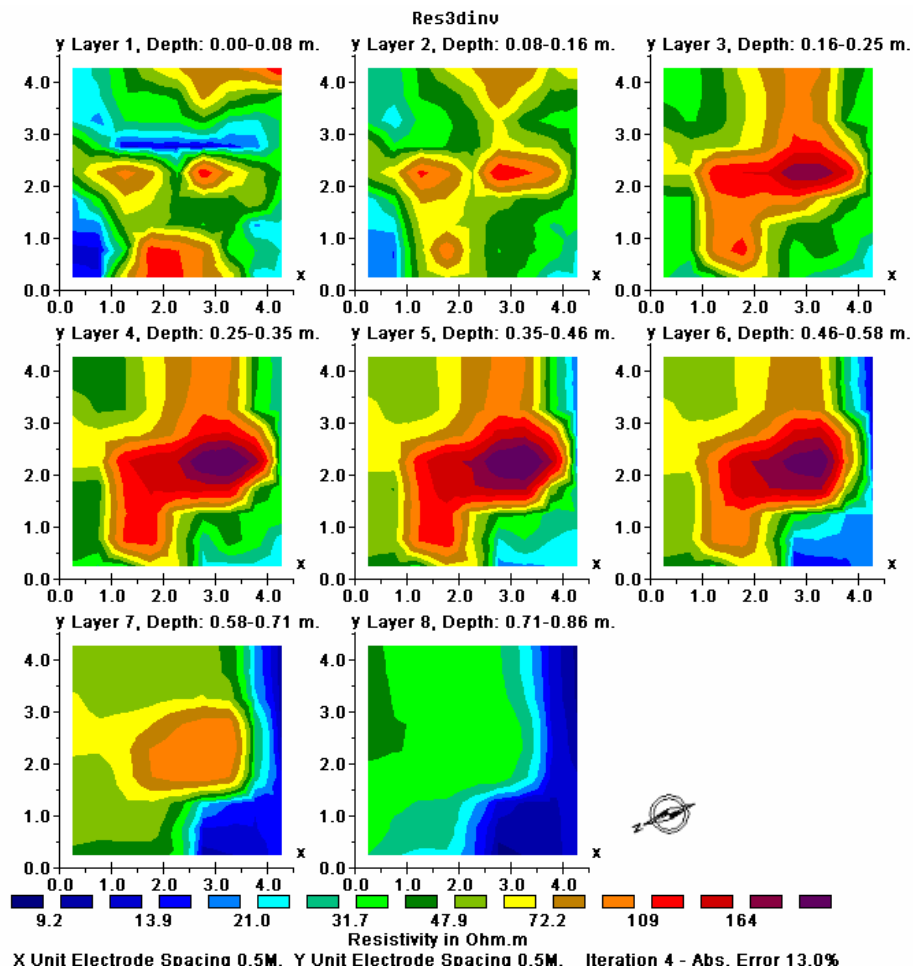


Figura 3.2.2.7 : Risultati elaborazione 3D, *depth-slice* a diverse profondità

Concludendo quindi, possiamo dire che il sistema più risolutivo e che permette un migliore rapporto tempi/risultati è l'acquisizione pseudo-3D, con stendimenti 2D dipolo-dipolo elaborati in 3D, mantenendo le interdistanze consigliate da Loke per l'inversione 3D con il software Res3Dinv che prevedono una distanza tra profili al massimo doppia dell'interdistanza elettrodica (M.H. Loke, 2002).

Nell'affrontare il rilievo sull'area denominata "torre" abbiamo quindi deciso di applicare la tecnica pseudo-3D, coprendo un'area di circa $10 \times 12 \text{ m}^2$ con 11 profili spaziati di 0.50 m e con interdistanza fra gli elettrodi di 0.25 m.

I risultati sono stati di ottima qualità, essendo la struttura muraria riconoscibile con un dettaglio addirittura superiore alla copertura georadar.

In base alle resistività riscontrate ($80\text{-}150 \Omega \cdot \text{m}$), possiamo affermare che si tratta sicuramente di una struttura muraria anche se i valori non sono estremamente elevati.

In seguito, gli scavi archeologici, hanno dimostrato che si tratta di strutture in trachite fortemente alterata e disgregata.

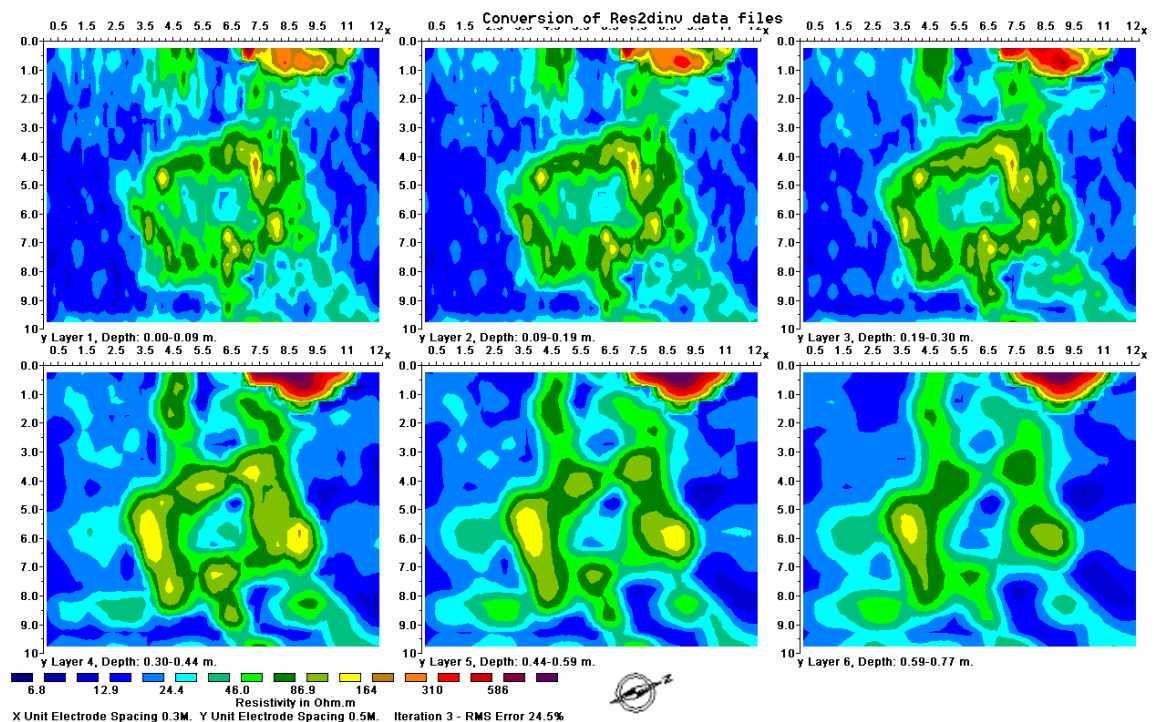


Figura 3.2.2.8 : Risultati elaborazione pseudo-3D, *depth-slice* a diverse profondità

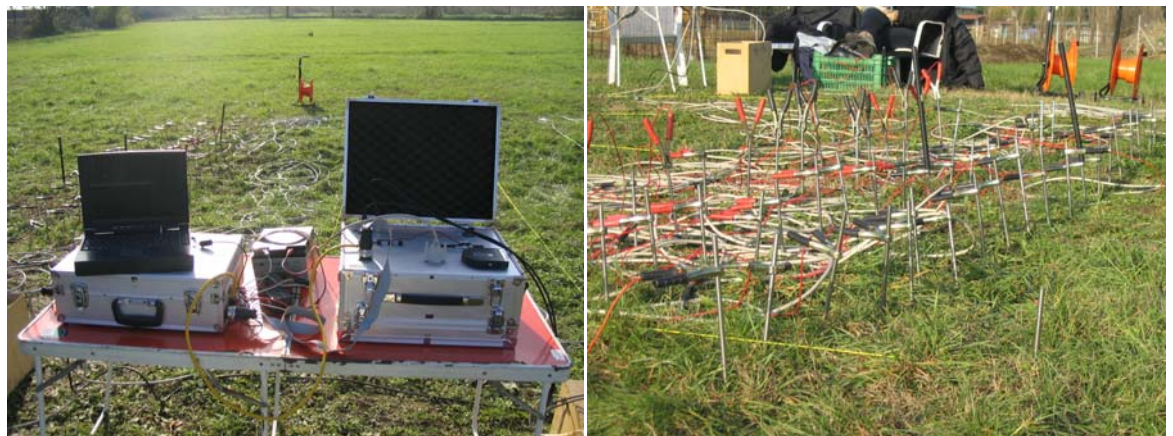


Figura 3.2.2.9 : Immagini delle acquisizioni 3D e pseudo-3D.

Misure con magnetometro

Nell'estate 2005, grazie ad una collaborazione con il Politecnico di Torino⁴, è stato possibile testare un magnetometro ad effetto Overhauser GEM GSM19.

Oltre alle indagini condotte nel sito archeologico di Loron, cui si è già accennato, è stata eseguita una prospezione magnetica nella metà meridionale dell'area di Montegrotto Terme ancora non interessata dagli scavi archeologici.

Benché le premesse per un rilievo magnetico non fossero le migliori, per la presenza della linea ferroviaria PD-BO a pochi metri dal terreno e una serie di reti metalliche a protezione degli scavi, il materiale di cui erano composte le strutture scavate, prevalentemente trachite, faceva sperare in un esito positivo delle prospezione. La trachite, infatti, è una roccia vulcanica dal comportamento fortemente ferromagnetico in quanto contiene molti minerali ferrosi.

Per ridurre al minimo i disturbi ambientali presenti è stata utilizzata la configurazione gradiometrica, mantenendo la sonda inferiore a circa 0.2 m dal terreno (distanza minima consentita dal puntale di appoggio della sonda) e quella superiore a 1.2 m, in modo da rendere il sistema il più sensibile possibile alle anomalie superficiali.

L'indagine è stata eseguita su una griglia di misura quadrata di 1 m di lato che è stata materializzata a terra mediante cordelle metriche; il rilievo dell'intera area ha richiesto qualche giorno di lavoro.



Figura 3.2.2.10:
Acquisizione con
magnetometro GSM19
effettuata per punti.

⁴ Si ringraziano i proff. Luigi Sambuelli e Alberto Godio per la disponibilità.

I dati ottenuti si sono rivelati di una qualità superiore a qualsiasi aspettativa mostrando un complesso sistema di ambienti che fino ad allora non erano mai stati nemmeno ipotizzati.

L'elaborazione dei dati, vista la buona qualità iniziale, si è limitata alla rimozione di qualche misura nelle adiacenze della linea ferroviaria legata a delle piastre metalliche interrate.

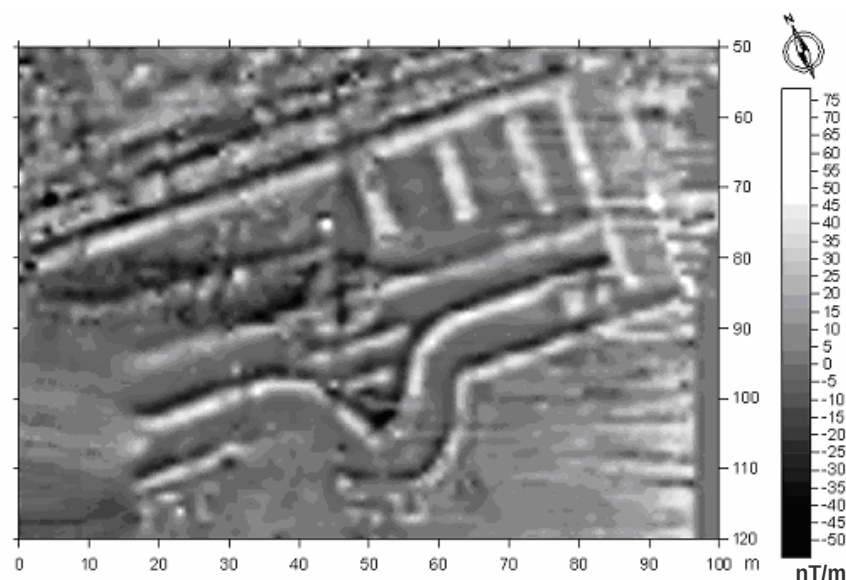
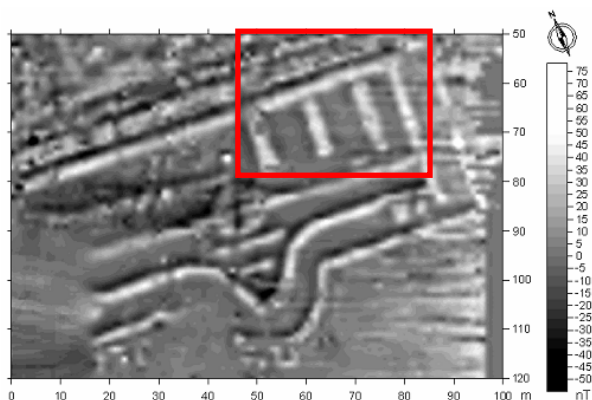


Figura 3.2.2.11: Mappa del gradiente magnetico

Misure elettromagnetiche

Nell'estate 2006 è stato possibile testare anche il sistema Geonics EM-38, strumento elettromagnetico “*dual-coils*” di ridotte dimensioni adatto a prospezioni superficiali.

Per poter verificare le potenzialità e il grado di risoluzione dello strumento, si è operato in un'area in cui erano disponibili altre informazioni, derivanti in particolare dai rilievi georadar e magnetometrici.



L'area indagata è di circa 50 x 30 m² e si colloca entro una zona anomala riconosciuta nella mappa magnetica e denominata “zona a pettine”; in cui sono state eseguite misure su una griglia regolare di 1 m di lato.

Figura 3.2.2.12: Ubicazione delle indagini con EM-38 (in rosso).



Figura 3.2.2.13: Indagini con EM-38 nell'area "a pettine" e dettaglio della strumentazione.

Nonostante l'elevato disturbo elettromagnetico introdotto dalla vicina linea ferroviaria e dalla presenza delle reti metalliche a protezione delle aree già scavate, i risultati ottenuti sono di ottima qualità, con un dettaglio anche superiore a quello raggiunto con la magnetometria a parità di passo di misura.

