

GIOVANNI SANTARATO

INDAGINI PRELIMINARI: PROSPEZIONE GEOFISICA

ABSTRACT - SANTARATO G., 2015 - Preliminary survey: Geophysical investigations.

Atti Acc. Rov. Agiati, a. 265, 2015, ser. IX, vol. V, B: 131-155.

The archaeological excavation can be usefully addressed by the results of surface geophysical investigations. These investigations are based on the differentiation of some physical properties of the archaeological material and host soil. The most commonly used are the magnetic susceptibility, electrical resistivity and dielectric permittivity. The first is related to the presence of magnetized mineral fragments, the second to the different attitude of terrains and archaeological materials to conduction of the electric current, the third to the speed of propagation of electromagnetic waves, which are reflected at the surfaces of discontinuity. Some examples illustrate how the various investigations are carried out and the effectiveness of their results.

KEY WORDS - Geophysical methods, Non-invasive investigations, Magnetic measurements, Electrical methods, Ground penetrating radar.

RIASSUNTO - SANTARATO G., 2015 - Indagini preliminari: Prospezione geofisica.

Lo scavo archeologico può essere utilmente indirizzato dai risultati di indagini geofisiche di superficie. Queste indagini si fondano sulla differenziazione di alcune proprietà fisiche tra il materiale archeologico ed il terreno ospitante. Le più comunemente utilizzate sono la suscettività magnetica, la resistività elettrica e la permittività dielettrica. La prima è legata alla presenza di frammenti di minerali magnetizzati, la seconda alla diversa attitudine dei terreni e dei materiali archeologici alla conduzione della corrente elettrica, la terza alla velocità di propagazione delle onde elettromagnetiche, che si riflettono sulle superfici di discontinuità. Alcuni esempi illustrano le modalità delle diverse indagini e l'efficacia dei rispettivi risultati.

PAROLE CHIAVE - Metodi geofisici, Indagini non invasive, Misure magnetometriche, Metodi elettrici, Georadar.

INTRODUZIONE

Molte situazioni e necessità incontrano il problema di “vedere” oltre la superficie: del corpo umano, del sottosuolo, di manufatti quali murature ed altri elementi architettonici od artistici. Ciò è dovuto al fatto di per sè banale

ma importante che, salvo poche eccezioni (l'acqua, il vetro...), la materia non è trasparente nel senso comune del termine, cioè non lascia passare la luce visibile al di sotto della superficie dei corpi. Il nostro "vedere" infatti consiste nel ricevere la luce visibile riflessa dalle superfici che ci circondano e nel trasformarla nelle forme degli oggetti nonché nei rispettivi colori.

Per vedere all'interno dei corpi dunque, salvo le poche eccezioni già citate, la luce visibile non serve. Occorre perciò ricorrere ad altri metodi. Sia la scienza medica da un lato, per vedere all'interno del corpo umano e dei suoi organi a fini terapeutici, che la "Geofisica" dall'altro, per vedere nel sottosuolo, inizialmente alla ricerca delle georisorse, hanno messo a punto, ciascuna nel suo campo, vari procedimenti per raggiungere lo scopo. Questi procedimenti hanno molti punti di contatto e le conseguenti visualizzazioni si somigliano in proporzione. Un efficace esempio di metodiche "simili" è quello che nella diagnostica medica è chiamato ecografia: essa si basa sull'invio di un fascio di impulsi acustici ad altissima frequenza (1 MHz o più) e sulla ricezione delle onde riflesse. L'immagine a tutti nota che si ottiene è un'opportuna (e finemente elaborata) rappresentazione grafica degli impulsi riflessi alle superfici di discontinuità dei singoli organi, che dunque vengono "visti" nella loro forma, oppure alle discontinuità che si creano all'interno degli stessi per cause patologiche, che possono essere dunque localizzate ed eventualmente misurate. La riflessione avviene perché ai diversi organi od alle loro modificazioni patologiche interne corrispondono velocità diverse delle onde acustiche, che si riflettono con legge molto simile a quella delle onde elettromagnetiche. In Geofisica, il metodo corrispondente all'ecografia è la cosiddetta "sismica a riflessione" nella quale, inviando nel sottosuolo un impulso elastico sufficientemente potente (da una semplice martellata con una mazza da cantiere all'esplosione di una certa quantità di dinamite), con le onde riflesse alle varie discontinuità si ricostruisce la distribuzione delle varie formazioni geologiche. Con questo metodo si trovano ad es. le strutture potenzialmente mineralizzate ad idrocarburi (il petrolio od il metano).

Un secondo esempio, per tacere poi di numerosi altri, è la ben nota "TAC", cioè la Tomografia Assiale Computerizzata. In questa tecnica, un fascio rotante di raggi X ⁽¹⁾ penetra nel corpo umano e viene assorbito diversamente dai vari organi attraversati. Un potente algoritmo di calcolo (ecco perché tomografia "computerizzata") ricostruisce la posizione, nella

(¹) Sono onde elettromagnetiche del tutto simili alla luce visibile, salvo che per la frequenza, ancora più alta: per questa proprietà hanno un potere di penetrazione nei corpi piuttosto alto, a differenza della luce visibile.

sezione investigata, dei vari organi in funzione del rispettivo coefficiente di assorbimento della radiazione X e ne risulta l'immagine che tutti conosciamo.

In Geofisica un'analogia tecnica di ricostruzione tomografica viene applicata usando principalmente:

1. onde acustiche o, più propriamente, elastiche (tomografia acustica o sismica),
2. onde elettromagnetiche a frequenze tra 10^8 e 10^9 Hz: tomografia radar,
3. correnti elettriche continue (tomografia della resistività elettrica).

Per venire all'Archeologia, visualizzare l'interno dei corpi con le indagini geofisiche significa soprattutto:

1. individuare la presenza e possibilmente definire la geometria di strutture archeologiche sepolte (fondazioni, tombe...) nel vicino sottosuolo,
2. individuare i paleosuoli, ovvero le superfici antropizzate nelle epoche passate.

L'indagine geofisica si presenta come un insieme di metodi volti a rilevare la struttura del sottosuolo o dei corpi investigati mediante opportune misure alla superficie, con minima o nulla invasività. Per questa ragione i metodi geofisici vengono anche detti non invasivi o indiretti, per distinguerli dalle indagini dirette, realizzate mediante perforazioni e sondaggi meccanici.

Fare delle misure di opportune specifiche grandezze in superficie significa, in via del tutto generale, che si va a cercare una risposta degli oggetti interni o sepolti che risulti misurabile in superficie. Questa risposta verrà solo in un secondo tempo, ed al costo di elaborazioni matematiche talvolta raffinate, restituita sotto forma di "immagine" dell'oggetto sepolto. Si tratta dunque di un'accezione non ovvia dei termini "vedere" e "immagine" che, come vedremo nei singoli metodi, spesso non ha nulla da spartire con gli analoghi termini del senso comune. In qualche metodo l'indagine può venire arrestata alla mappatura della grandezza fisica misurata, qualora sia considerata già sufficiente allo scopo.

L'indagine geofisica dunque procede per passaggi successivi:

1. progettazione della campagna di misure: in questa fase si sceglie il metodo o la combinazione di metodi che sembrano più opportuni, in funzione delle caratteristiche fisiche dell'obiettivo da rilevare. Viene scelta altresì la strategia di acquisizione dei dati, anche tenendo conto dei costi;

2. esecuzione delle misure sul campo. Questa fase deve essere accompagnata da un rilievo topografico, in modo da georeferenziare con la precisione sufficiente sia le misure stesse che, conseguentemente, gli oggetti sepolti identificati;
3. elaborazione dei dati raccolti, sia per la presentazione degli stessi che soprattutto per la ricostruzione della geometria del sottosuolo, mediante un processo matematico di inversione.

Oggetto della presente nota è dunque un rapido “excursus” dei principali metodi d’indagine, che la Geofisica mette a disposizione della ricerca archeologica. Questo excursus verrà illustrato da vari esempi tratti dalla personale esperienza dello scrivente.

Nelle indagini geofisiche per l’archeologia, le principali caratteristiche o proprietà fisiche delle rocce e dei materiali, che vengono prese in considerazione sono le seguenti:

1. la suscettività magnetica,
2. la resistività elettrica,
3. la permittività o costante dielettrica.

