

Lezioni di Geofisica Applicata per l'Archeologia

Prof. Giovanni Santarato.

Le indagini di resistività elettrica

Definizioni

La Fisica ci dice che un corpo materiale qualsiasi (anche un corpo umano...), sottoposto ad un potenziale elettrico V , verrà attraversato da una corrente elettrica I , la cui intensità dipende dalla "resistenza" elettrica R del corpo stesso. C'è una legge che governa questo fenomeno: la legge di Ohm, che si enuncia nel modo seguente:

$$V=RI,$$

per cui:

$$R=V/I$$

L'unità di misura della resistenza elettrica è l'Ohm (Volt/Ampère, abbreviato con Ω).

La resistività elettrica ρ è una proprietà fisica intrinseca di qualunque materiale. La sua definizione più classica deriva dalla resistenza R di un conduttore filiforme di lunghezza l e sezione A , secondo la ben nota formula:

$$R = \rho \frac{l}{A}. \quad (1)$$

La (1) si può esplicitare:

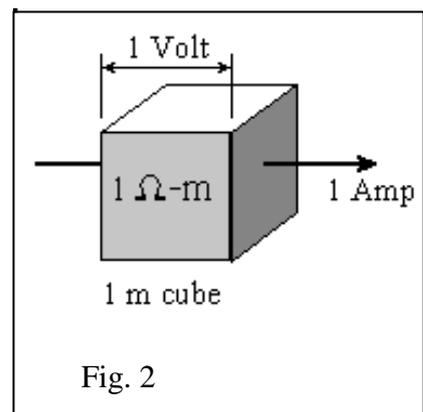
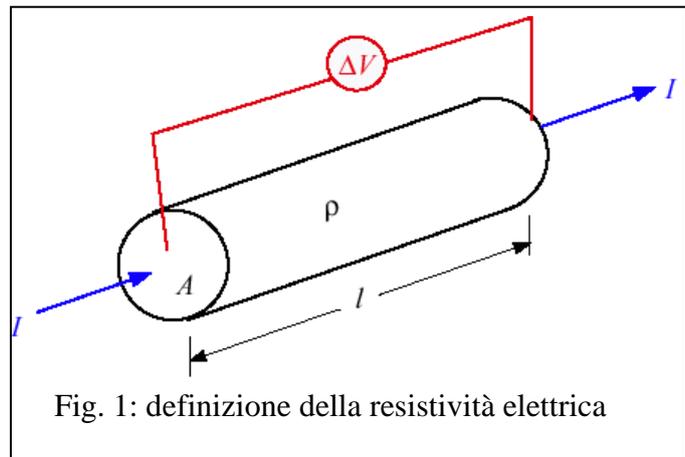
$$\rho = R \frac{A}{l}. \quad (1a)$$

Dalla relazione (1a) si deduce immediatamente che la ρ si misura in Ohm.m (Ωm). Inoltre si vede che essa dipende oltre che dalla resistenza, il che implica per la sua misura il dover misurare separatamente corrente e ddp, anche dal rapporto S/l , che è un fattore di forma del conduttore (figura 1).

La definizione (1a) non è però utile in Geofisica, dove abbiamo a che fare con corpi conduttori tridimensionali. Isoliamo allora in un conduttore di resistività ρ un cubetto di lato unitario (figura 2). La resistività sarà la resistenza del cubetto al passaggio della corrente, cioè è la resistenza dell'unità di volume. Se ad esempio, applicando con una pila una differenza di potenziale di 1 V (Volt) otteniamo la corrente di 1 A (Ampère), la resistività del cubetto di conduttore è di 1 Ωm .

Perchè è utile la misura della distribuzione della resistività nell'ambito dell'Archeologia? Per rispondere a questa prima domanda dobbiamo parlare della resistività nei materiali lapidei (minerali e rocce naturali) e litoidi (mattoni, composti cementizi, malte).

Il passaggio della corrente elettrica in un corpo è possibile solo se esistono delle particelle cariche in grado di muoversi quando viene applicata al corpo una differenza di potenziale (ddp) o, che è lo stesso come si vedrà tra poco, un campo elettrico. Le uniche particelle cariche disponibili sono gli elettroni e gli ioni, cioè atomi o gruppi di atomi con carica positiva (cationi) o carica negativa (anioni). Elettroni liberi di muoversi esistono solo nei metalli ed in certi minerali, detti



semi-conduttori, in genere ossidi o solfuri metallici (tra i più noti e diffusi: la pirite, la galena, la magnetite, la bauxite,...). Queste sostanze sono però del tutto infrequenti sia nel vicino sottosuolo, salvo casi specifici di reperti archeologici di metallo di piccole dimensioni come monete, statue, che nei manufatti, salvo anche qui casi isolati come grappe di sostegno di bassorilievi o rinforzi metallici delle travature.