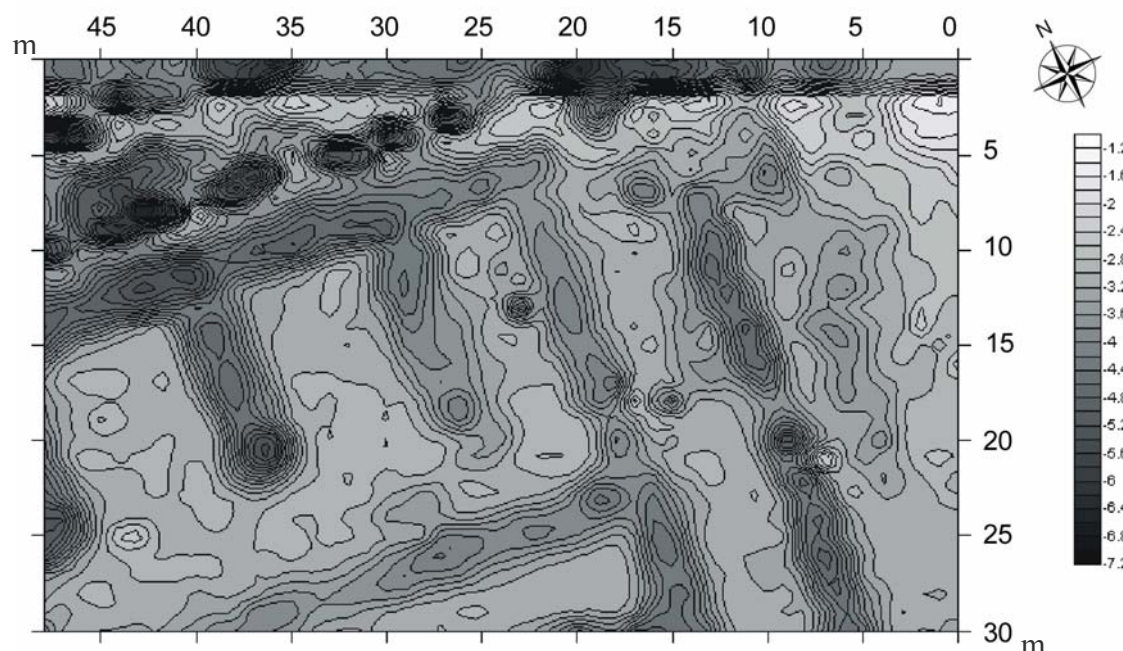


Figura 3.2.2.14 :Mappa delle anomalie elettromagnetiche in fase con dipolo verticale.

La presenza della struttura "a pettine", mai rilevata dalle indagini georadar, ha fatto supporre in un primo momento che non si trattasse di strutture murarie antiche, ma di tracce lasciate dalle trincee esplorative aperte dagli archeologi nei primi anni Novanta, e in parte visibili in una foto aerea del sito scattata da bassa quota nel 2003 (fig. 3.2.2.15).



Figura 3.2.2.15 : Foto aerea con evidenziata in rosso l'area della struttura "a pettine".

Per risolvere il dubbio quindi sono state intensificate le indagini in questo settore, eseguendo sia un profilo di elettrico, sia misure con un diverso sistema georadar⁵.

I risultati delle indagini sono presentati nelle due immagini che seguono e, mentre la geoelettrica sembra confermare la presenza di materiali lapidei sepolti (evidenziati delle frecce in rosso in figura 3.2.2.16), il georadar non rileva anomalie significative.

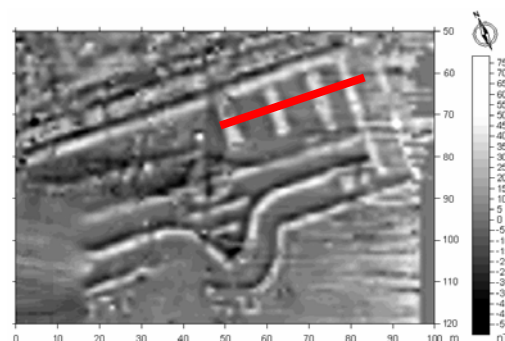
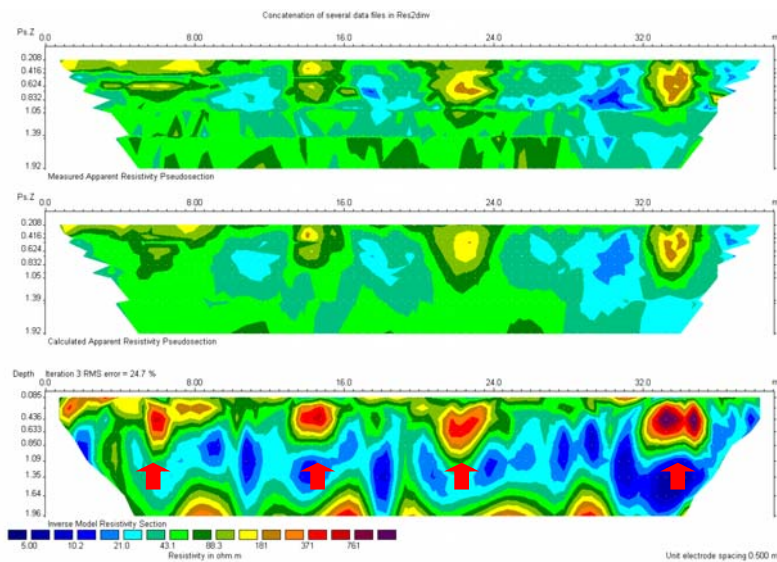


Figura 3.2.2.16: Profilo elettrico con metodo dipolo-dipolo su struttura "a pettine"; a destra, in rosso, l'ubicazione del profilo.

⁵ Si ringraziano per la collaborazione la prof.ssa Elena Pettinelli e il dott. P.M. Barone dell'Università di Roma3.

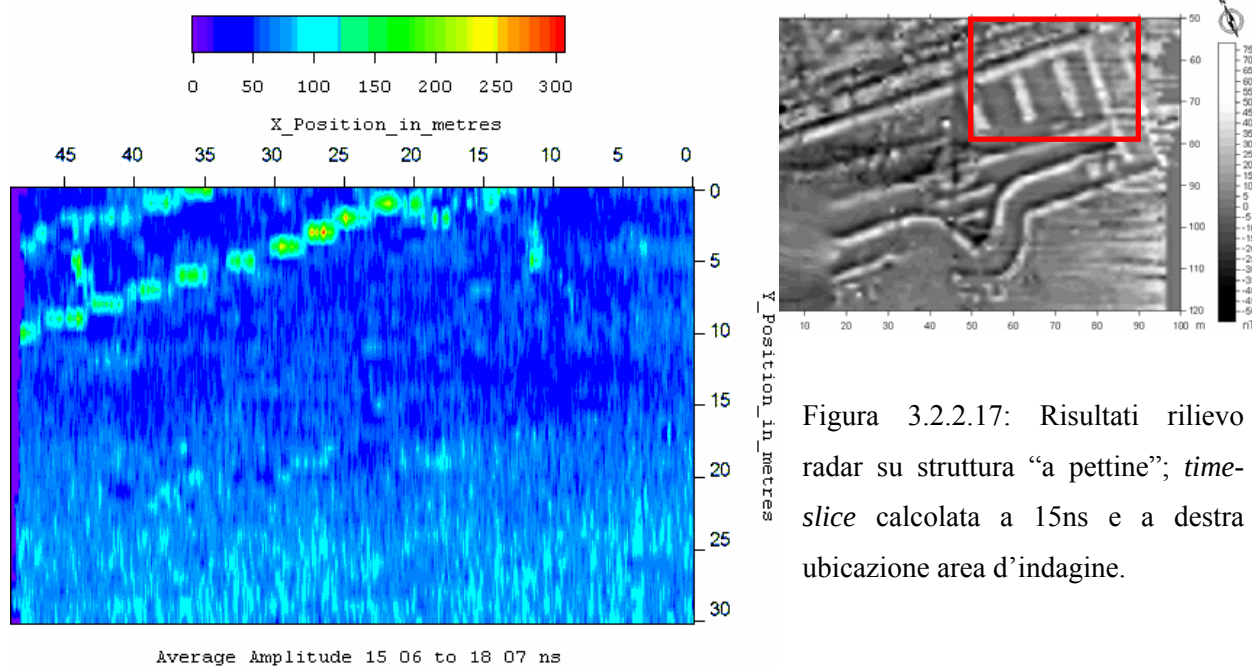


Figura 3.2.2.17: Risultati rilievo radar su struttura “a pettine”; *time-slice* calcolata a 15ns e a destra ubicazione area d’indagine.

I dati acquisiti sono stati elaborati sia con il software dedicato della “Sensor & Software” EKKO 3D (Sensor & Software, 1999) disponibile nel laboratorio di geofisica di Roma3, sia a Padova con il software Seismic Unix.

I risultati sono assolutamente confrontabili ma non rilevano, se non sotto forma di lievissime anomalie, la presenza della struttura “a pettine” che si stacca dal muro principale verso sud; il muro principale invece è ben visibile in fig. 3.2.2.17.

Considerando che il georadar, in questo particolare contesto non riesce ad essere efficace, è stata eseguita un’indagine diretta con alcuni sondaggi a mano, che hanno confermato che le anomalie riscontrate sono imputabili a strutture murarie sepolte a circa 40-50 cm di profondità da p.c.



Figura 3.2.2.17: Sondaggi a mano su struttura “a pettine”⁶.

⁶ Si ringrazia il dott. Damiano Betti per l’importante collaborazione durante le indagini.

Il georadar risente moltissimo in questo sito la presenza di uno strato superficiale di argilla molto conduttiva che scherma il segnale; in alcuni settori, dove questo strato non è presente (Mozzi et al., 2005) o è stato rimosso durante scavi in tempi passati, il segnale riesce a penetrare ed il radar si mostra uno strumento validissimo per l'identificazione e la mappatura delle strutture presenti.

Questa circostanza è stata osservata in altri rilievi, nel corso delle diverse campagne georadar condotte nell'area. Analizzando i risultati, si è osservato che in zone mai intaccate da lavori o scavi archeologici passati, il rilievo non restituisce nessuna anomalia significativa, anche a fronte della presenza, verificata da altri strumenti, di strutture murarie sepolte.

3.3 COLLABORAZIONI CON ALTRI CENTRI DI RICERCA

Nel periodo del dottorato sono state attivate varie collaborazioni con altre Università e Centri di Ricerca sul tema delle applicazioni geofisiche in alta risoluzione al settore archeologico. In particolare vengono di seguito descritte due esperienze realizzate con il prof. Attilio Mastrocinque dell'Università di Verona, per indagini geofisiche nell'area archeologica di *Grumentum* (PZ), e con i proff. Marcello Ciminale ed Helmut Becker, rispettivamente dell'Università di Bari e del Department for Archaeological Propection and Aerial Archaeology di Monaco, che si occupano da anni di indagini geofisiche in diverse aree archeologiche nella valle del fiume Celone (FG).

3.3.1 – PROSPEZIONI GEOFISICHE A GRUMENTUM (PZ)

La collaborazione con il prof. Mastrocinque, ordinario di Storia Greca e Romana presso il Dipartimento di Discipline Storiche Artistiche, Archeologiche e Geografiche della Facoltà di Lettere dell'Università di Verona, è nata dalla sua volontà di eseguire una serie di misure geofisiche all'interno del “Progetto integrato per l'applicazione di tecnologie avanzate ai fini del recupero, dello studio e della fruizione dei Beni Archeologici”.

Tra gli obiettivi del progetto è previsto lo studio dell'area archeologica di *Grumentum*, in provincia di Potenza, in cooperazione con lo IUAV di Venezia per la parte relativa al rilievo aerofotografico di dettaglio e a riprese con laser-scanner dell'intero sito.

L'area archeologica, che si sviluppa per un'ampia superficie su uno sperone roccioso allungato, nel corso degli ultimi decenni è stata oggetto di scavi che hanno portato alla luce numerose ed importanti strutture romane, alcune in buono stato di conservazione.



Figura 3.3.1.1: Immagine satellitare della collina su cui sorge Grumentum (da Google Earth).

La zona è studiata da molti anni, anche da gruppi di ricerca non italiani (Melichar et al., 1999); risale, infatti, ai primi anni 2000 l'ultima campagna geofisica a cura di studiosi tedeschi. Dal 2005 gli scavi sono stati ripresi dall'Università di Verona, che ha richiesto un'indagine geofisica finalizzata a verificare la presenza di strutture interrato all'interno e nelle immediate adiacenze dell'area forense.



Figura 3.3.1.2: Foto aerea dell'area del foro su cui si sono concentrate le indagini.

Nel febbraio 2006 è stata dunque eseguita la prima campagna geofisica a media risoluzione con l'impiego di un georadar GSSI SIR3000, equipaggiato con un'antenna da 400 MHz, per una copertura complessiva di circa 5500 mq.



Figura 3.3.1.3: Indagini georadar nell'area del foro.