Esistono altre proprietà fisiche della materia, che però vengono prese in considerazione al più marginalmente in quest’ambito applicativo; tra queste citiamo la conducibilità termica, la velocità delle onde elastiche/acustiche. La prima è usata soprattutto nelle indagini non invasive per i beni culturali, mediante l’uso di foto- o tele-camere sensibili all’infrarosso, ma le informazioni che se ne desumono si limitano ai primissimi cm sotto la superficie. La seconda è usata raramente, in quanto le tecniche sismiche artificiali consolidate (sismica a riflessione ed a rifrazione, tomografia sismica) sono o molto complesse o comunque meno adatte di quelle che utilizzano le proprietà fisiche elencate più sopra.

La distribuzione di ciascuna delle tre proprietà fisiche summenzionate viene ricostruita utilizzando metodi di misura e di elaborazione diversi, che sono rispettivamente:

1. il metodo magnetometrico: esso si basa sul rilievo di dettaglio delle anomalie del campo magnetico terrestre, dovute a corpi a suscettività magnetica anomala;
2. il metodo geoelettrico: esso si basa sul rilievo del campo elettrico associato ad un flusso di corrente elettrica, opportunamente iniettata nel sottosuolo; il campo elettrico osservato dipende dalla distribuzione della resistività elettrica all’interno dello stesso; la distribuzione della resistività elettrica può essere inferita anche utilizzando come sorgente

- di segnale campi magnetici variabili nel tempo: si osserveranno campi magnetici indotti dipendenti dalla sua distribuzione (metodo elettromagnetico);
3. la trasmissione-ricezione di impulsi elettromagnetici ad alta frequenza (10^8 - 10^9 Hz), utilizzando il ben noto georadar; la variazione della permittività dielettrica da corpo a corpo dà luogo a variazioni di velocità e quindi a riflessioni di tali onde sulle superfici di discontinuità.

IL METODO MAGNETOMETRICO

In questo metodo si misura con elevata precisione il campo magnetico terrestre (c.m.t.), con strumenti detti magnetometri. Il c.m.t. è la somma di 2 contributi (trascurando la componente esterna, dovuta all'interazione col Sole e la Luna): il campo di origine interna del pianeta ed il campo dovuto a materiali "magnetizzati". Il campo di origine interna è relativamente costante su estensioni areali ridotte (dell'ordine del km), è esprimibile in termini analitici e viene detto campo normale o di riferimento. Ciò che si cerca in Archeologia è la presenza di corpi magnetizzati, che riescano a modificare il c.m.t. in maniera misurabile: la differenza tra il campo misurato e quello di riferimento costituisce l'"anomalia magnetica": se essa è diversa da 0 significa che nel sottosuolo è presente un corpo magnetizzato.

Un corpo magnetizzato è un corpo che si comporta come una calamita: esso subisce l'azione del campo magnetico ambiente ma è a sua volta sorgente di un più o meno debole campo magnetico. La magnetizzazione di un corpo diviene importante quando questo contiene del ferro: quindi tutte le rocce che contengono minerali di ferro, come la magnetite, che è il più abbondante e significativo, si magnetizzano. Il motivo è duplice: non solo un minerale di ferro è altamente magnetizzabile, ha cioè un'elevata suscettività magnetica, molto più alta di tutti gli altri minerali, ma la magnetizzazione, una volta acquisita, permane ed è pure difficile cancellarla (magnetizzazione rimanente). Tutti questi minerali hanno una proprietà particolare: essi manifestano una forte suscettività magnetica solo al di sotto di una temperatura, specifica per ogni minerale e detta temperatura di Curie; al di sopra non solo divengono magneticamente poco efficaci, come tutti gli altri, ma perdono l'eventuale magnetizzazione permanente. Per la magnetite la temperatura di Curie è di circa 580° .

Il cotto d'argilla nelle sue varie forme (mattoni, vasi, utensili) è un ottimo candidato a magnetizzarsi. Infatti nell'impasto di argilla sono normalmente presenti piccoli frammenti di minerali ferromagnetici, soprattutto magnetite: il processo di cottura del manufatto cancella ogni

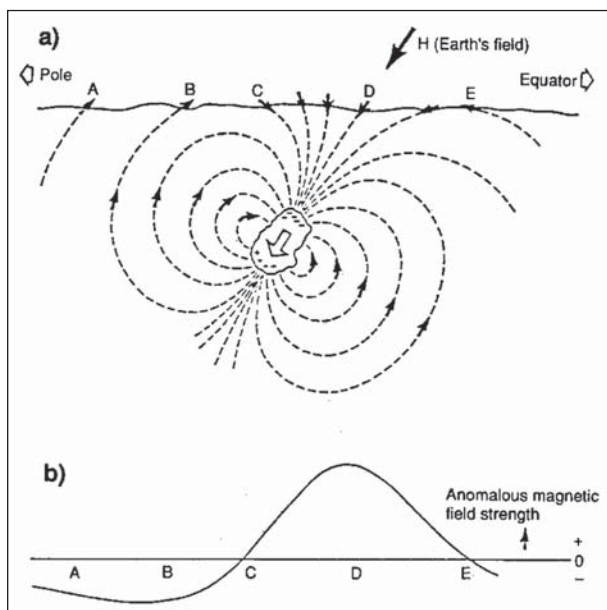


Fig. 1 - a) corpo magnetizzato nel sottosuolo e linee di forza del campo magnetico generato; b) profilo di anomalia magnetica, da Nord verso Sud (dal sito internet <http://pubs.usgs.gov/of/1999/ofr-99-0418/INTRO.HTM>).

magnetizzazione preesistente dei frammenti, orientati a caso nell'impasto. Al momento del raffreddamento essi si magnetizzeranno, tutti e in maniera permanente, nella direzione del c.m.t. ambiente. Di conseguenza il manufatto diviene, a tutti gli effetti, una (debole) calamita: subisce l'effetto del c.m.t., orientandosi nella direzione di questo se può farlo, come l'ago della bussola, e nel contempo lo modifica. Come avviene l'interazione è illustrato in Fig. 1: un oggetto magnetizzato produce un campo magnetico le cui linee di forza hanno l'andamento tratteggiato nel pannello (a). Si può dimostrare che l'anomalia magnetica è la proiezione del campo anomalo sulla direzione del campo magnetico normale (H in Fig. 1a), che può essere sia di segno positivo (nella parte di profilo dove i 2 vettori formano tra loro un angolo acuto, punto D), che di segno negativo (se formano un angolo ottuso, punti A e B): cioè l'anomalia è dipolare, nel senso che presenta non un unico massimo (o minimo), ma sia un lobo positivo che un lobo negativo (Fig. 1b).

L'impiego del metodo magnetometrico è quindi consigliato in archeologia ogniqualvolta si possa rilevare la presenza di murature e fondazioni in mattoni, di corredo funerario fittile...

Le misure vengono eseguite mediante l'impiego di magnetometri di sufficiente sensibilità: i moderni magnetometri commerciali a protoni ad effetto Overhauser ed a pompaggio ottico per la misura dell'intensità del c.m.t. o "fluxgate" per la misura di una componente qualsivoglia (verticale,

orizzontale) consentono di raggiungere la sensibilità di 0.1 nT ⁽²⁾ e di eseguire fino a 10 misure al secondo. I primi due tipi possono fare le misure in movimento, il terzo deve essere orientato, per questo motivo in archeologia si usano ormai soltanto i primi due. Con un magnetometro a protoni od a pompaggio ottico è dunque sufficiente camminare lungo il profilo di acquisizione per ottenere una densità di misure del campo dell'ordine di 1 misura ogni 10-15 cm. Per le normali applicazioni archeologiche questa densità di misura è elevata, cosicchè si tende a preferire l'uso di 2 sensori di campo al posto di 1 (configurazione a "gradiometro"), per ottenere due valori "simultanei" in 2 punti diversi, in una direzione opportuna, di solito la verticale. Con questa scelta si ottiene una misura importante: quella del cosiddetto gradiente verticale, dato dalla semplice differenza tra le due letture. In questo modo, si ottengono sia il valore del campo misurato che il suo gradiente verticale. Un'indagine areale si esegue affiancando un numero sufficiente di profili, solitamente alla distanza di 1 m l'uno dall'altro.