Il rilievo è stato organizzato su una maglia topografica di passo 1 m, mentre il fondo scala strumentale è stato impostato in funzione della specifica risposta nelle diverse aree, variando dagli 80 ns nell'area 1 ai 50 ns nell'area 4 (vedi fig. 3.3.1.4)

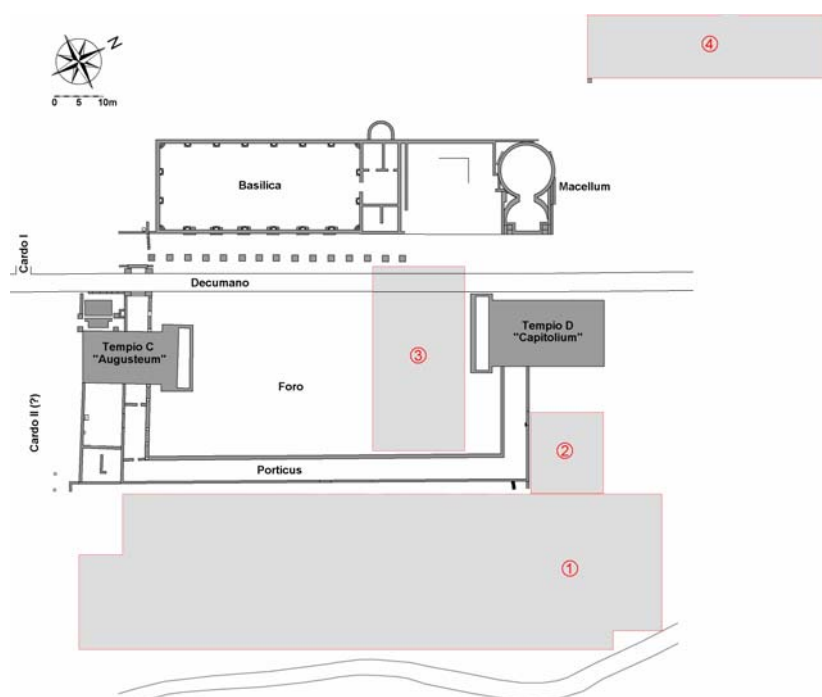


Figura 3.3.1.4: Ubicazione schematica delle aree indagate (le aree in grigio 1-4 sono quelle coperte con georadar)

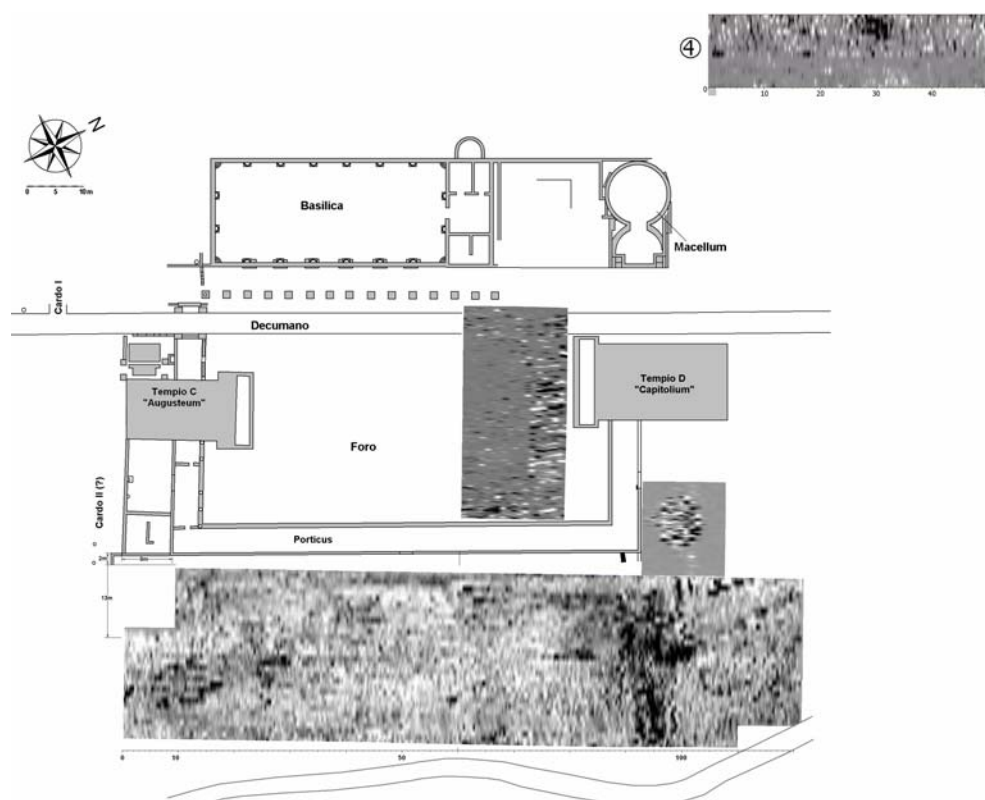


Figura 3.3.1.5: Mappa delle anomalie georadar delle quattro aree indagate.

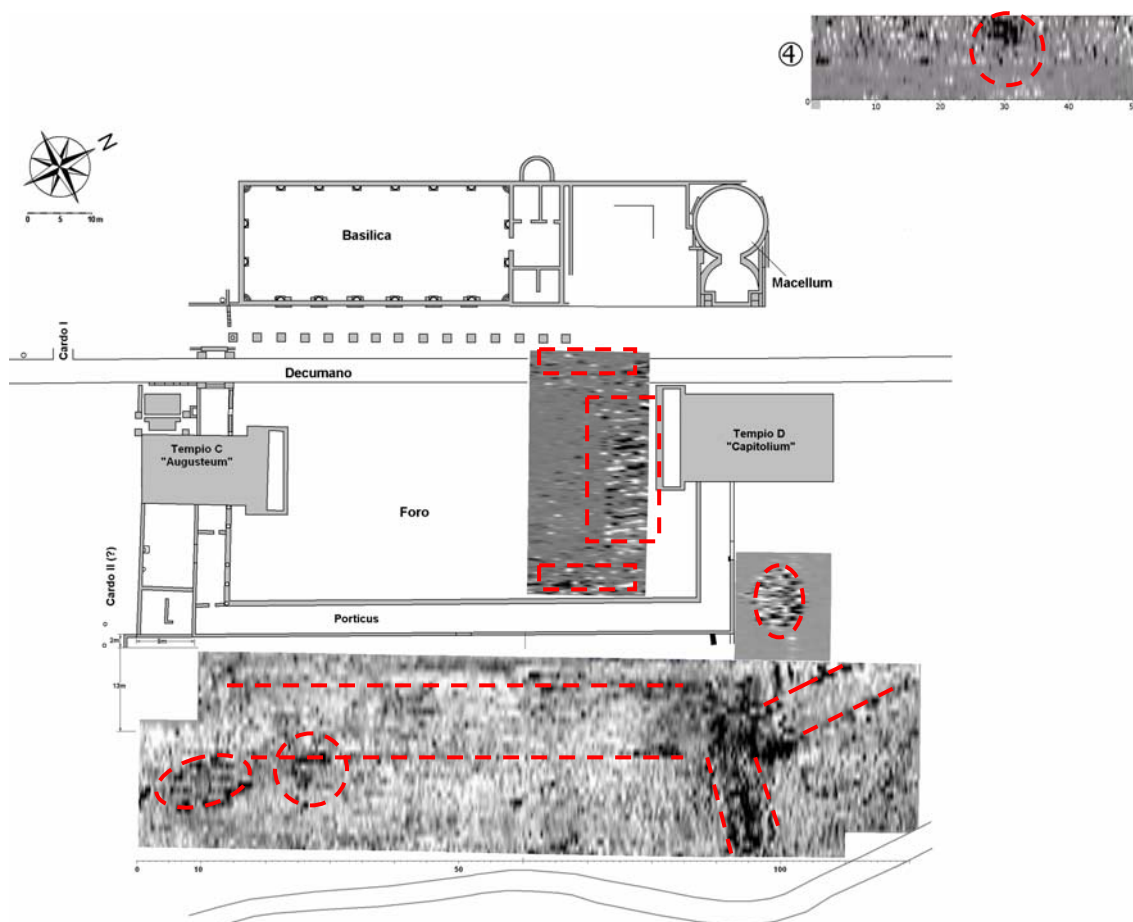


Figura 3.3.1.6: Interpretazione delle principali anomalie riscontrate (in rosso).

Il risultato di maggiore chiarezza è la rilevazione, nell'area 2, di un edificio a pianta circolare (fig. 3.3.1.6), oggetto di un saggio di scavo già nel corso della campagna archeologica 2006.

Alla luce dei risultati ottenuti con le prospezioni radar ed in seguito all'osservazione che in alcune aree il segnale aveva qualche difficoltà di penetrazione, si è pensato di integrare le indagini con una campagna magnetometrica. In collaborazione con il prof. M. Ciminale e il dott. D. Gallo del Dipartimento di Geoscienze dell'Università di Bari, è stato dunque condotto un rilievo magnetico nell'area 1, con una maglia topografica organizzata su profili di lunghezza costante pari a 80 m, intervallati fra loro di 0.50 m. La densità di misure lungo ogni profilo è stata pari a circa otto per ogni metro e la superficie totale indagata ammonta a circa 2300 mq. L'area interessata dalle misure è segnata in giallo in figura 3.3.1.7.

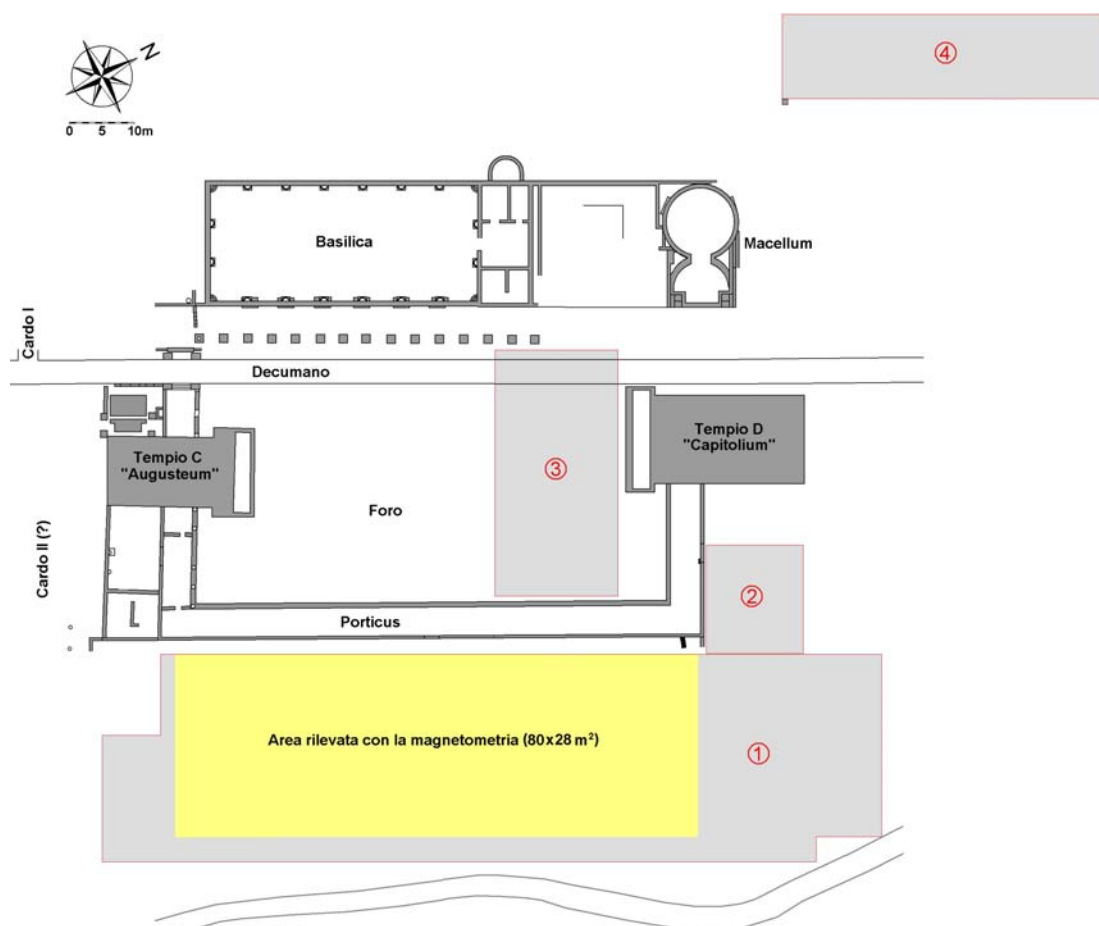


Figura 3.3.1.7: Ubicazione delle misure con magnetometro



Figura 3.3.1.8: Misure con magnetometro nell'area del foro.

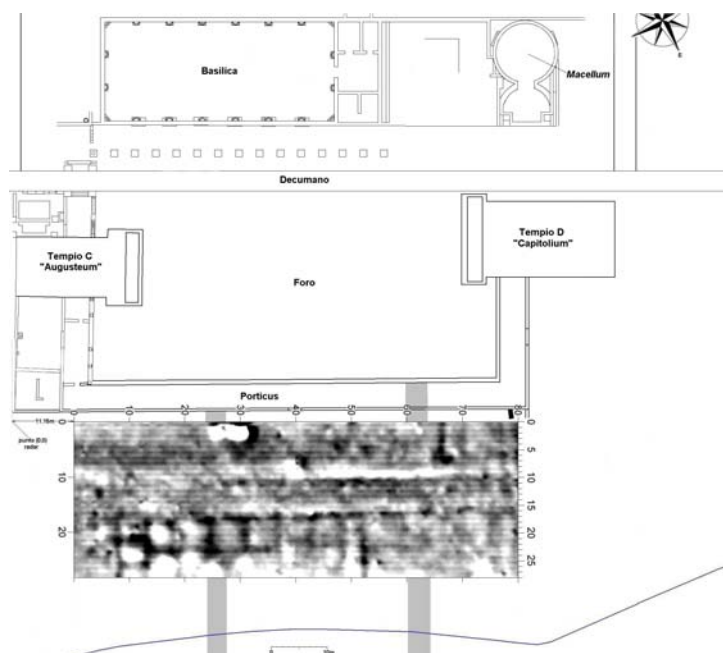


Figura 3.3.1.9: Anomalie magnetiche rilevate.

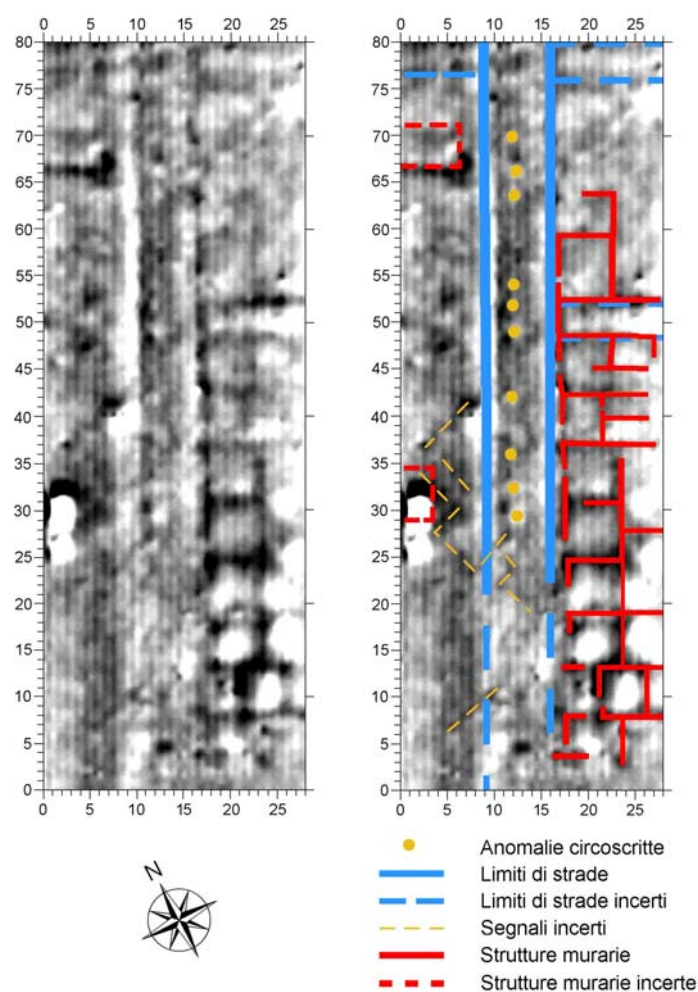


Figura 3.3.1.10: Dettaglio delle anomalie magnetiche rilevate con evidenziati i principali lineamenti strutturali che nell'indagine radar si presentavano con modesta evidenza.

L'interpretazione integrata dei rilievi ha consentito il riconoscimento di varie strutture e permesso la pianificazione di future campagne di scavo. In particolare, nell'area 1 è stato riconosciuto con estrema chiarezza un asse stradale (decumano) con direzione circa nord-sud, fiancheggiato da una decina di ambienti allineati lungo il lato orientale del decumano stesso.

Considerati gli ottimi risultati ottenuti nelle aree test, è prevista l'estensione dell'indagine geofisica in modo da individuare altre zone con presenza di resti di strutture monumentali. Un rilievo geofisico estensivo, considerati i risultati dei nostri test, consentirebbe inoltre di definire con precisione la topografia antica dell'intero insediamento. Ciò pare particolarmente auspicabile e realizzabile per tutto il settore compreso fra l'area forense e quella dell'anfiteatro, che presenta ottime caratteristiche di accessibilità e favorevoli condizioni superficiali.

3.3.2 – PROSPEZIONI GEOFISICHE A MONTEARATRO (FG)

Da diversi anni il gruppo di ricerca guidato dal prof. Helmut Becker del Department for Archaeological prospection and Aerial Archaeology di Monaco e dal prof. Marcello Ciminale del Dipartimento di Geoscienze dell'Università di Bari, si occupa dello studio della Valle del fiume Celone (FG), che presenta tracce di un rilevante numero di siti archeologici di varie epoche (Ciminale et al, 2006). Gli archeologi dell'Università di Foggia, infatti, hanno individuato, sulla base di fonti storiche e attraverso ricognizioni sul terreno, oltre 200 siti, anche notevolmente estesi, che coprono un intervallo temporale di oltre 8000 anni.

Lo studio intrapreso dal gruppo di Becker e Ciminale a partire dal 2004 è articolato su una fase di telerilevamento, eseguito da ultraleggero con la realizzazione di riprese aree georeferenziate, e su una fase geofisica, basata su indagini magnetometriche, con configurazioni strumentali adattate al particolare contesto.

La collaborazione con il nostro dipartimento si poneva come scopo la verifica dell'efficienza del metodo radar nel confermare le numerose anomalie magnetiche presenti in molti siti.

Il test è stato condotto su un unico sito per il quale erano disponibili sia le foto aeree, sia le mappe magnetiche. L'area scelta è denominata Montearatro e si trova nelle campagne a qualche km dall'abitato di Lucera in provincia di Foggia.



Figura 3.3.2.1: Foto aerea dell'area di Montearatro con sovrapposta una maglia quadrata di lato 40 m; in rosso una struttura denominata dagli archeologi “fattoria romana”.



Figura 3.3.2.2: Magnetometri Scintrex Smartmag SM4 in configurazione “quadro-sensor” (4 sensori paralleli al piano campagna distanziati fra loro di 0.5 m) in fase operativa nella Valle del Celone (ripresa Dott. Gallo).

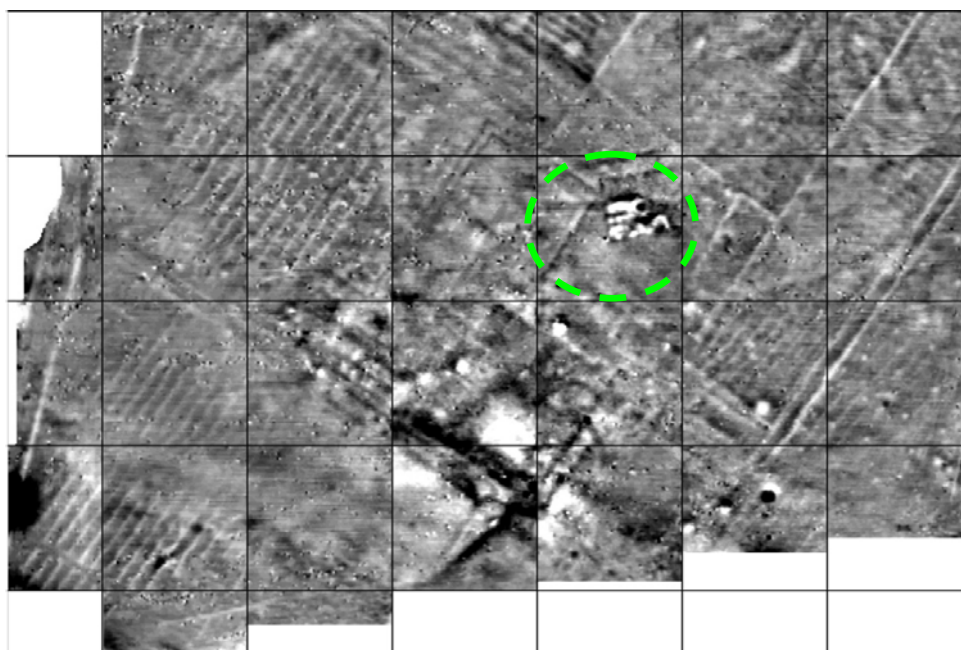


Figura 3.3.2.3: Mappa magnetica dell'area di Montearatro ottenuta con magnetometri a pompaggio ottico Scintrex Smartmag SM4 in configurazione “quadro-sensor”.

Come si può vedere nelle figure 3.3.2.1 e 3.3.2.3 in quest'area archeologica sono riconoscibili molti lineamenti, sia in forma di *crop-marks* nelle foto aeree, sia come anomalie magnetiche. I dati magnetici, acquisiti con un sistema a pompaggio ottico Scintrex Smartmag SM4 in configurazione “quadro-sensor” (Becker 2001) hanno evidenziato la presenza di una struttura (cerchio verde) orientata in maniera diversa rispetto al corpo principale di quella che gli archeologi hanno identificato come una fattoria romana e ben evidente in foto aerea (cerchio rosso in fig. 3.3.2.1).

Per il test georadar è stata effettuata la copertura di un'area di 160 x 120 m² posta circa al centro dell'area indagata con la magnetometria, in modo da attraversare sia l'area della fattoria, sia quella della forte anomalia magnetica (in rosso nella figura sottostante).

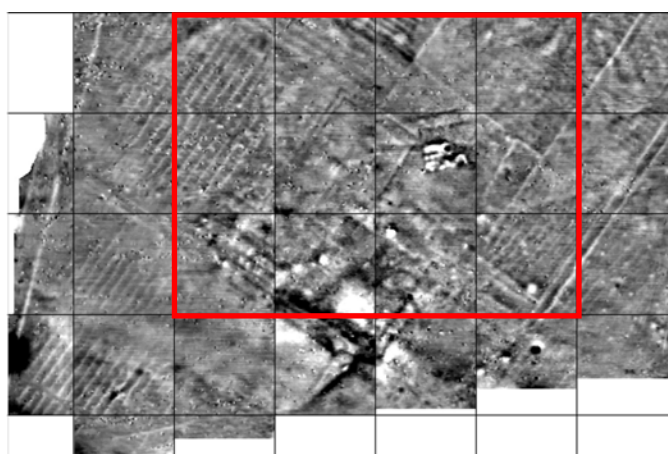


Figura 3.3.2.4: Ubicazione indagine radar per un totale di circa 20.000 mq

Sono stati eseguiti profili ogni metro in un'unica direzione sull'intera estensione, non essendo stato possibile incrociare i profili a causa di notevoli accumuli di paglia, resti della raccolta del grano. Si è impiegato un geroadar SIR3000 con antenne monostatiche da 400MHz e da 270MHz, montato su carrello con *encoder* digitale.

L'area indagata, che apparentemente si mostrava priva di ostacoli, ha invece comportato notevoli difficoltà, sia in fase di acquisizione dei dati che in fase di trattamento: infatti, la paglia sparsa a terra celava una grande quantità di ciottoli e resti di laterizi che hanno impedito di ottenere un buon accoppiamento delle antenne con il terreno. Il segnale radar, inoltre, è risultato affetto da fortissimi fenomeni di *scattering* dovuti ai continui sobbalzi a cui erano sottoposte le ruote e quindi anche l'*encoder* digitale.



Figura 3.3.2.5: Acquisizioni con antenna da 400MHz e 270MHz nell'area di Montearatro.



Figura 3.3.2.6: Immagini dell'area di lavoro con evidenti accumuli di paglia e pietrame.

Lo *scattering* ha impedito la propagazione di sufficiente energia nel terreno e la conseguente ricostruzione di un segnale chiaro e ben riconoscibile. Anche la composizione del terreno, per quanto ci aspettassimo dalle indagini geologiche un terreno a grana grossa, sabbioso-ghiaioso, mostrava, a causa della notevole siccità, dei caratteristici poligoni di disseccamento, segno evidente di una buona quantità di argilla almeno negli strati più superficiali. Ciò ha fatto sì che i radargrammi grezzi fossero quasi completamente illeggibili e si sono dovuti applicare diversi filtri per riuscire ad ottenere un segnale accettabile; i dati sono stati filtrati in frequenza, è stata eliminata la media ed è stata applicata un'opportuna curva di guadagno.

Il risultato ottenuto è visibile in figura 3.3.2.7: come si può osservare il dato è affetto da evidenti fenomeni di “*ringing*” con presenza di moltissime riflessioni multiple.

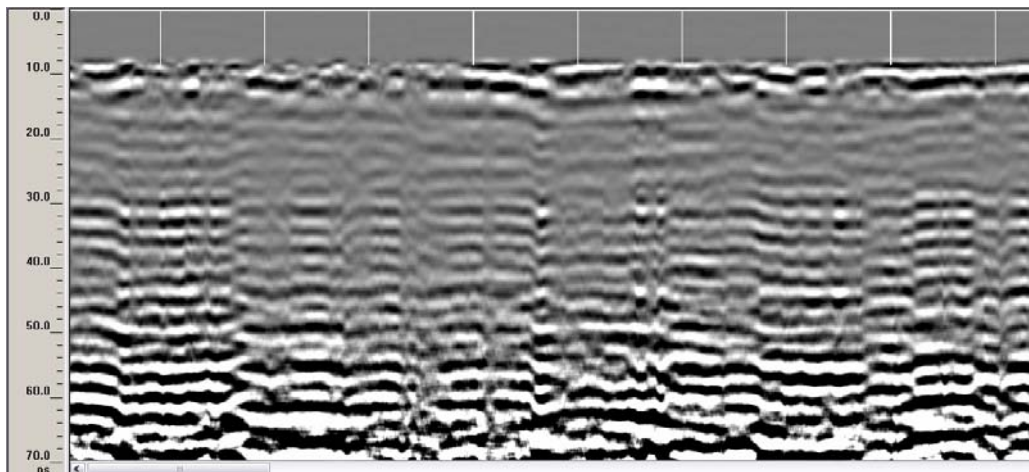


Figura 3.3.2.7: radargramma dopo una prima fase di elaborazione.

Per eliminare queste riflessioni si è applicato un algoritmo di deconvoluzione: dopo una serie di test la scelta è caduta su codice di calcolo per la deconvoluzione predittiva con particolari parametri. L'applicazione di tale processo, come spesso accade nel trattamento dei segnali, si è mostrato molto “aggressivo”, eliminando correttamente quasi tutte le riflessioni multiple, ma impoverendo anche la qualità del dato; in figura 3.3.2.8 un esempio del processo applicato sul precedente radargramma.

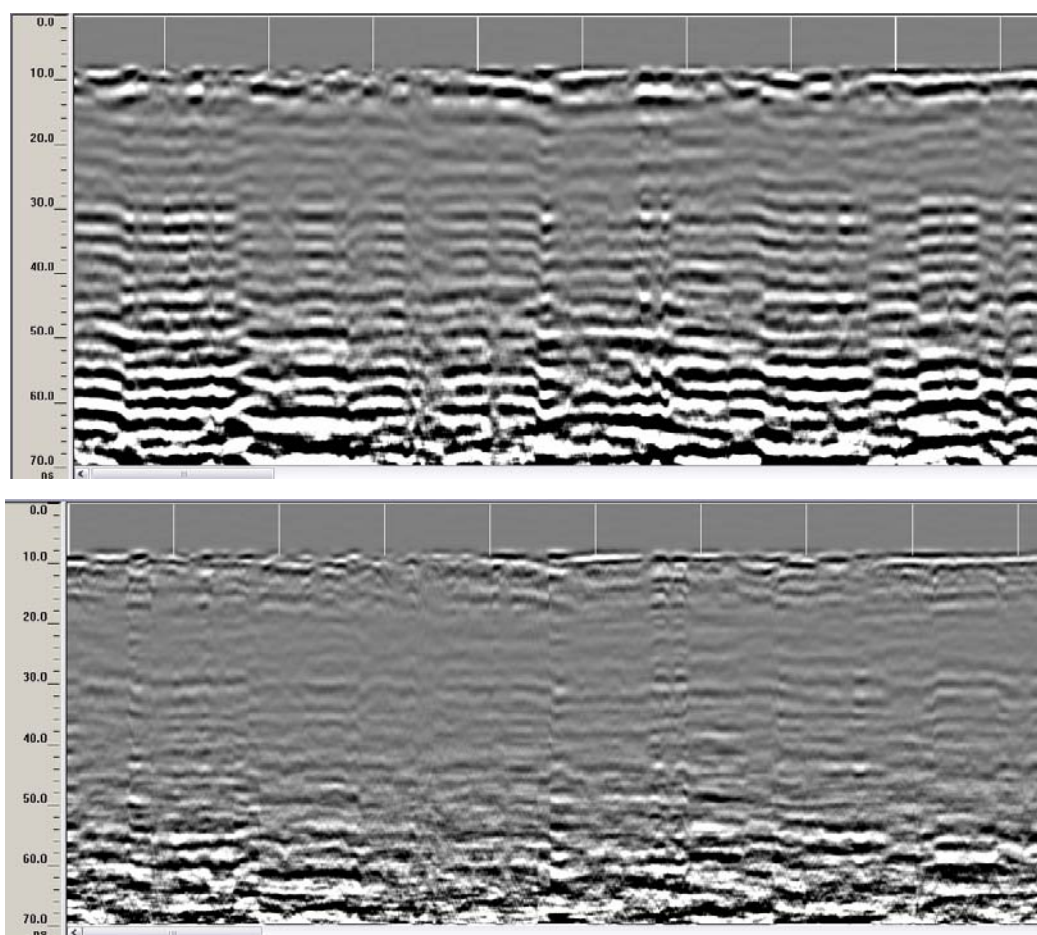


Figura 3.3.2.8: radargramma prima e dopo la deconvoluzione.