Abbiamo detto sopra che l'anomalia magnetica è la differenza tra il campo misurato e quello di riferimento. In aree limitate il campo di riferimento può essere ritenuto con ottima approssimazione costante, cosicchè l'anomalia differisce dal campo misurato per un valore costante.

Un software che grafichi le curve di livello dell'anomalia ⁽³⁾ e del suo gradiente è quanto poi serve per avere già un'efficace rappresentazione dei dati raccolti, anche se, ovviamente, esistono sia metodi di elaborazione delle mappe che metodi di ricostruzione della geometria del sottosuolo investigato, anche molto sofisticati, che qui, per ragioni di concisione, non vengono discussi.

Questo metodo è caratterizzato da un'elevata produttività, ma soffre delle condizioni ambientali, riassumibili nel concetto di "rumore" magnetico ambientale. Se è vero infatti che un corpo magnetizzato produce un'anomalia magnetica, è altrettanto vero che ogni materiale ferroso, che è il materiale più magnetizzabile in assoluto, genera un'anomalia magnetica. Se si pensa che un kg di ferro produce un'anomalia di 1 nT a 10 m di distanza dal sensore, un'auto, costruita prevalentemente con ferro, posta a 10 m dal sensore, può produrre un'anomalia di un migliaio di nT, di gran lunga superiore all'escursione delle anomalie osservate nella Fig. 3. Quindi è buona regola tenersi ad almeno 100 m da una strada: ciò signi-

⁽²⁾ $1 \text{ nT} = 10^{-9} \text{ T}$. T=Tesla è l'unità di misura dell'induzione magnetica.

⁽³⁾ Per ottenere l'anomalia magnetica è necessario tener conto della cosiddetta "variazione diurna" del c.m.t.; il gradiente, essendo la differenza tra due valori "simultanei" del campo, è esente da questo problema. Normalmente si grafica direttamente, come nell'esempio qui illustrato, il campo magnetico misurato, corretto per la variazione diurna, e non l'anomalia, cioè la differenza col c.m.t., essendo questo con ottima approssimazione costante spazialmente in considerazione della piccola estensione areale delle indagini.



Fig. 2 - Rettangolo rosso: area delle misure.

fica rinunciare alla magnetometria in ambiente urbano. Ma non si può far misure neppure in vigneti e frutteti, vicino a recinzioni in ferro, vicino o dentro serre... L'acquisizione del gradiente in questi casi attenua ma non cancella il problema.

Esempio

Nelle vicinanze dell'abitato di Gavello (RO), in località Larda, affioravano dopo le arature frammenti di mattoni e di cotto d'argilla, di origine sia romana che più antica. Una foto ripresa da un deltaplano, in particolari condizioni di luce e di umidità del terreno, lasciava intravedere un lembo arcuato, possibile residuo dell'anello che solitamente limita un insediamento dell'età del bronzo denominato terramara (Fig. 2).

In collaborazione col Museo dei Grandi Fiumi di Rovigo, venne eseguita un'indagine magnetometrica sul lato est della strada, corrispondente al rettangolo rosso, per una fascia di 19x100 m, lungo profili orientati da sud a nord e distanziati di 1 m (20 profili lunghi 100 m).

Nella Fig. 3a è illustrata la mappa del campo totale, ottenuto dal sensore più vicino a terra del gradiometro. Si noti innanzitutto la considerevole escursione del campo, di quasi 100 nT. Si notino poi in particolare l'anomalia che attraversa tutta la mappa intorno alla progressiva 80 m e

l'anomalia, all'incirca circolare, localizzata all'altezza della progressiva 70 m. Altre piccole anomalie locali devono essere considerate come dovute ad oggetti affioranti (frammenti di cotto). Entrambe le anomalie hanno il tipico andamento delle anomalie dovute a corpi magnetizzati con direzione dei rispettivi momenti magnetici paralleli al c.m.t. attuale, quindi col lobo positivo verso sud ed il lobo negativo verso nord.

La Fig. 3b riporta il gradiente verticale, il cui potere diagnostico è, come si può vedere, anche migliore di quello dell'anomalia, per le applicazioni archeologiche. Il motivo è che il campo magnetico decresce col cubo della distanza: la conseguenza è che la sua variazione spaziale sull'unità di distanza (cioè il gradiente) è tanto più debole quanto più ci allontaniamo dalla sorgente. Si può dimostrare infatti che il gradiente verticale decresce con la quarta potenza della distanza, quindi della profondità, cioè più rapidamente del campo stesso. Esso pertanto attenua l'effetto magnetico dei corpi sulla misura, quanto più questi sono profondi, in maniera più efficiente del campo. Infatti nella mappa del gradiente è scomparsa l'ampia e dolce anomalia intorno a 50 m, in quanto dovuta ad un corpo più profondo di quelli tra 70 e 80 m (probabilmente legato ad una differenziazione litologica).

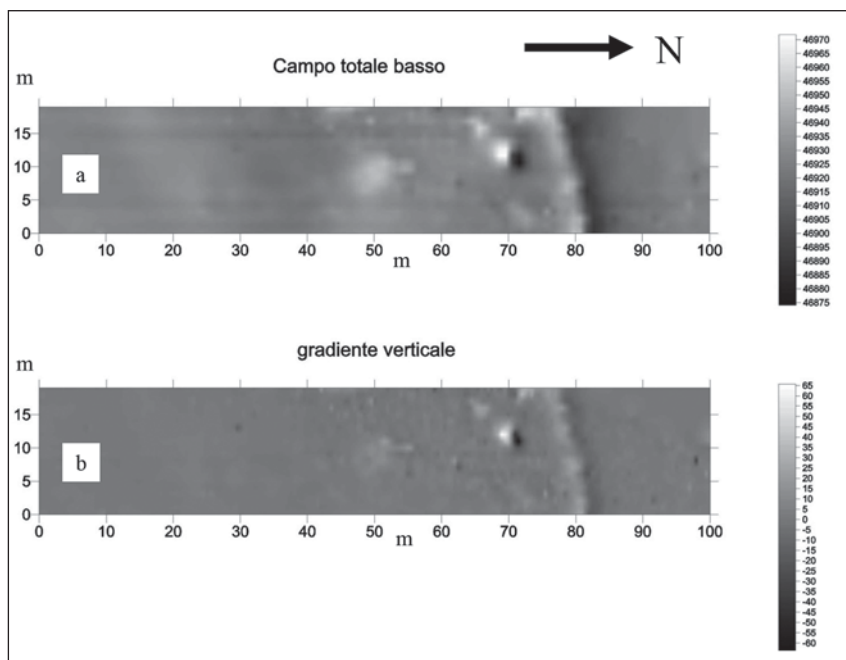


Fig. 3 - dati magnetometrici acquisiti nel sito terramaricolo di Larda (RO); a) intensità del campo misurato (in nT); b) gradiente verticale.

IL METODO GEOELETRICO

La resistività elettrica è la resistenza che un volume cubico di lato unitario di materiale oppone al passaggio della corrente elettrica e si misura in Ohm.m (Ωm). Le rocce sono costituite da minerali che sono, salvo casi particolari, dei pessimi conduttori. La sua misura però è interessante perché tale proprietà è condizionata dallo stato in cui si trovano le varie litologie nel sottosuolo investigato, soprattutto dalla presenza di acqua e dal suo carico di ioni disciolti. Nella Tab. 1 riportiamo la resistività di alcune litologie comuni.

litotipo	Resistività (Ωm)
Acqua dolce	10-100
Acqua di mare	0.2-0.3
Sabbie sciolte secche	>1000
Sabbie sciolte sature in acqua dolce	80-150
Limi saturi in acqua dolce	15-50
Argille in acqua dolce	5-20
Ghiaie asciutte	>1000
Ghiaie sature in acqua dolce	150-300
Calcarei	500-2000
Dolomie	1000-5000
Marne	10-100
Basalti	20-2000

Tab. 1 - Resistività elettrica di alcuni materiali comuni.