Dopo l'elaborazione di tutti i dati, sono state generate delle *time-slice* utili ad osservare planimetricamente lo sviluppo di alcune anomalie che, seppur localizzate, erano riconoscibili sui radargrammi. L'operazione non ha dato purtroppo risultati positivi, dimostrando che la maggior parte delle anomalie che si osservano sono dovute a blocchi in superficie o sub-superficiali sparsi casualmente e privi di allineamenti preferenziali.

Dall'analisi dei dati si riescono a ricavare soltanto informazioni geologiche relative alle stratificazioni più superficiali del terreno e poche conferme di tipo archeologico.

Il confronto con il dato magnetico, quindi, è improponibile per motivi eminentemente geologici, ma non per questo è da escludere che le anomalie magnetiche corrispondano a strutture antiche presenti nel terreno. Molte di esse, riferibili a fossati o trincee, possono essere difficilmente riscontrabili con altre tecniche geofisiche, mentre per aree come quella della fattoria romana è molto probabile che un'indagine geoelettrica possa fornire dati con buon dettaglio; quest'ultima tecnica però non sarebbe adatta a coprire aree maggiori per i noti problemi legati ai tempi e alle modalità di acquisizione.

CAPITOLO 4

APPLICAZIONI ALLA GEOLOGIA TECNICA

Come accennato in precedenza, l'opportunità di condurre delle misure geofisiche applicate alla geologia è venuta principalmente da una collaborazione con il prof. Genevois che, all'interno di un suo progetto di studio sulla stabilità di arginature fluviali, prevedeva una serie di indagini geofisiche.

Altre applicazioni che si sono studiate derivano da collaborazioni avute con altri centri di ricerca ed in particolare con l'Istituto di Oceanografia e Geofisica Sperimentale di Trieste (OGS) e con il Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-Ambientali dell'Università di Bologna.

4.1 Progetto argini

Il progetto generale nasce dall'osservazione che le condizioni di stabilità degli argini fluviali costituiscono uno dei maggiori problemi ambientali di cui le regioni devono occuparsi.

Buona parte delle reti fluviali sono caratterizzate da condizioni di "pensilità" naturali: il livello nel corso d'acqua, naturale o artificiale, può trovarsi permanentemente o solo temporaneamente a quote più elevate della quota media del terreno immediatamente circostante, rendendo così indispensabile la presenza di argini di contenimento idraulico. La sicurezza di queste strutture deve essere costantemente assicurata, poiché le rotte fluviali costituiscono una condizione di pericolo spesso associata a danni estremamente rilevanti sia in termini economici sia di vite umane.

Le condizioni di stabilità degli argini dipendono sia dall'entità del dislivello idraulico che viene a crearsi e dalle sue variazioni nel tempo, sia dalle caratteristiche fisico-meccaniche dei terreni utilizzati per la realizzazione degli argini stessi e le loro eventuali variazioni nel tempo a seguito di processi d'alterazione, di degradazione e di filtrazione.

Il controllo delle condizioni di stabilità degli argini, costituisce, quindi, un aspetto fondamentale nella gestione delle reti idrauliche naturali in conseguenza proprio della variabilità temporale delle condizioni al contorno e delle caratteristiche intrinseche dei terreni presenti. Le condizioni di stabilità dei rilevati fluviali e l'assetto idrogeologico degli stessi rientrano tra i principali oggetti di studio dei Piani di Assetto Idrogeologico (P.A.I.) e delle direttive sugli interventi in aree a rischio, richiamati dal decreto legge del 12 ottobre 2000,

n.279, coordinato con la legge di conversione dell'11 dicembre 2000, n. 365, riguardante gli interventi urgenti in aree ad elevato rischio idrogeologico ed in materia di protezione civile.

Le indagini dirette costituiscono il metodo classico di valutazione periodica delle caratteristiche dei terreni coinvolti nel problema (resistenza al taglio, permeabilità, deformabilità), alle quali va associato il monitoraggio strumentale degli andamenti temporali della distribuzione delle pressioni neutre mediante idonei strumenti (piezometri).

Queste indagini sono certamente del tutto affidabili, ma hanno alcuni limiti rappresentati dal fatto che i dati ottenuti sono strettamente relativi solo alla linea (verticale) d'indagine e, quindi, la loro estensione all'ammasso in esame è una funzione dell'omogeneità del terreno, la cui assunzione è difficilmente verificabile e quasi mai verificata. L'accessibilità alle zone d'indagine per determinati tipi di misure può essere ristretta o limitata e le conseguenze derivanti dall'esecuzione di fori all'interno di strutture di contenimento idraulico non possono essere stabilite a priori.

In linea generale questo progetto di ricerca si è posto come obiettivo l'utilizzo di metodi geofisici (indiretti), e quindi non invasivi, per il riconoscimento e la valutazione dei parametri indispensabili alla determinazione delle condizioni di stabilità e delle loro variazioni nel tempo. Questo tipo d'indagine ha consentito un primo intervento rapido, a media risoluzione, al fine di localizzare le zone a maggior rischio idraulico, sulle quali, in un secondo tempo, effettuare misure a maggior risoluzione.

Il modello geologico-geotecnico del tratto d'argine scelto è stato definito sulla base del confronto critico dei risultati ottenuti con i vari tipi d'indagine, tarati in base ai dati raccolti e conosciuti in precedenza. Le indagini sono state ripetute più volte a seconda della variazione delle condizioni al contorno, in particolare dei differenti livelli dell'acqua nel canale di flusso. In tal modo si sono potute verificare le variazioni di alcune delle caratteristiche fisiche del terreno arginale.

I differenti modelli geotecnici così realizzati costituiscono la base delle analisi di stabilità condotte con i classici metodi all'equilibrio limite e con i più sofisticati ed idonei metodi alle differenze finite in due e tre dimensioni.

Il risultato finale sarà rappresentato dalla definizione di procedure di riconoscimento, al tempo stesso veloci ed affidabili, di tratti di argini fluviali che si trovino in condizioni di stabilità critiche.

Questo progetto, vista la complessità dei numerosi aspetti di cui si occupa non è ancora giunto ad una versione definitiva ma grazie alla collaborazione con il prof. Todini e la prof.ssa Ghirotti dell'Università di Bologna, supportati dal Servizio Tecnico del Bacino del

Reno (Regione Emilia-Romagna) si è potuti procedere a dei significativi test e giungere a delle conclusioni interessanti almeno per quanto riguarda l'applicabilità di misure geofisiche a questo particolare problema.

Anche il gruppo di ricerca del prof. Todini, infatti, aveva proposto alla Regione un progetto che prevedeva il monitoraggio di arginature fluviali mediante metodologie geofisiche e visti gli ottimi rapporti di collaborazione esistenti tra il nostro ed il loro dipartimento si è pensato di unire le forze e le esperienze e di condurre, almeno la fase preliminare, in maniera congiunta.

Il Servizio Tecnico del Bacino del Reno, nella persona del dott. Enrico Mazzini, si è mostrato estremamente disponibile nel favorire questi test mettendoci a disposizione tutto il materiale in loro possesso sugli argini dislocati nel loro territorio.

Ci si è concentrati in particolare sugli argini del fiume Reno e di alcuni suoi affluenti, scegliendoli sia per l'importanza della struttura di contenimento sia individuando delle situazioni significative come :

- tratti fluviali interessati da rotte documentate in anni recenti;
- tratti fluviali in cui siano stati eseguiti interventi di bonifica e di cui si disponga quindi di una serie di indagini geotecniche pregresse;
- tratti fluviali storicamente considerati come stabili.

Per questioni organizzative il progetto nella sua fase operativa è iniziato solo nell'estate 2006 e quindi mi è stato possibile seguire personalmente solo le fasi di test sull'argine del fiume Reno in località Case Reno Sabbioni (BO).

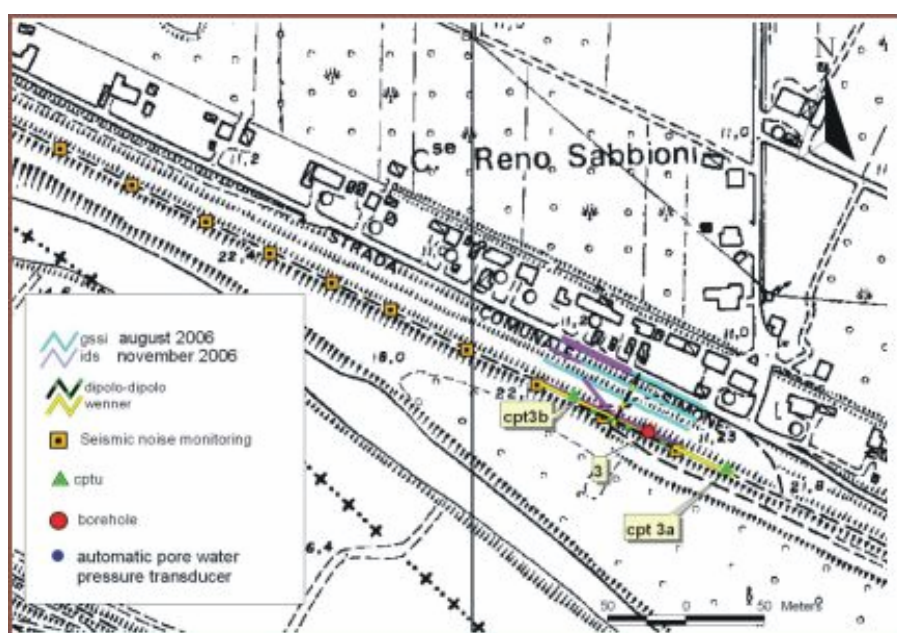


Figura 4.1.1: Ubicazione delle indagini 2006 e precedenti.

Questo tratto arginale è stato scelto perché si trova tra due aree che storicamente hanno dato luogo a rotture e per questo motivo negli scorsi anni sono state condotte una serie di campagne geotecniche con l'esecuzione di prove penetrometriche e sondaggi meccanici.

Avendo a disposizione questi dati ed essendo un sito facilmente accessibile, ci è sembrato naturale iniziare da qui le fasi di test della strumentazione, in particolare per quanto riguarda la scelta del georadar e delle antenne più utili agli scopi della ricerca.

A partire dall'agosto 2006 si sono condotte una serie di misure con diversi sistemi georadar al fine di verificare se questo dispositivo fosse adatto a riconoscere in maniera rapida e sufficientemente accurata una stratigrafia di massima del rilevato arginale ed eventuali discontinuità all'interno dello stesso.

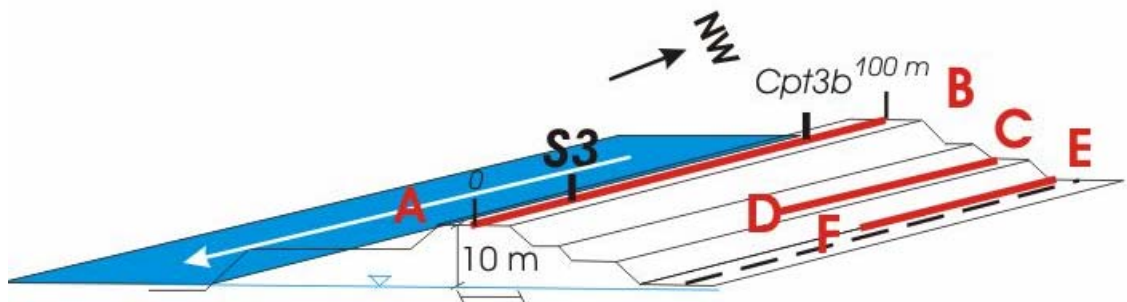


Figura 4.1.2: Rappresentazione schematica dell'argine nord con indicati in rosso i profili radar.

Sono stati utilizzati due sistemi georadar, il GSSI SIR3000 con antenne monostatiche da 100 e 500MHz e antenna bistatica da 300MHz e il sistema dell'IDS a 4 canali "RIS MF" con antenne da 200 e 600MHz.



Figura 4.1.3: Antenna GSSI da 100 MHz su primo gradone e antenna da 300 MMz su secondo gradone.