I margini di oscillazione sono ampi, per tener conto della tessitura (natura, diametro medio, tortuosità dei pori), che può variare ampiamente all'interno della stessa litologia e dell'eventuale alterazione che può produrre minerali con proprietà elettriche specifiche (ad es. il basalto che ha come prodotti di alterazione minerali di argilla). Nei sedimenti sciolti, la resistività decresce al crescere del contenuto di argilla: ciò è dovuto alla natura dei minerali di argilla, che sono dei fillosilicati. Essi si sfaldano lungo piani ai quali si affacciano gli ioni O^- , che formano una debole nube di carica negativa; questa nube attrae i cationi liberi (adsorbimento) e li rilascia in presenza di campi elettrici anche deboli. Di conseguenza, a differenza delle altre matrici rocciose, la matrice argillosa è sempre ricca di cationi adsorbiti, ma praticamente liberi di muoversi in presenza di un campo elettrico: pertanto l'argilla e le argilliti sono buoni conduttori.

Per misurare la distribuzione della resistività elettrica nel sottosuolo occorre seguire il principio della legge di Ohm e cioè far circolare una corrente elettrica nel sottosuolo ed osservare in maniera opportuna le cadute di

potenziale elettrico. Il rapporto tra corrente circolante e caduta di potenziale dipende dalla resistività del/dei mezzo/i attraversato/i dalla corrente.

Esistono vari modi di indurre una circolazione di corrente nel sottosuolo: il più semplice ed intuitivo è quello di collegare due picchetti (elettrodi A e B) infissi nel terreno ai poli di una batteria ed osservare la caduta di potenziale tra un'altra coppia di picchetti (elettrodi M e N, Fig. 4).

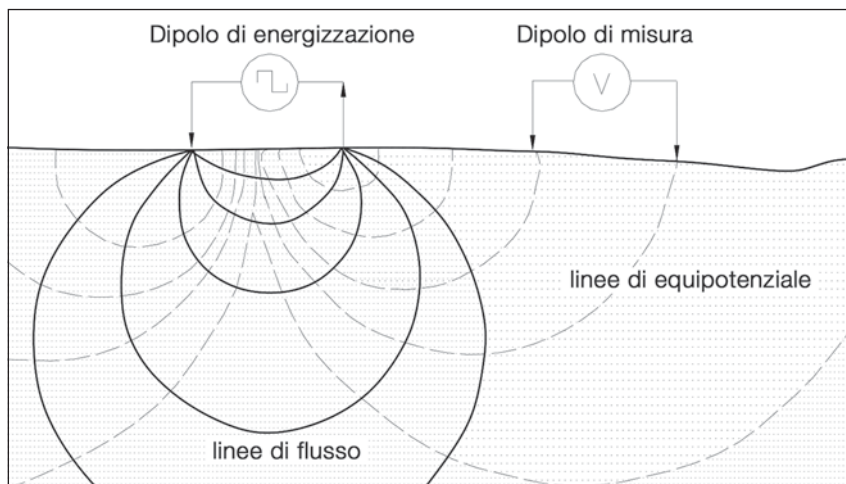


Fig. 4 - Principio del metodo geo-elettrico.

In questo modo, come dimostrò Wenner, l'inventore del metodo, all'inizio del secolo scorso, si dimostra che la resistività ρ di un mezzo conduttivo omogeneo ed infinito è data da:

$$\rho = k \frac{\Delta V}{I}$$

dove ΔV è la caduta di potenziale, I la corrente circolante e k , detto fattore geometrico, tiene conto della posizione reciproca dei 4 elettrodi A, B, M, N. Questo è il cosiddetto metodo geoelettrico. Se la corrente iniettata circola in mezzi a resistività diversa, in un sottosuolo che, di norma, è elettricamente disomogeneo, allora la resistività desunta col metodo descritto e calcolata con la formula precedente si deve intendere come "resistività apparente", ossia una specie di media pesata delle resistività reali dei vari mezzi presenti, se ed in quanto coinvolti dalla misura. Occorre, raccolto un certo numero di valori di resistività apparente, inferire la distribuzione delle resistività reali nel sottosuolo investigato. L'approccio a tutt'oggi utilizzato

è tanto logicamente lineare quanto poi complicato all'atto pratico: poiché è possibile calcolare la resistività apparente alla superficie di un semispazio arbitrariamente disomogeneo, per qualunque disposizione della quaterna di elettrodi, si utilizza questa possibilità simulando un opportuno semispazio le cui resistività apparenti "mimino", cioè si avvicinino per quanto possibile alle resistività apparenti misurate. Simulazioni successive, partendo da un "modello" iniziale (forma dei corpi e loro resistività) ed affinandolo progressivamente, conducono ad un'efficace stima della distribuzione delle resistività reali nel sottosuolo investigato.

Da circa due decenni, grazie allo sviluppo della microelettronica, le apparecchiature per la raccolta dei dati sul campo si sono evolute in modo da raccogliere in tempi brevi grandi quantità di dati. Esse sono gestite da un computer, integrato nello strumento, che sovrintende alle operazioni di invio della corrente, di misura della differenza di potenziale e di salvataggio del risultato nella memoria interna, ripetendo l'operazione su ogni quaterna di elettrodi, precedentemente disposti sul terreno anche a centinaia, tutti connessi allo strumento mediante cavi multipolari. Se gli elettrodi sono disposti lungo un profilo rettilineo, si possono graficare le resistività apparenti ottenute in forma di "pseudosezione". Si tratta di un modo utile e suggestivo di rappresentare i molti dati (anche migliaia, dipende dal rapporto tra la lunghezza del profilo ed il passo interelettrodico). In orizzontale è la distanza lungo il profilo; per quanto riguarda l'asse verticale si fa il ragionamento seguente, osservando l'andamento delle linee di flusso nella Fig. 4. Queste linee si addensano all'interno di una profondità relativamente piccola rispetto all'apertura degli elettrodi di corrente; il dato di resistività apparente dipenderà soprattutto dai materiali all'interno di questa profondità. Se si allargano gli elettrodi di corrente, le linee di flusso si distribuiscono a profondità via via maggiori e le resistività apparenti che si otterranno si modificheranno via via, a seguito del coinvolgimento dei corpi più profondi. In termini precisi, la profondità d'indagine è una frazione dell'apertura del quadripolo (in genere tra $\frac{1}{4}$ e $\frac{1}{6}$). Quindi lungo l'asse verticale andrà la profondità d'indagine. Si ottiene una mappa di valori di resistività apparente, che riflette la distribuzione laterale e verticale delle resistività reali. Talvolta, in archeologia, questa rappresentazione qualitativa è già sufficientemente indicativa della presenza di corpi anomali lungo il profilo investigato.

Esempio

Alcuni anni fa, durante la campagna di scavi relativa all'insediamento paleolitico di Isernia la Pineta, furono eseguiti alcuni profili ERT, ripetuti da misure con georadar (SANTARATO 2003). Sia le condizioni dell'area di

scavo, ricoperta da una struttura metallica costruita per la protezione dei materiali e per la visualizzazione guidata dell'area, che le rimanenze materiali, costituite da ossa fossilizzate, suggerivano l'uso di questi metodi, escludendo la magnetometria.

Quindi non le ossa potevano essere il bersaglio dell'indagine, ma la ricostruzione del paleosuolo nell'area ancora da scavare, in quanto questo si adagiava sulle litologie fini, mediamente limose, che costituivano all'epoca la riva di un lago, dove gli ominidi macellavano le prede. In seguito il paleosuolo venne ricoperto da sedimenti più grossolani, sabbioso-ghiaiosi. Come visto sopra, queste litologie si differenziano nettamente dal punto di vista della resistività.

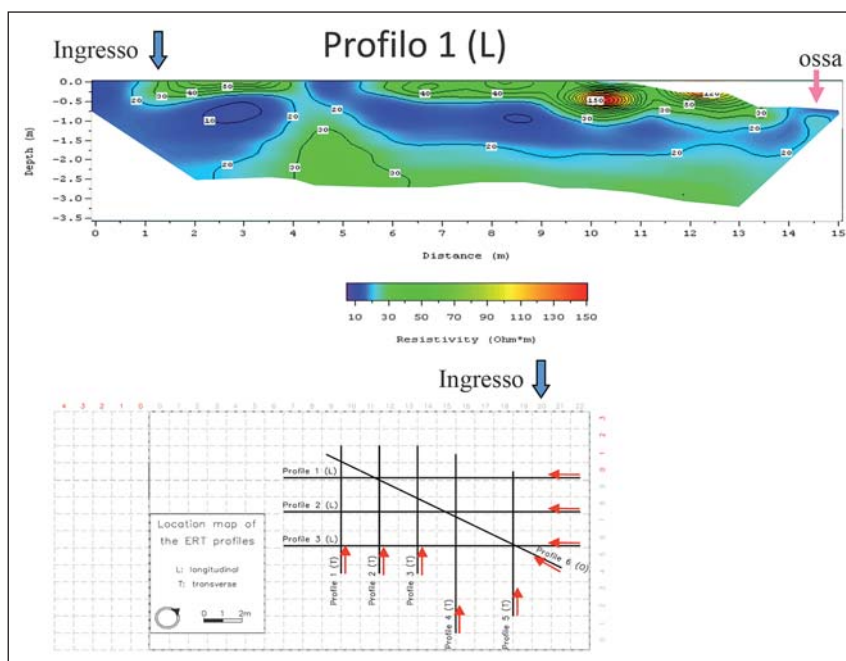


Fig. 5 - Profilo di ERT nel padiglione dello scavo di Isernia la Pineta.