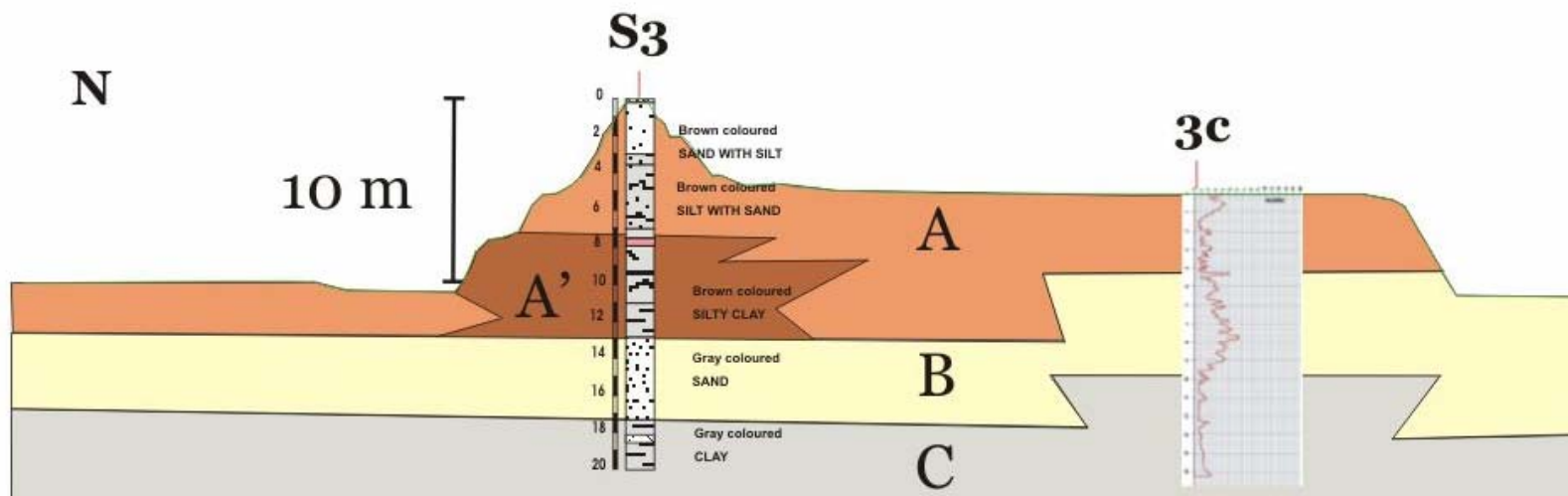


Figura 4.1.4: Sezione trasversale del fiume Reno nell'area di indagine

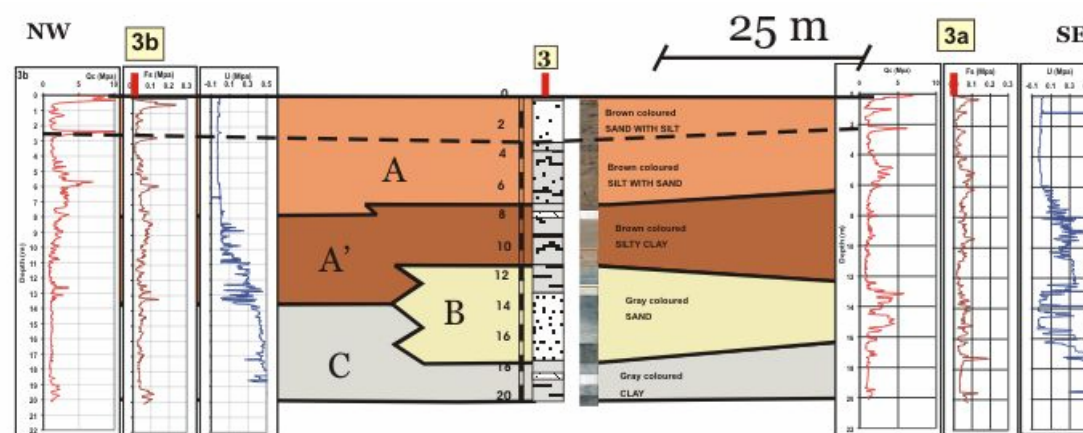


Figura 4.1.5: Sezione longitudinale dell'argine nord del fiume Reno ricostruita in base alle penetrometrie (3a e 3b) e al sondaggio (S3).



Figura 4.1.6: Antenna GSSI da 500MHz su primo gradone.

Risultati indagini

Di seguito verranno riportati solo alcuni dei radargrammi ritenuti più significativi ed in grado di dimostrare che il radar può rispondere in maniera utile alle richieste che vengono dalla geologia applicata in termini di stratigrafia di massima del corpo arginale.



Figura 4.1.7: Radargramma acquisito con antenna da 200MHz su primo gradone.

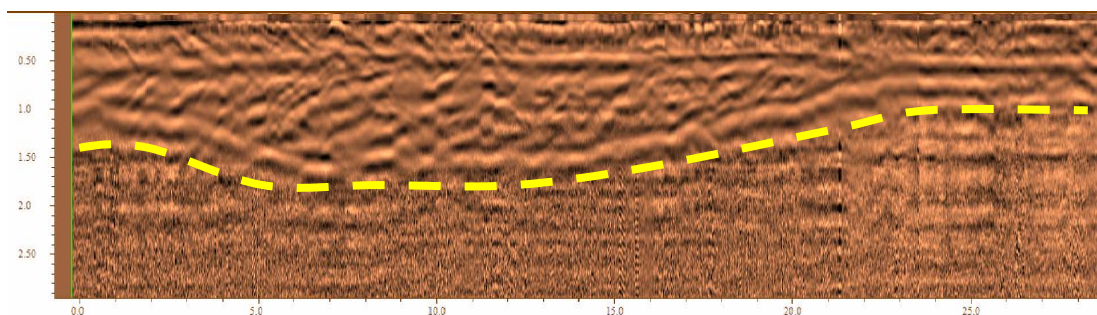


Figura 4.1.8: Radargramma acquisito con antenna da 200MHz su primo gradone (dettaglio).

Nei radargrammi riportati in figura 4.1.7 si osserva come nel primo (C-D) sono visibili alcune aree anomale segnate in nero che indicano delle locali disomogeneità nella granulometria del materiale che compone il corpo dell'argine; si osserva, comunque, che si tratta di aree limitate e abbastanza superficiali.

Nel secondo radargramma (fig. 4.1.8), sempre relativo all'antenna da 200MHz, si osservi come si evidenzia una struttura “a bacino” (in giallo), relativa probabilmente ad un avvallamento ricolmato o ad un diverso spessore dello strato di terreno più superficiale; va segnalata anche una zona molto attenuata al di sotto di questo orizzonte riflettente a riprova di un evidente cambio di litologia (possibile passaggio da limo sabbioso ad argilla).

In altri radargrammi si evidenzia la presenza di piccole anomalie localizzate riferibili probabilmente a servizi o manufatti che attraversano il rilevato; conoscere la posizione di queste strutture è molto importante perché, se non eseguite correttamente, possono essere, in situazioni di piena, delle zone di possibile filtrazione.

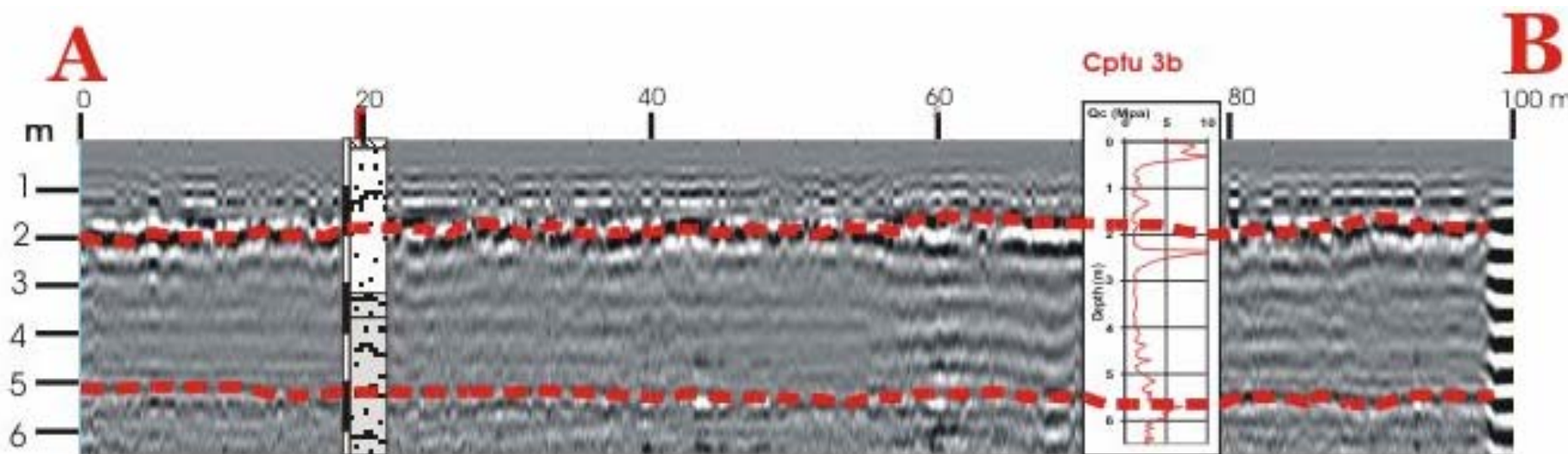


Figura 4.1.9: Radargramma acquisito con antenna da 100MHz su sommità argine.

Come si può vedere dal radargramma riportato in figura 4.1.9, il dato radar in questo contesto risponde in maniera adeguata e si può osservare infatti che gli orizzonti principali individuati corrispondono abbastanza bene con quelli rilevati dalle penetrometrie.

Oltre alle indagini radar si sono eseguiti dei test anche con una strumentazione di geoelettrica multicanale (ABEM Terrameter SAS 1000) eseguendo delle tomografie elettriche sia con tecnica Wenner che Dipolo-Dipolo. Come previsto il dato si è mostrato di buona qualità con qualche difficoltà soltanto nell'accoppiamento degli elettrodi col terreno a causa dell'estrema aridità del periodo in cui si sono eseguite le misure.

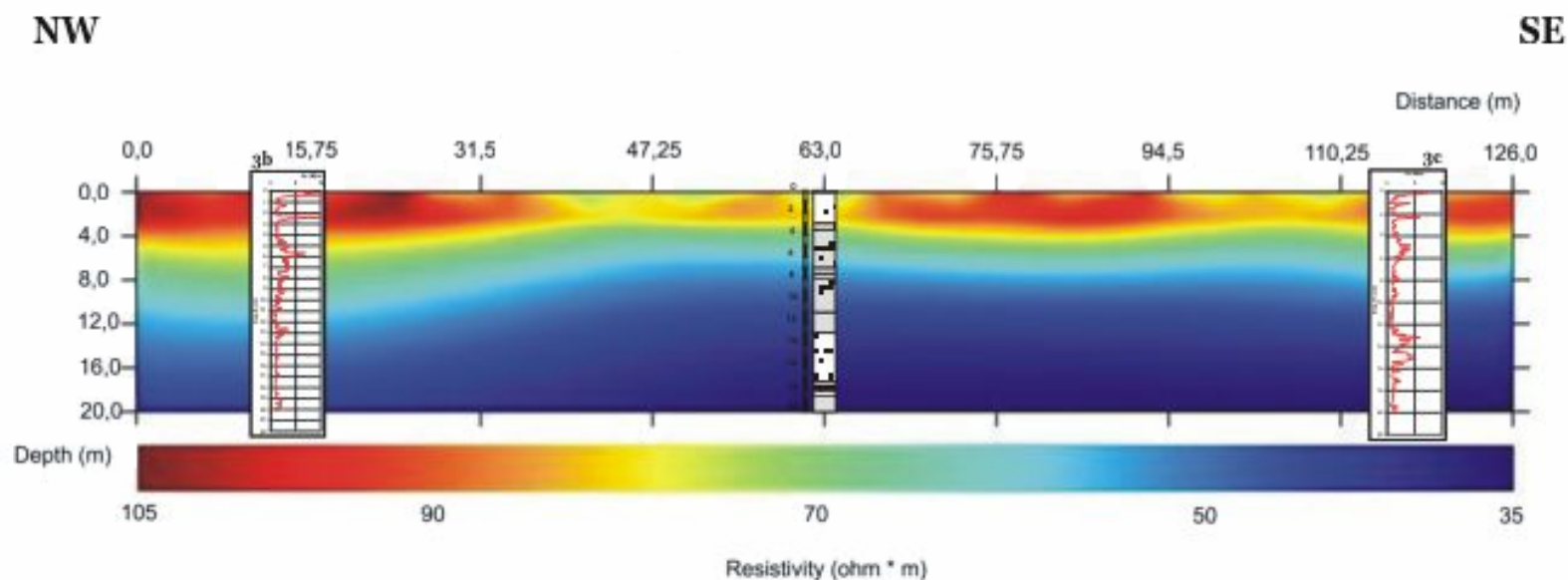


Figura 4.1.10: Tomografia elettrica con tecnica Wenner di una sezione longitudinale del rilevato.

Nella tomografia elettrica riportata in figura 4.1.10 si possono distinguere molto bene i vari strati di materiali più resistivi in superficie, composti da sabbia e limo-sabbioso, che più in profondità lasciano spazio a materiali più conduttivi quali le argille e i limi-argillosi. Si deve osservare anche come lo spessore dei materiali resistivi aumenti spostandosi in direzione nord-ovest.

Questa indagine è stata impostata cercando un compromesso tra la necessità di raggiungere profondità di indagine di almeno 15-20 m e mantenere comunque un dettaglio adeguato; è ovvio però che con un'interdistanza elettronica di 2 m non è stato possibile apprezzare delle modeste variazioni litologiche, soprattutto in profondità, che invece si riconoscono nel sondaggio.

Questo tipo di indagine, pur dimostrandosi molto affidabile, non è adatta al monitoraggio di lunghi tratti arginali soprattutto per il tempo necessario in fase di acquisizione, mentre può essere convenientemente impiegata, anche con maggiore risoluzione, in quelle aree che da un primo *screening* effettuato con diversa strumentazione (Garman, 2004) risultassero affette da potenziali instabilità. Il progetto non è ancora concluso e, successivamente a quelle qui riportate, sono state eseguite molte altre indagini su tratti di argine opportunamente scelti come siti test.

Attualmente questa fase del lavoro è condotta dal prof. Todini e dalla prof.ssa Ghirotti, assieme alla dott.ssa Giulia Biavati e al dott. Guido Mori che su questi argomenti sta sviluppando una tesi di dottorato; i risultati preliminari sono stati presentati al workshop “EGU 2007” a Vienna (Biavati et al., 2007)

4.2 ALTRE APPLICAZIONI

4.2.1 - OGS

Durante il mio secondo anno di dottorato, nel 2005, ho trascorso un periodo di studio presso l'Istituto di Oceanografia e Geofisica Sperimentale di Trieste (OGS) dove sono stata assegnata al gruppo GEDA (Geophysical Data Acquisitions) sotto la direzione del dott. Daniel Nieto.

Proprio in coincidenza con il mio arrivo, nel gennaio 2005 partiva un importante progetto europeo, il LIFE-Cami, che vedeva impegnato l'OGS, insieme ad altri partner italiani e stranieri, nello studio di acquiferi attraverso metodologie geofisiche integrate.

Sebbene non ufficialmente inserita nel progetto, mi è stata data la possibilità di studiarne le linee principali e di partecipare a diverse acquisizioni su campo, soprattutto di sismica a riflessione, utilizzando la strumentazione SUMMIT DMT a 200 canali di proprietà dell'OGS.

Il progetto si è sviluppato nei due anni successivi, prevedendo anche l'acquisizione di numerose tomografie elettriche, di misure georadar e di misure di microgravimetria nella zona, scelta come area test, delle Torrate di Chions (PN).



Figura 4.2.1.1: Alcune immagini dell'acquisizione di sismica presso le Torrate di Chions (PN)

Durante il mio periodo di studio ho potuto seguire anche parte del trattamento dati delle tomografie elettriche, relative al progetto, già acquisite; alcuni risultati sono presentati in figura 4.2.1.2 dove è possibile riconoscere delle aree molto resistive (in rosso) che sono state attribuite a depositi ghiaiosi, possibile sede degli acquiferi ricercati, mentre la superficie è composta da materiali più conduttivi come argille limose ed in parte torbose (verde e blu).

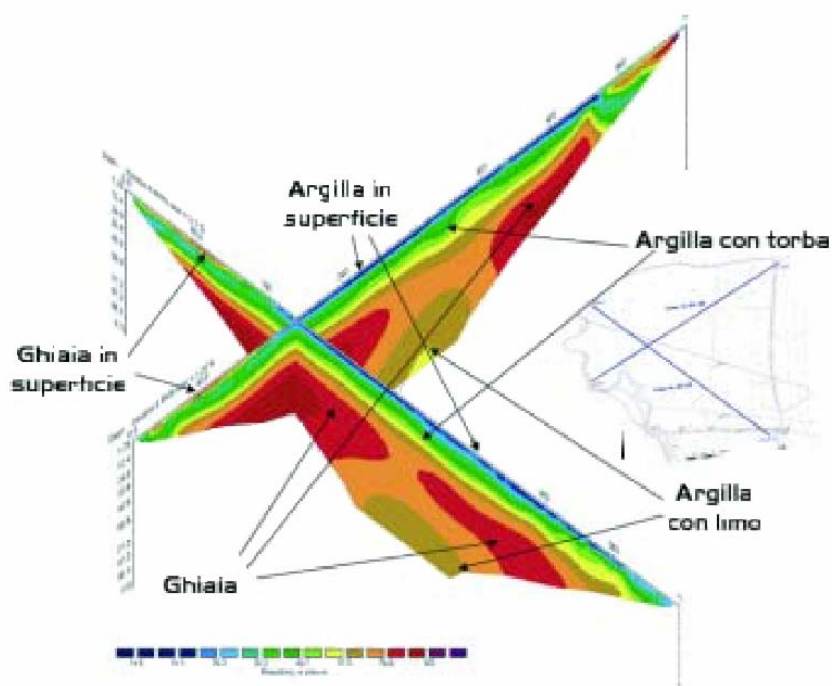


Figura 4.2.1.2: Modello di resistività delle Torrate di Chions (PN)

Sempre durante la mia permanenza presso l'OGS ho potuto utilizzare per la prima volta delle antenne georadar da foro nel sito test di San Vito al Tagliamento (PN) dove esistono due pozzi fino alla profondità di 30 m in si sono condotti vari esperimenti.

Una nota da segnalare, e che mi ha permesso di vedere come è costruita un'antenna radar al suo interno, è stata la non perfetta impermeabilizzazione delle due antenne da foro utilizzate (GSSI 100MHz) che alla profondità di circa 15 m si sono riempite d'acqua facendo saltare il fusibile di sicurezza del radar per fortuna senza causare danni alla strumentazione.

Una volta aperte ed asciugate le antenne hanno ripreso il loro funzionamento correttamente.



Figura 4.2.1.3: Alcune immagini della preparazione delle antenne prima dell'immersione e dettaglio di un'antenna da foro aperta.

Nel luglio 2005, a conclusione del mio periodo di studio presso l'OGS, ho partecipato al progetto SETA, una collaborazione tra il Governo Italiano e quello di Tbilisi (Georgia) per il trasferimento del *know-how* geofisico e sismologico tra i due paesi, tenendo parte del corso di georadar alla delegazione georgiana.



Figura 4.2.1.4: alcune immagini delle lezioni tenutesi a Borgo Grotta Gigante (TS)

4.2.2 – SINKHOLES

Un'altra esperienza sull'applicazione di prospezioni geofisiche a problematiche di tipo ambientale deriva da una piccola collaborazione con i proff. Cremonini e Rabbi e il dott. Martelli dell'Università di Bologna a proposito dello studio di fenomeni di *sinkholes*.

I *sinkholes* sono sprofondamenti improvvisi del piano campagna dovuti a moltissime cause tra cui il collasso di cavità ipogee, l'allontanamento di acqua o fluidi, la risalita di gas e molte altre (Berti et al, 2000).

Questi fenomeni sono di solito preceduti da pochissimi segnali premonitori e quindi è chiaro quanto sia importante riuscire a capire quali siano le aree potenzialmente instabili e ad intervenire in maniera opportuna.

Anche in questa situazione, quindi, come già per gli argini fluviali, la geofisica può dimostrarsi uno strumento molto importante di prevenzione e di protezione civile in quanto purtroppo molto spesso questi crolli interessano aree estese e zone abitate con danni ingenti anche in termini di vite umane (Auriemma et al, 2004).

Lo studio condotto con il prof. Cremonini nel 2004 tendeva a verificare quale fosse la tecnica geofisica più adatta per studiare una serie di piccoli fenomeni di *sinkholes* che interessavano una zona di pianura ai piedi dell'appennino emiliano.

Per questioni di tempo e di disponibilità di strumentazione si è utilizzato il georadar per cercare di capire se questi sprofondamenti, che apparentemente erano imputabili alla circolazione sotterranea di gas e fluidi, si muovessero lungo linee preferenziali e se fossero riconoscibili dei condotti di adduzione dei fluidi.

Dai primi risultati, ottenuti studiando una piccola area test nel comune di Bonconvento (BO), si intuì che esistevano probabilmente delle linee principali ma era necessario continuare la ricerca utilizzando anche altre tecniche (Vettore et al, 2004).

Proprio nel 2004 però, su richiesta di molti studiosi italiani di questo fenomeno, si tenne a Roma, patrocinato dall'APAT, il primo convegno nazionale sui *sinkholes* durante il quale presentammo i risultati delle nostre indagini che, seppur non di ottima qualità, suggerirono l'opportunità di impiegare il radar nello studio di questi particolari fenomeni

Personalmente mi resi conto solo partecipando a questo incontro di quanto il problema fosse diffuso in tutta Italia e capii anche che la geofisica, supportata dalla geologia, era l'unica strada per poter tentare di arginare un problema così pericoloso.

Qualche anno più tardi, nel 2006, fui contattata dal dott. Nieto dell'OGS per prendere parte ad una campagna di misure geoelettriche, sismiche e georadar nell'area del parco

naturale delle “Salse di Nirano” (MO) dove le circolazioni di fluidi e gas portano in superficie dei fanghi che vanno a costruire dei curiosi “vulcanetti”.

Benché questo fenomeno sia differente dai sinkholes, non è da escludere che le circolazioni di fluidi che creano questi coni di fango possano essere causa, in aree più o meno contigue, di collassi del piano campagna per perdita di materiale fine trasportato verso le aree di venuta a giorno.



Figura 4.2.2: Vulcanetto di fango e indagine con antenna da 70 MHz.

Anche nel caso dei “vulcanetti di fango” si cercavano possibili condotti di adduzione dei fanghi ma dai risultati preliminari solo la geoelettrica sembra aver dato informazioni utili.

Il segnale radar era troppo attenuato dall'estrema salinità dei fanghi e la sismica non aveva abbastanza dettaglio per risolvere delle strutture che superficialmente devono essere abbastanza piccole.

Tornando allo studio dei *sinkholes* quindi, si può sicuramente affermare che l'utilizzo di più tecniche geofisiche integrate può portare all'individuazione di possibili aree instabili o di sinkholes in fase “embrionale” e quindi ancora gestibili dagli enti preposti; in ogni studio si deve sempre considerare ovviamente il tipo di terreno in cui si opera e le profondità stimate a cui possono verificarsi questi fenomeni e scegliere quindi la tipologia di indagine geofisica più appropriata.

CAPITOLO 5

CONCLUSIONI

La valutazione dell'efficacia di prospezioni geofisiche ad alta risoluzione applicate a due settori vasti come l'archeologia e la geologia applicata ha comportato, inevitabilmente, la raccolta e l'analisi di un'enorme quantità di dati. La scelta di testare varie strumentazioni e tecniche in contesti anche molto differenti fra loro, ha imposto una fase di campagna decisamente impegnativa con diversi mesi di acquisizioni e di test, distribuiti nei tre anni di dottorato.

Questa scelta, sebbene penalizzi in qualche modo l'approfondimento di ogni singola metodologia e strumentazione, ha il grande vantaggio di fornire, alla fine del percorso, una discreta esperienza per quanto riguarda l'integrazione delle varie metodologie e la loro applicabilità in contesti anche molto diversi ed i limiti operativi di ciascuna, non ottenibili in altro modo. Ogni caso reale affrontato impone, infatti, dei vincoli e delle particolarità legate alle condizioni ambientali, al terreno ed alla struttura indagata che non permettono di stabilire con certezza a priori quali siano le combinazioni strumentali più idonee. L'analisi del problema che lo specialista si trova ad affrontare deve quindi essere supportata da una vasta esperienza che può aiutarlo nelle scelte e guidarlo in breve tempo ad individuare l'approccio più efficace per l'intervento da eseguire.

L'obiettivo che ci eravamo posti inizialmente era proprio quello di maturare questa esperienza e di saper valutare limiti e potenzialità dei vari metodi; possiamo dire che i risultati ottenuti, in alcuni casi, sono stati anche superiori alle aspettative.

Per quanto riguarda le applicazioni all'archeologia, il sito che ci ha riservato le maggiori sorprese è stata l'area archeologica delle "Terme Neroniane" a Montegrotto Terme (PD), studiata con continuità dal 2000 dalla Scuola di Specializzazione in Archeologia dell'Università di Padova che annualmente apre nuove aree di scavo. Proprio grazie al continuo scambio di informazioni con specialisti di varie discipline, dalla geofisica all'archeologia, dalla geomorfologia alla topografia, nel corso degli anni il quadro conoscitivo di questo particolare sito si è andato via via arricchendo. Molte delle anomalie geofisiche evidenziate dalle nostre prospezioni erano subito verificate dagli archeologi che quindi indirizzavano i loro scavi in aree limitate producendo sempre interessanti scoperte.

I risultati ottenuti dalle ultime campagne di magnetometria del 2005 hanno però rivoluzionato tutte le ricostruzioni fatte fino ad allora dagli archeologi, ed hanno aperto un momento di forte dubbio in quanto erano in netto disaccordo con i dati radar che per molti anni avevano guidato in maniera eccellente i ritrovamenti all'interno di quell'area archeologica.

Tutti i momenti di crisi obbligano a riflessioni più attente ed in questo caso sono state utilizzate tutte le tecniche a nostra disposizione per risolvere le apparenti contraddizioni, dalla geoelettrica a nuovi sistemi radar, dall'elettromagnetismo ad alcuni sondaggi meccanici con trivella a mano.

I risultati hanno confermato i dati magnetometrici, che, benché acquisiti in un'area a forte disturbo elettromagnetico, grazie alla configurazione differenziale, si sono mostrati di ottima qualità.

Tutte le misure georadar eseguite in seguito su quest'area, anche con dispositivi differenti e con antenne a diverse frequenze, si sono mostrate incapaci di rilevare strutture in trachite poste alla profondità di poche decine di centimetri dal piano campagna, cosa che ha lasciato increduli anche chi da anni utilizza questa metodologia.

La risposta a questa apparente carenza del metodo radar è venuta, in maniera quasi fortuita, dall'analisi dei primi centimetri di terreno che costituiscono il suolo dell'area di ricerca e che i campioni prelevati hanno rivelato composti da un'argilla molto conduttiva, derivante dai fanghi termali tipici di queste zone, e che sono riusciti a schermare completamente il segnale radar, impedendone la penetrazione.

Negli anni precedenti, lavorando in zone all'interno della stessa area archeologica in cui la copertura conduttiva era limitatissima o addirittura assente, i dati radar si erano sempre mostrati di buona qualità, garantendo una corretta penetrazione ed una risposta congruente con le strutture interrate.

In altre aree invece, come in quella di Loron in Croazia, a fronte di un ottimo dato radar è stato il magnetometro, lo stesso impiegato a Montegrotto e nella stessa configurazione, a non risultare particolarmente efficace. A Loron si ricercavano fornaci per la produzione di anfore, ma in questo caso il disturbo alle misure magnetiche è venuto proprio dalla enorme presenza, nei primi strati di terreno, di un misto di terra rossa e cocci di anfore che dovevano costituire un efficace sistema per il drenaggio delle acque superficiali.

L'area delle fornaci è comunque stata individuata, anche se non si sono potute riconoscere nel dettaglio le strutture che la componevano.

Per quanto riguarda invece le esperienze avute nelle aree archeologiche di Grumentum (PZ) e Montearatro (FG), ancora una volta, bisogna sottolineare come l'impiego di una sola tecnica geofisica non solo possa essere limitante nell'individuazione delle strutture sepolte in un sito archeologico, ma talvolta possa rivelarsi anche fuorviante nell'interpretazione dell'interno complesso e della sua funzione. Nell'area di Montearatro ad esempio, a fronte di scarsissime evidenze emerse dall'indagine radar, limitata non solo da problemi di scarsa penetrazione del segnale ma soprattutto da fortissimi effetti di *scattering* superficiale, la magnetometria ha rilevato anomalie molto intense e ben delimitate relative ad insediamenti romani e precedenti.