Nella Fig. 5 è riportata una delle sezioni verticali di resistività ottenute. Ai diversi intervalli di resistività ricostruita nel sottosuolo investigato corrispondono diversi colori: dal blu associato ai valori inferiori al rosso associato ai valori superiori. La colorazione blu corrisponde a valori di resistività inferiori a $20 \text{ Ohm}\cdot\text{m}$; lo strato con questo colore emerge tra le progressive 11 e 15 m ed il suo limite superiore è proprio il paleosuolo già denudato dallo scavo (cioè tra i fossili di ossa dove, con tutte le cautele del caso,

abbiamo infisso alcuni elettrodi) e la resistività corrisponde alla litologia, come da Tab. 1. Lo strato è continuo verso sinistra fino alla progressiva 5, dopo di che s'ispessisce oltre la massima profondità d'indagine (circa 3 m).

Successivamente a queste indagini, lo scavo venne completato rivelando che l'ispessimento di sinistra era collegato ad uno sprofondamento dell'intero strato, che interrompeva il paleosuolo.

Il metodo geoelettrico è, come s'è visto, piuttosto efficiente, però può essere molto lento se quello che serve è il riconoscimento delle presenze archeologiche più che la dettagliata ricostruzione del sottosuolo; la lentezza è dovuta alla necessità di acquisire, in base alla densità di dati di progetto, molte centinaia se non migliaia di valori di resistività apparente, ciascuno dei quali esige l'uso simultaneo di 4 elettrodi. Per superare questo limite, tenendo anche conto del fatto che la profondità d'indagine è solitamente limitata ai primissimi metri e che spesso viene proprio richiesta la semplice individuazione delle anomalie di resistività, sono state messe a punto varie strategie, che consentono di raccogliere i dati col dispositivo di misura in movimento.

Una di queste strategie utilizza lo stesso principio di misura descritto fin qui. Essa consiste in un veicolo con 4 assi dotati di ruote metalliche dentate, trascinato da un trattore, come quello ritratto nella foto di Fig. 6, dove ciascuna coppia di ruote dentate funge da dipolo elettrico. Il metodo descritto è brevettato con la sigla ARP (Automated Resistivity Profiling). In particolare la coppia più vicina al trattore funge da dipolo di corrente, mentre le altre 3 sono dipoli di misura della differenza di potenziale. Lo schema quadripolare è chiamato dipolo-dipolo equatoriale; la terna di dipoli di misura a distanze crescenti permette di acquisire la resistività apparente a 3 profondità d'indagine diverse. Il prodotto di queste misure consiste dunque in 3 mappe di distribuzione della resistività apparente, come nell'esempio riportato in Fig. 7.

Questo tipo d'indagine coniuga la velocità della misura con l'efficacia visiva del risultato. La produzione giornaliera, tenuto conto delle condizioni topografiche, può essere di vari ettari.

Un metodo alternativo a quello geoelettrico per ricavare la distribuzione della resistività è il cosiddetto metodo "Frequency-Domain Electro-Magnetism" (FDEM).

IL METODO FDEM

Il metodo "Frequency-Domain Electro-Magnetism" (FDEM) è concettualmente molto simile al precedente: si fa circolare una corrente elettrica



Fig. 6 - La misura della resistività apparente in continuo (dal sito www.geocarta.net).

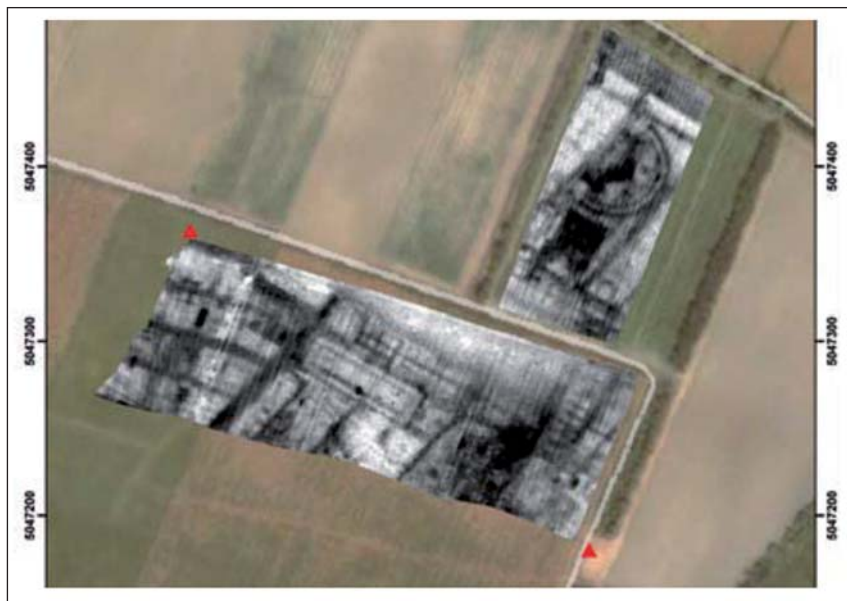


Fig. 7 - Un esempio di mappa di resistività apparente, ottenuta con acquisizione in continuo (dal sito www.geocarta.net).

alternata nel sottosuolo e se ne misurano gli effetti che dipendono dalla distribuzione della resistività elettrica. L'approccio della misura è però molto diverso e prende spunto dalle tecniche messe a punto per le indagini geoelettriche in zone dove non si possono conficcare gli elettrodi, come i terreni ghiacciati del permafrost siberiano o canadese, territori ricchissimi dal punto di vista minerario.

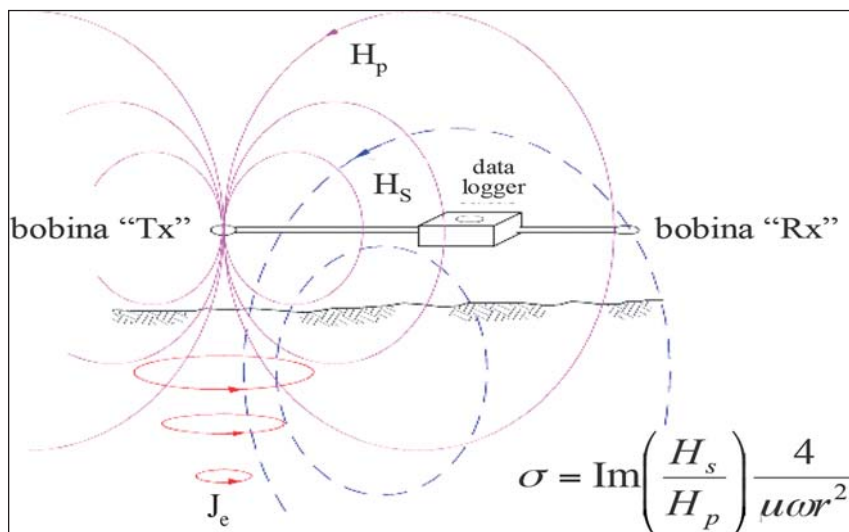


Fig. 8 - Principio del metodo FDEM.