A Grumentum invece entrambe le tecniche sono risultate efficaci, con un migliore dettaglio della magnetometria rispetto al georadar in alcune aree.

Dalle esperienze fatte quindi possiamo affermare che il punto di forza di questo tipo di indagini è sicuramente l'approccio multi-tecnica e, quando possibile, l'approccio multidisciplinare. Con queste premesse, infatti, si possono limitare in maniera significativa gli errori in cui si può incorrere a causa di informazioni di base mancanti o lacunose.

L'integrazione di dati provenienti da diverse tecniche non solo permette di ottenere un maggior numero di informazioni, ma consente anche delle riflessioni sull'applicabilità e sulla resa di una determinata metodologia in quel contesto; osservazioni estremamente utili ed esportabili in situazioni e contesti analoghi.

Per quanto concerne l'applicazione di metodologie geofisiche alla geologia applicata possiamo dire che i risultati sono sicuramente di ottima qualità soprattutto per quanto riguarda le tecniche a media risoluzione, cioè metodologie, quali la geoelettrica e la sismica, adattissime alla ricerca e mappatura di acquiferi più o meno profondi come ben dimostrato dai risultati del progetto europeo CAMI-LIFE. Per quanto riguarda l'applicazione di tecniche ad alta risoluzione invece, come ad esempio il georadar, l'elevato dettaglio che questi strumenti riescono a fornire si accompagna spesso a severe limitazioni nella profondità di investigazione ed in applicazioni ambientali questo può rivelarsi un fattore fortemente limitante.

Nell'utilizzo della metodologia georadar per lo studio degli argini fluviali va sottolineato come la versatilità e la possibilità di utilizzare antenne a diverse frequenze hanno consentito di raggiungere gli obiettivi attesi. In particolare con le antenne a più bassa frequenza (100MHz) è stato possibile delineare, per i primi 5-6 m nei casi migliori, una stratigrafia di massima del corpo arginale, mentre con antenne a medio-alta frequenza (300-

500MHz) si è potuta ottenere una mappatura del rilevato nella ricerca di aree a diversa granulomentria, di aree con cavità, strutture antropiche o tane di animali.

Concludendo, possiamo affermare che le prospezioni geofisiche ad alta risoluzione, ed in particolare l'integrazione tra di esse, sono uno strumento molto efficace nella salvaguardia e nella gestione del patrimonio storico e culturale del nostro Paese.

Questo genere di indagini però non gode ancora, purtroppo, dell'augurabile diffusione di adeguati finanziamenti, anche se negli ultimi anni la situazione sembra in progressivo miglioramento.

Quello che ancora non è un concetto affermato, ed è stato anche uno dei motivi che hanno ispirato il presente dottorato, è il fatto che queste tecniche geofisiche, assolutamente non invasive e che diventano sempre più affidabili nei risultati grazie anche all'integrazione di più metodologie, possono diventare un importantissimo mezzo di conoscenza e valorizzazione del territorio ed uno strumento di prevenzione di problemi ambientali, anche molto seri, quali le rotte fluviali o fenomeni di sprofondamenti improvvisi (*sinkholes*), che comportano ogni anno ingenti danni sia economici sia in termini di vite umane.

BIBLIOGRAFIA

- ANNAN AP (2004) – “GPR – Principles, Procedures and Applications” – Sensor&Software, Mississauga (Canada).
- ASTIER J.L. (1971) – “Geophysique Appliquée à l’hydrogéologie.” – Masson & Cie.
- AURIEMMA G., ORTOLANI F., PAGLIUCA S., PISANO L. (2004) – “Il rischio da *sinkholes* nella’rea urbana di Napoli.” - Atti del convegno “Stato dell’arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio.”– APAT Roma.
- BALDINI M., MATIJASIC R., TASSAUX F. (1995) – *Loron (Croatie): la ville maritime*, “Melanges de l’Ecole Française de Rome. Antiquité.”, 107,1, pp 545-547.
- BECKER H. (2001) – “Duo- and quadro- sensor configuration for high speed/high resolution magnetic prospecting with Caesium magnetometer.” – Magnetic Prospecting in Archaeological Sites. Monuments and Sites, vol. VI, K.M.Lipp Verlag Munchen – 20-25.
- BERTI G., CANUTI P., CASAGLI N. (2000) – “Criteri per la previsione e la prevenzione del rischio connesso agli sprofondamenti catastrofici.” – Atti del convegno “Le voragini catastofiche, un nuovo problema per la Toscana” – Grosseto.
- BIAVATI G., GHIROTTI M., MAZZINI E., MORI G., TODINI E., VETTORE L. (2007) – “Ground penetrating radar surveys of embankments of Reno river and its tributaries – North-Eastern Italy.” – Posters section EGU Vienna 2007.
- BREVIK, E. C., AND FENTON, T. E. (2002) - “Influence of soil water content, clay, temperature, and carbonate minerals on electrical conductivity readings taken with an EM-38”. - Soil Surv. Horiz. 43:9-13.
- CAMMARANO F., P. MAURIELLO, S. PIRO (1997) – “High-resolution geophysical prospecting with integrated methods. The ancient acropolis of Veio (Rome-Italy)” – Archaeological Prospection 4, 157-164

- CAPEDRI S., VENTURELLI G., GRANDI G. (2000) – “Euganean Trachytes: discrimination of quarried sites by petrographic and chemical parameters and by magnetic susceptibility and its bearing on the provenance of stones of ancient artefacts” - *Journal of Cultural Heritage*, 1 pp. 341-364.
- CARRARA E., CARROZZO MT., FEDI M., FLORIO G., NEGRI S., PAOLETTI V., PAOLILLO G., QUARTA T., RAPOLLA A., ROBERTI N. (2001) – “Resistivity and radar surveys at the archaeological site of Ercolano.” – *Journal of Environmental and Engineering Geophysical Society* 6(3), 123-132.
- CHIANESE D., D’EMILIO M., DI SALVIA S., *et al.* (2004) – “Magnetic Mapping, Ground Penetrating Radar Surveys and magnetic susceptibility. Measurements for the study of archaeological site of Serra di Vaglio (southern Italy).” *Journal of Archaeological Science* 31. pp 633-643.
- CIMINALE M., BECKER E., GALLO D. (2006) – “Localizzazione e ricostruzione di antichi insediamenti sepolti attraverso l’applicazione combinata di metodologie di indagine non invasive.” – *Atti del 25° Convegno GNGTS – Roma*.
- CONYERS L.B., GOODMAN D. (1997) – “Ground-penetrating radar: an introduction for archaeologist.” - *Altamira Press, Walnut Creek*.
- Cosentino P.I. (2000) – “Approaching electrical tomography” – *Annali di Geofisica* 43, 1131-1146.
- deGroot-Hedlin C., Constable S. (1990) – “Occam’s inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data.” – *Geophysics* 55, 1613-1624.
- DELLAPIERRE A., CHAPPELLIER D. (2003): “Three-Dimensional Representation in Electrical Imaging Prospection and Application to the Exploration for Buried.” - *Antiquities – Lausanne*.
- DIAMANTI G., TSOKAS G., TSOURLOS P.I *et al.* (2005) – “Integrated Interpretation of Geophysical Data in the Archaeological Site of Europos (Northern Greece).” - *Archaeol. Prospect.* 12, 79-91.

- FINOTTI F., ILICETO V., SALAZZARI L. (2000) – “Capacità risolutive di differenti dispositivi elettrodici nell’ambito del sistema ERS (Electrical Resistivity System). Sperimentazione su modelli ridotti.” - Ann. Mus. civ. Rovereto, 16, 353-360.
- FINZI E., FRANCESE R., MORELLI G., PRATICELLI N., VETTORE L., ZAJA A., (2005) – “A multi-temporal geophysical surveys over a roman thermal complex in Montegrotto Terme (Padova, Northern Italy)”. 6th International Conference on Archeological Prospection. Extended abstracts, 100-103.
- GAFFNEY C., GAFFNEY V. (2000) – “Non invasive investigations at Wroxeter at the end of the Twentieth Century.” – Archaeological Prospection 7(2), 65-143.
- GAFFNEY V., PATTERSON H., PIRO S., GOODMAN D., NISHIMURA Y. (2004) – “Multimethodological approach to study and characterize Forum Novum (Vescovio-Central Italy).” – Archaeological Prospection 11, 201-212.
- GARMAN K.M., PURCELL S.F (2004) – “Applications for capacitively coupled resistivity surveys in Florida” – The Leading Edge, 697-698.
- GOODMAN D., NISHIMURA Y. (1993) – “A ground radar view of Japanese burial mounds.” – Antiquity 67, 349-354.
- GOODMAN D., NISHIMURA Y., ROGERS JD. (1995) – “GPR time slices in archaeological prospection.” – Archaeological Prospection 2, 85-89.
- KERNINGHAN B.W., RITCHIE D. M. (1989) – “The C programming language, second edition.”– Prentice-Hall Inc. New Jersey (USA).
- LABRECQUE D. J., MORELLI G., (1996) – “ 3D electrical resistivity tomography for environmental monitoring.” – Symp. on Appl. Geophys. to Engin. and Environ. Problems. Proceedings.
- LECKEBUSH J. (2003) – “Ground-penetrating Radar: A modern Three-dimensional Prospection Method.”- Archaeological Prospection 10, 213-240.
- LI Y., OLDENBURG D.W. (1994) – “Inversion of 3D DC resistività data using an approximante inverse mapping.” – Geophys. J. Internat., 116, 527-537.

- LI Y., OLDENBURG D.W. (2002)– “Approximate inverse mappings in dc resistivity problems”- Geophysic. J. Int.
- LOKE AND BARKER (1996) – “Practical techniques for 3D resistivity surveys and data inversion.” – Geophysical Prospection, vol. 44.
- LOKE MH. (1996) – “Tutorial 2D and 3D electrical imaging surveys.
- McNeill J.D. (1980) – “Electromagnetic Terrain conductivity Measurements at low induction numbers.” – Technical note TN-6, Geonics Ltd, Missisiaga (Ontario).
- MELICHAR P., SEREN S.S, NEUBAUER W., EDER-HINTERLEITNER A. (1999)– “Georadar measures in Grumentum” - Archaeo Prospections.
- MENCHE W. (1989) – “Geophysical Data Analysis Discrete inverse theory.” – Academic Press, 289 pp.
- MOZZI P., PIOVAN S., NINFO A. : Comunicazione personale da progetto paleoambientale in corso- Terme Neroniane sondaggi meccanici 2005.
- NEUBAUER W., A. EDER-HINTERLEITNER, S. SEREN AND P. MELICHAR (2002) - “Georadar in the Roman Civil Town of Carnuntum, Austria: An approach for Archaeological Interpretation of GPR data.”- Archaeological Prospection 9, 135-156.
- Noel M., Xu B. (1991) – “Archaeological investigations by electric resistivity tomography: a preliminary study.” – Geophysical Journal International 107, 95-102.
- PANISSOD C., DABAS M., HESSE A., JOLIVET A., TABBAGH J., TABBAGH A. (1998) – “Recent Developments in shallow-depth electrical and electrostatic prospecting using mobile arrays” – Geophysics, Vol.63, No 5, 1542-1550.
- PARK S.K., VAN G.P. (1991) –“ Inversion of pole-pole data for 3D resistivity structure beneath arrays of electrodes.” – Geophysics, 56, 951-960.
- Pazdirek O., Blaha V. (1996) – “Examples of resistivity imaging using ME-100 resistivity field acquisition system.” – EAGE 58th Conference and Technical Exhibition Extended Abstract – Amsterdam.

- PEACOCK K.L., TREITEL S. (1969): *Predictive deconvolution: Theory and practice*. Geophysics 34, 155-169.
- PIRO S., D. GOODMAN, Y. NISHIMURA (2001) – “High-resolution GPR survey in Forum Novum site (Vescovio, Rieti) – Journal of Roman Archaeology 14, 60-79.
- PIRO S., D. GOODMAN, Y. NISHIMURA (2003) – “The study and characterization of Emperor Traiano’s Villa (Altopiani di Arcinazzo- Roma) using high-resolution integrated geophysical surveys” – Archaeological Prospection 10, 1-25.
- Reynolds J.M. (1997) – “An introduction to applied and environmental geophysics” – Wiley – England.
- SASAKI, Y. (1994) – “3D resistivity inversion using the finite-element method.” – Geophysics, 59, 1839-1848.
- SCOLLAR I., TABBAGH A., HESSE A., HERZOG I. (1990): “Archaeological Prospecting and Remote Sensing.” Cambridge University Press, Cambridge.
- SENSOR & SOFTWARE (1999) – “EKKO -3D User’s Guide – Version 2.0” - Missisagi (Canada).
- STOCKWELL J.W., J.K. COHEN (2001): *The new SU User’s manual*.
- TELFORD W.M. et al. (1990) – “Applied Geophysics” - Cambridge Press.
- VETTORE L., MARTELLI L., CREMONINI S., RABBI E., CIABATTI M. (2004)– “Applicazione di metodologia GPR allo studio di collapsi del piano di campagna in un’area di pianura (BO).- Atti del convegno “Stato dell’arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio.”– APAT Roma.
- Wolke R., Schwetlick H. (1988) – “Iteratively reweighted least squares algorithms, convergence analysis and numerical comparison.” – SIAM Journal of Scientific and Statistical computations - 9, 907-921.
- Xu B., Noel M. (1993) – “ On the completeness of data sets with multielectrode systems for electrical resistivity survey.” – Geophysical Prospecting 41, 791-801.

- YILMAZ O. (2001): “Seismic data analysis. Processing, Inversion and Interpretation of seismic data.” Investigations in Geophysics, Vol. I. Soc. of Expl. Geophys. (Doherty S. ed.), Tulsa (Oklahoma).
- ZANOVELLO P. (2004), “L’area termale euganea in età romana.” - Montegrotto Terme – Via Neroniana “Gli scavi 1989-1992”, Scavi di Antenor, 1, Il Poligrafo.
- ZHANG J., MACKIE R.D., MADDEN T.R. (1995) – “3-D resistivity forward modelling and inversion using conjugate gradients”- Geophysics, 60, 1313–1325.