Il principio della misura è illustrato nella Fig. 8: nella bobina “trasmettente” (Tx) si fa circolare una corrente alternata: questa produce un campo magnetico alternato “primario” H_p , le cui linee di forza sono tracciate in colore fucsia. La frequenza della corrente alternata varia tra qualche centinaio e qualche decina di migliaia di Hz. Il campo primario induce nel sottosuolo conduttore delle correnti elettriche parassite, di densità J_e , esattamente come in un trasformatore, le cui linee di flusso sono le circonferenze orizzontali in colore rosso. Queste correnti, a parità di campo primario, sono tanto più intense quanto maggiore è la conducibilità elettrica del sottosuolo (σ , che è lo stesso, quanto minore ne è la resistività, che è il reciproco della conducibilità); esse producono un campo magnetico secondario H_s , le cui linee di forza sono tratteggiate in colore blu. Il senso delle frecce sulle linee di forza si riferisce alla stessa fase del campo primario. Nella fase opposta tutte le frecce cambiano concordemente verso. In una seconda bobina, detta “ricevente” (Rx), l’effetto combinato dei due campi primario e secondario induce una forza elettromotrice, con la stessa frequenza del campo primario e con intensità proporzionale al campo secondario, cioè in sostanza alla conducibilità del sottosuolo investigato. Se questo fosse elettricamente omogeneo, la sua conducibilità si ricaverebbe applicando la formula in basso a destra nella figura: essa dipende oltre che dal rapporto tra i due campi (a rigore la parte immaginaria o in quadratura di fase del rapporto), dalla permeabilità magnetica μ del sottosuolo, che, salvo i casi in cui è presente ferro o minerali di ferro, è all’incirca uguale a

quella del vuoto, dalla frequenza angolare ω della corrente circolante nella bobina Tx e dal quadrato della distanza tra le due bobine. Ovviamente, se il sottosuolo è disomogeneo elettricamente, la conducibilità elettrica data dalla formula è “apparente” nello stesso senso della resistività apparente del metodo geoelettrico. Per ricavarne distribuzione e valori occorre procedere con un algoritmo di inversione, dove cambia rispetto all’inversione nel metodo geoelettrico solo il modo di simulare la conducibilità apparente.

La profondità d’indagine in questo metodo dipende, com’è facilmente comprensibile osservando la Fig. 8, dalla distanza tra le bobine: più divergono, più in profondità pescano informazione le linee di forza dei due campi. Essa però dipende anche dalla frequenza ω , per un motivo che verrà dettagliatamente spiegato tra poco nel paragrafo dedicato al metodo del georadar: più la frequenza inducente è bassa, maggiore è la profondità alla quale si diffondono le correnti parassite e dunque maggiore la profondità dalla quale proviene informazione. Ciò significa che con questo metodo si possono acquisire conducibilità apparenti riferibili a profondità d’indagine diverse sia modificando la distanza tra le bobine (sondaggio geometrico), che cambiando la frequenza (sondaggio parametrico, da cui il nome FDEM). In genere la profondità d’indagine varia tra la distanza tra le bobine e 3-5 volte quest’ultima, in funzione della frequenza utilizzata. Per questi motivi, essendo la profondità d’indagine mediamente richiesta in archeologia di qualche metro al più, le bobine possono essere tenute vicine tra loro, a distanze dell’ordine del metro o poco più, consentendo di disporle in un unico strumento portatile, manovrabile da un solo operatore. Poiché le misure avvengono a frequenze relativamente elevate, l’acquisizione dei dati è veloce e consente di acquisirli in movimento (Fig. 9).



Fig. 9 - Uno strumento FDEM (dal sito internet: www.dualem.com/products.html).

Anche in questo caso dunque la rappresentazione più semplice ed efficace dei dati può essere fatta tramite mappe orizzontali di conducibilità apparente, a frequenze diverse per ottenere immagini a profondità d’indagine diverse.

Questo metodo quindi può costituire un'efficace alternativa al metodo geoelettrico, sia per la sua rapidità che per poter far misure anche su superfici isolanti: strade asfaltate, pavimenti pregiati. La ragione del suo limitato uso risiede nella sua sensibilità, che dipende dall'intensità del campo secondario rispetto al primario: questo è tanto più basso quanto minore è la conducibilità elettrica del sottosuolo, o che è lo stesso, quanto maggiore ne è la resistività; per resistività superiori a poche centinaia di Ohm.m, la tecnologia attuale non riesce a far emergere i dati dal rumore di fondo.

Ricordo che sullo stesso principio si basa il noto "cerca-metalli": l'unica differenza, rispetto agli strumenti come quello illustrato in Fig. 9, risiede nel fatto che la bobina trasmittente e quella ricevente sono concentriche.

IL GEORADAR

La permittività dielettrica

Cominciamo dalla definizione di onde elettromagnetiche (e.m.). Si tratta di un fenomeno ondulatorio, del tutto simile nelle modalità di propagazione alle onde elastiche, nel quale però non ci sono particelle materiali vibranti ma, per essere precisi, un campo elettrico ed un campo magnetico oscillanti ed intimamente associati tra loro a formare un campo elettromagnetico. Una caratteristica fondamentale delle onde è la frequenza f , cioè il numero di oscillazioni nell'unità di tempo, espressa in Hz. La luce visibile, i raggi ultravioletti, i raggi X, le onde radio, ... sono onde e.m. e differiscono solo per la frequenza, per quelle citate la più bassa è quella delle onde radio, la più alta quella dei raggi X. L'energia trasportata dalle onde è in grado di dar luogo a correnti elettriche nei mezzi attraversati (non nel vuoto): è questo il modo principale col quale esse vengono assorbite. Nel vuoto la velocità delle onde e.m., c , vale circa $3 \cdot 10^8$ m/s.

Nei mezzi materiali i campi e.m. si propagano come onde e.m., che si riflettono e si rifrangono, solo a frequenze sufficientemente alte, circa 10 MHz in su.

Definita la permittività dielettrica relativa ⁽⁴⁾ ϵ_r , come il rapporto tra la permittività assoluta del mezzo e quella del vuoto, in un mezzo materiale qualsiasi, non ferromagnetico, la velocità delle onde e.m. v è data, con buona approssimazione, da:

⁽⁴⁾ È il nome esatto di quella che è forse più comunemente chiamata "costante dielettrica relativa", la quale, essendo una proprietà specifica dei mezzi materiali e variando dall'uno all'altro, costante non può essere.

$$v \approx \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r}}$$

Nella Tab. 2 sono riportati i valori della permittività dielettrica relativa e della velocità delle onde e.m. nei mezzi materiali più comuni.

Materiale	ϵ_r	v (cm/ns)
Aria	1	30
Acqua dolce	81	3.3
Sabbia secca	4-6	12-15
Sabbia satura d'acqua	30	5.5
Argilla satura d'acqua	8-12	9-11
Ghiaccio	3-5	13-17
Granito	5	13
Rocce carbonatiche (calcarei, dolomie)	7-9	10-11

Tab. 2 - Permittività dielettrica relativa ϵ_r e velocità v di propagazione delle onde e.m. in alcuni mezzi materiali

Ad es. per l'acqua, avente $\epsilon_r=81$, con facile calcolo $v=c/9=3,33 \cdot 10^7$ m/s che corrisponde, in cm/ns (centimetri per nanosecondo), a 3,33 cm/ns. Questa è la sub-unità di misura della velocità delle onde e.m. che viene comunemente usata nel metodo del georadar per semplice comodità (i numeri sono più... umani). Si ricordi il fenomeno del "bastone spezzato": un bastone, immerso in acqua, dove la velocità delle onde e.m. è molto più bassa che nell'aria, sembra spezzato perché i raggi che partono da esso cambiano direzione al passare dall'acqua all'aria ed al nostro occhio forniscono per l'appunto un'immagine "fuori posto" della parte del bastone in acqua.

Il cosiddetto "georadar", in inglese "Ground Penetrating Radar" o G.P.R., è uno strumento che trasmette e riceve impulsi di onde e.m. a frequenza compresa normalmente tra 50 MHz e 2000 MHz. Esso sfrutta il principio del radar, con la differenza che l'impulso è diretto nel sottosuolo. Ad ogni superficie di separazione della velocità delle onde e.m., e cioè, in base alla formuletta vista più sopra, della permittività dielettrica, parte dell'energia dell'impulso si rifletterà, in omaggio alla legge della riflessione/rifrazione di Cartesio, tornando in superficie.

Lo strumento

Lo strumento georadar è composto da una consolle, contenente il sistema di selezione della frequenza, di generazione dell'impulso e.m., il sistema di registrazione e di riproduzione video delle immagini ottenute. L'impulso viene inviato ad un'antenna, del tutto simile a quelle radio, e

immesso nel corpo da investigare; una seconda antenna riceve le riflessioni e le manda al sistema di registrazione.

Un impulso è una sinusoide troncata, lunga circa un periodo di oscillazione; la frequenza è la frequenza della sinusoide. Il periodo T , cioè il tempo che impiega l'onda a fare un'oscillazione completa, è il reciproco della frequenza. La lunghezza d'onda λ è invece la distanza tra due massimi consecutivi nello spazio (si ricordino le onde che si propagano alla superficie di uno specchio d'acqua): essa è la distanza che un'onda percorre in un tempo pari al periodo T , da cui discende la relazione tra lunghezza d'onda λ , periodo T (o frequenza $f=1/T$) e velocità v di un'onda:

$$v = \lambda T = \lambda f.$$

Ricordiamo che la frequenza è una caratteristica tipica della sorgente (siamo noi che determiniamo la frequenza dell'impulso da trasmettere), mentre, poiché la velocità è una proprietà del mezzo, la lunghezza d'onda dipende da entrambe.

La durata dell'impulso è all'incirca pari al periodo dell'oscillazione. Facciamo un esempio: se l'impulso è a frequenza di 1000 MHz, cioè 1 GHz, il suo periodo, e di fatto la sua durata, è di 1 ns.

L'impulso trasmesso subisce una prima riflessione alla superficie del suolo, poi si propaga alla velocità specifica del suolo stesso fino alla prima superficie di discontinuità della permittività dielettrica; parte si riflette e verrà registrata dall'antenna ricevente, parte si trasmette e sarà disponibile per la riflessione ad una successiva discontinuità (Fig. 10a).

Gli impulsi riflessi vengono rappresentati in un diagramma dove l'asse dei tempi è orientato positivamente verso il basso; in questo modo ogni evento di riflessione finisce per fornire un'immagine della superficie su cui si è riflesso, dunque il georadar fornisce un "radargramma" dove ogni riflessione rappresenta una superficie di discontinuità. Il radargramma viene costruito affiancando tante tracce. Trascinando la coppia antenna trasmittente-antenna ricevente (che possono essere contenute in scatole separate o nella stessa scatola) sul terreno con continuità, per esempio camminando o con un trattore, si potrà acquisire un radargramma "continuo", dove tutte le molte migliaia di tracce vengono affiancate, in modo quasi indistinguibile l'una dall'altra (sono cioè molto "affollate"), così permettendo di inseguire visualmente, anche con una certa facilità, un orizzonte riflettente (Fig. 10b). La caratteristica forma a strisce viene ottenuta annerendo le semionde positive e negative sopra una soglia scelta dall'operatore e cancellando la stessa traccia quando è piatta. Si possono scegliere anche rappresentazioni a colori, dove si attribuiscono colori diversi alle semionde positive e negative (es.: rosso/blu).

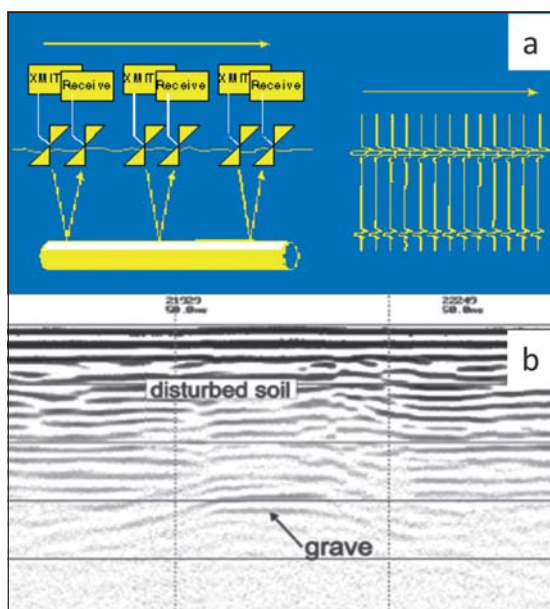


Fig. 10 - a) costruzione del radargramma;
b) esempio di radargramma.

La durata della registrazione dipende principalmente dall'assorbimento dell'energia e.m. da parte del mezzo sotto forma di corrente elettrica. L'assorbimento dipende sia dalla resistività del mezzo attraversato che dalla frequenza dell'onda inviata. Minore è la resistività ρ del mezzo, maggiore sarà la quantità di corrente che si produce e di conseguenza minore sarà la profondità dalla quale l'energia e.m. riflessa riesce ad arrivare all'antenna ricevente con ampiezza sufficiente per essere misurata. La corrente elettrica a sua volta si disperde nel mezzo, trasformandosi in calore per effetto Joule. Per comprendere più efficacemente il fenomeno, diamo la definizione della "profondità pelle" ⁽⁵⁾ δ (in m), data da:

$$\delta \cong 500 \sqrt{\frac{\rho}{f}}$$

dove ρ è la resistività elettrica del mezzo attraversato e f la frequenza dell'impulso e.m. Essa rappresenta, per definizione, la profondità alla quale l'onda si attenua a circa il 40% della sua ampiezza iniziale alla superficie libera del suolo. Questa percentuale dipende dal fatto che l'assorbimento dell'energia

⁽⁵⁾ Il nome deriva dal fatto che lo stesso fenomeno si presenta anche nei cavi elettrici, dove le onde trasmesse alle diverse frequenze si confinano verso la superficie (la pelle) tanto più quanto la frequenza è elevata.

ha andamento esponenziale decrescente con la profondità, quindi, detta A_0 l'ampiezza in superficie, alla profondità z essa sarà:

$$A(z) = A_0 e^{-z/\delta},$$

(e è la base dei logaritmi neperiani e vale circa 2,6; per $z = \delta$, $e^{z/\delta} = e^1 = 1/e \sim 0.4$ o 40%). La profondità pelle dipende sia dalla resistività che dalla frequenza. Ciò significa che a parità di resistività l'onda e.m. è assorbita, cioè diminuisce la sua profondità pelle, all'aumentare della frequenza e, a parità di frequenza, la profondità pelle aumenta all'aumentare della resistività (il che è l'enunciazione quantitativa del fatto che un mezzo più è resistivo, o isolante, più è trasparente). In mezzi più resistivi si ottengono riflessioni da profondità maggiori a parità di frequenza e ad una data profondità di esplorazione ci si può arrivare con frequenze maggiori.

Questo è un fatto importante, in quanto, osservando il radargramma modello di Fig. 11, è facile convincersi che se nel sottosuolo, lungo la verticale, ci sono due superfici di discontinuità vicine, si vedranno separate solo se la loro distanza in tempi è almeno pari ad un periodo di oscillazione dell'impulso, altrimenti la riflessione successiva si accavalla alla precedente.

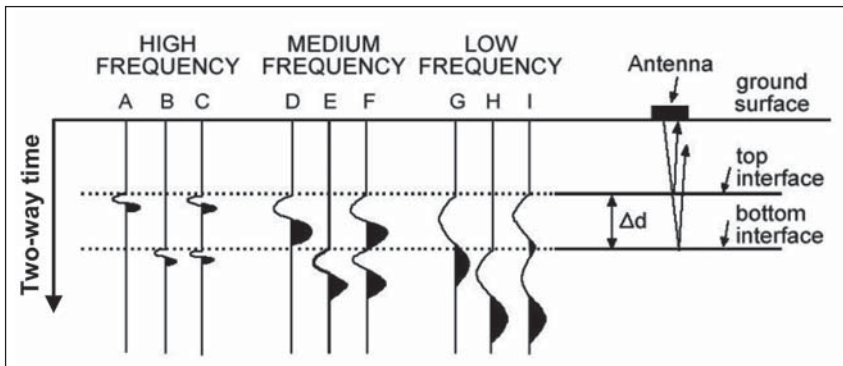


Fig. 11 - Il "potere risolutivo verticale" di un'onda riflessa: da sinistra a destra si passa da una buona risoluzione delle due superfici riflettenti (top e bottom interface) a risoluzione insufficiente (dal sito www.du.edu/~lconyers/SERDP/Frequency.htm).

In caso di discontinuità a forma di strato, la distanza minima deve dunque essere data da: $d = vT = v/f$, cioè la distanza d deve essere almeno pari alla lunghezza d'onda. Facciamo un esempio. Se abbiamo due superfici a distanza di 10 cm e la permittività dielettrica relativa è, ad es. 9, allora $v = c/3$ e la frequenza minima dell'onda deve essere tale che $f = v/10 \text{ cm} = 3 \cdot 10^8 \text{ m/s} / (3 \cdot 0.1 \text{ m}) = 10^9 \text{ Hz} = 1 \text{ GHz}$.

La profondità d'indagine è all'incirca 5-10 volte la profondità pelle. Come s'è visto la profondità pelle dipende oltre che dalla frequenza, scelta dall'operatore, anche dalla resistività del sottosuolo indagato. Questa spesso non è ben conosciuta in anticipo e dunque sul campo si procederà per tentativi, all'inizio della campagna d'indagine, in modo da non perdere segnale utile da un lato o da acquisire registrazioni inutilmente lunghe, in quanto prive di segnale utile dall'altro. Facciamo un esempio. Supponiamo di utilizzare un'antenna da 100 MHz e di voler investigare un sottosuolo di resistività di 100 Ωm : avremo

$$\delta = 500 \sqrt{\frac{\rho}{f}} = 500 \sqrt{\frac{100}{10^8}} = 0.5 \text{ m} ,$$

cioè saremo in grado di registrare riflessioni dalla profondità massima di 5 m. Per arrivare alla profondità di 5 m e tornare indietro, l'impulso percorre quindi 10 m ed occorre tenere aperta la registrazione dal momento dell'emissione dell'onda per un tempo sufficiente a percorrere 10 m. Il tempo dipende a sua volta dalla velocità, pure non nota in anticipo. Nel caso di un sottosuolo con velocità media di 10 cm/ns, l'impulso impiegherà 10 ns per percorrere un metro, quindi il tempo di registrazione sarà di 100 ns (5 m x 10 ns/m x 2). Tempi di registrazione così brevi consentono di acquisire anche milioni di registrazioni o tracce elementari al secondo, permettendo per un verso di sommarne un gran numero prima di graficarle (processo di "stack" delle tracce elementari), incrementando in tal modo il rapporto segnale/disturbo (e dunque la profondità d'indagine) e per un altro di acquisire rapidamente i radargrammi lungo i profili d'indagine.

L'assorbimento dell'energia delle onde e.m. nel sottosuolo non è però legato solo all'effetto Joule, legato al passaggio in mezzi conduttori, ma anche all'eventuale presenza dell'acqua. Questa, infatti, oltre ad abbassare la resistività di rocce porose, produce un fenomeno analogo a quanto avviene nel forno a micro-onde. Le molecole d'acqua sono "polari", cioè formano dei "dipoli elettrici", in quanto la loro struttura spaziale è a "coppia di ciliegie", dove le ciliegie rappresentano gli atomi di H ed il punto di congiunzione dei gambi l'atomo di O. Quest'ultimo è carico negativamente, in quanto cattura gli elettroni dei 2 atomi di H, di conseguenza lo spazio occupato dai 2 H⁺ rimane carico positivamente. In presenza di un campo e.m. oscillante, la molecola d'acqua può mettersi in oscillazione (fenomeno di "risonanza"), nel senso che il dipolo elettrico corrispondente, allineato al campo e.m., cambia di verso ad ogni inversione di polarità dello stesso. Questa oscillazione avviene con la massima efficacia alla frequenza di 2,45 GHz, che è la frequenza di lavoro dei forni a micro-onde. L'energia meccanica acquisita

dalle molecole d'acqua in questo modo viene dissipata a sua volta in calore per attrito. Il campo di frequenze del georadar è di poco inferiore, però il fenomeno della risonanza delle molecole dell'acqua comincia ad attenuare significativamente le onde e.m. a partire da 500 MHz. Nelle argille, dove l'acqua è legata ai granuli micrometrici dei minerali, la risonanza comincia a frequenze ancora più basse, verso 100 MHz. Se ricordiamo che le argille imbevute d'acqua hanno le resistività minori tra tutte le rocce e sedimenti coi quali abbiamo comunemente a che fare, vedremo bene che si avrà un doppio effetto di assorbimento dell'energia e.m. praticamente in tutto il campo di frequenze del georadar. In buona sostanza, quando il sottosuolo è prevalentemente argilloso, l'indagine col georadar diventa inutile, in quanto la profondità d'indagine può anche diventare inferiore alla lunghezza d'onda del segnale!

Esempio

Come esempio si riporta un profilo d'indagine con georadar lungo il profilo ERT 1 L illustrato nella Fig. 5, realizzato con antenna da 200 MHz. Il radargramma ottenuto (non corretto per la topografia) è illustrato nella Fig. 12 a, insieme col profilo ERT di Fig. 5, per confronto (Fig. 12 b).

La linea gialla tratteggiata intorno a circa 20 ns sottolinea la riflessione, tradotta in circa 1 m di profondità, alla discontinuità che coincide

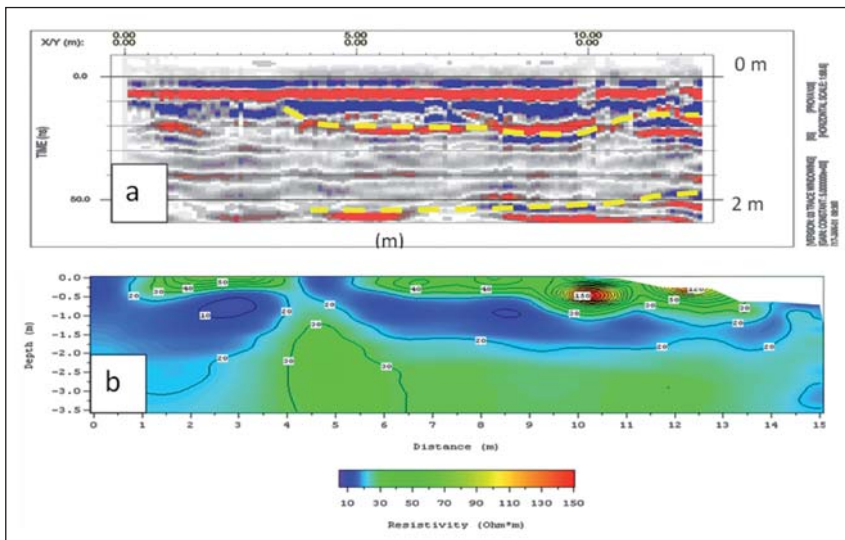


Fig. 12 - a) radargramma ottenuto con antenna da 200 MHz lungo il profilo ERT 1 L; b) profilo ERT 1 L (v. Fig. 5).

col passaggio dalla formazione superficiale più resistiva soprastante il paleosuolo alla formazione più conduttiva che ne sta alla base e pertanto delinea l'andamento del paleosuolo stesso. La riflessione diviene via via più labile e confusa verso sinistra, dove il paleosuolo scompare. La linea gialla tratteggiata intorno a 50 ns coincide invece con la discontinuità elettrica tra 1.5 e 2 m di profondità.

Da questo confronto emergono le differenze sostanziali tra il metodo del georadar ed il metodo geoelettrico: quest'ultimo fornisce forma e dimensioni dei corpi geologici, con contorni sfumati, mentre il georadar ne fornisce i contorni netti: sintetizzando si può dire che la geoelettrica è sensibile ai volumi, mentre il georadar è sensibile alle superfici.

CONCLUSIONI

In questo breve scritto si è cercato di illustrare i principi di base delle tecniche d'indagine geofisica di uso prevalente in Archeologia, corredandole di esempi tratti dall'esperienza dello scrivente. Ovviamente, per saperne di più, sia in termini di principi di base che per una più ampia gamma di esempi, occorrerà consultare testi specifici (SANTARATO *et al.*, 2013).

BIBLIOGRAFIA

- SANTARATO G., 2003 - *Le indagini preventive: la diagnostica non invasiva*. In A. MINELLI & C. PERETTO (a cura di), *Metodologie per lo scavo archeologico*", Centro Europeo di ricerche preistoriche, Poligrafica Terenzi (Venafrò, IS), pp. 43-60.
- SANTARATO G., ABU ZEID N. & BIGNARDI S., 2015 - *Lezioni di Geofisica Applicata*, Libreria Universitaria Editrice, Padova.