In generale quindi abbiamo a che fare con materiali composti da miscele di minerali silicatici o carbonatici. Le molecole costitutive di questi minerali sono a forte legame eterovalente, quindi né possono rilasciare elettroni, come i minerali semiconduttori, né possono dissociarsi nella coppia catione-anione, come ad es. il cloruro di sodio in acqua. In questi casi quindi non ci sono elettroni disponibili ma soltanto qualche catione al di fuori del reticolo cristallino che, sottoposto ad un campo elettrico, può migrare ed assicurare una qualche circolazione della corrente. È per questo motivo che nessun materiale lapideo o litoide è perfettamente isolante, cioè a resistività infinita. Per fortuna però spesso tali materiali sono porosi, nei pori può esserci dell'acqua ed in quest'acqua ci sono sempre dei sali disciolti. La circolazione della corrente avverrà in questo caso prevalentemente nei pori, purché beninteso essi siano interconnessi. La corrente circola cioè tra l'anodo ed il catodo solo se c'è continuità nella distribuzione dell'acqua.

Siamo ora in grado di dire da quali fattori dipende principalmente la resistività dei materiali:

1. dalla composizione mineralogica
2. dallo stato di alterazione o di degrado
3. dalla porosità (interconnessa)
4. dal grado di saturazione dei pori
5. dalla salinità dell'acqua contenuta nei pori stessi.

La resistività elettrica varia, come si può ben vedere, entro ampi limiti e con ampie sovrapposizioni tra materiali diversi, in dipendenza delle specifiche condizioni: porosità, stato di alterazione, grado di saturazione in acqua, salinità di quest'ultima.

Nella tabella a fianco riportiamo alcune tipologie di rocce e materiali, con le rispettive resistività e porosità.

Perché allora è utile l'indagine di resistività in Archeologia e nei B.C. in genere? Per vari motivi. Il primo è l'ampio intervallo di valori che essa può assumere: ciò significa che è elevata la probabilità che materiali diversi, nello stesso luogo e nelle stesse condizioni chimico-

| litotipo | Resistività (Ωm) | Porosità (%) |
|--------------------------------------|------------------|--------------|
| Acqua | 10-100 | - |
| Acqua di mare | 0.2-0.3 | - |
| Sabbie sciolte secche | 1000 | 30-50 |
| Sabbie sciolte sature in acqua dolce | 80-150 | 30-50 |
| Limi saturi in acqua dolce | 15-50 | 10-30 |
| Argille in acqua dolce | 5-20 | - |
| Argille in acqua salata | 1-2 | - |
| Ghiaie asciutte | >1000 | 10-40 |
| Ghiaie sature in acqua dolce | 150-300 | 10-40 |
| Calcari | 500-2000 | 2-25 |
| Dolomie | 1000-5000 | 2-20 |
| Marne | 10-100 | 10-60 |
| Graniti | 10000-50000 | <1 |
| Basalti | 20-2000 | <1 |
| Mattoni asciutti | 3000-10000 | 3-10 |
| Mattoni saturi | 100-1000 | 3-10 |

fisiche, abbiano in genere resistività diverse e quindi siano differenziabili con misure non invasive. Il secondo è la correlazione non solo con la tipologia del materiale ma soprattutto con le sue condizioni: ciò significa un potere diagnostico sullo stato di alterazione, generato in particolare dalla presenza di sali disciolti potenzialmente dannosi, che altri metodi non invasivi non hanno o hanno in misura molto minore. Il terzo, la relativa facilità delle misure e la relativa semplicità concettuale del metodo al quale ci limiteremo e della relativa strumentazione.

Le misure

Esistono infatti vari metodi di misura per ricavare la distribuzione della resistività elettrica nel sottosuolo od all'interno di un corpo. Come abbiamo già visto nel magnetismo, anche la determinazione della resistività non avviene per via diretta, ma misurando delle grandezze che dipendono dalla sua distribuzione geometrica e dai valori che essa assume (nel magnetismo si misurano le anomalie magnetiche, che sono causate da variazioni nella distribuzione della suscettività magnetica).

Il metodo di misura più semplice, di gran lunga più utilizzato e che qui descriveremo, è il cosiddetto metodo "geoelettrico", che utilizza la misura della distribuzione del potenziale elettrico dovuto alla circolazione di una corrente elettrica continua all'interno del materiale da investigare. Serve quindi una sorgente di corrente continua: una pila è un ottimo esempio di sorgente. Questa corrente non sarà mai a rigore "continua", perché altrimenti le misure durerebbero... all'infinito. Un'ottima approssimazione pratica è quella di usare degli impulsi di corrente, di segno alternato, separati o no da una pausa di corrente nulla (dipende dal tipo di strumento che si usa), del tipo di figura 3, di durata dell'ordine del secondo. Il segno alternato serve per annullare potenziali continui spuri agli elettrodi di misura (v. sotto). Tramite del filo elettrico collegato ad una coppia di elettrodi infissi nel corpo verrà fatta circolare la corrente elettrica, la cui entità è certamente funzione della resistività del corpo, per quanto detto all'inizio. Cerchiamo di schematizzare e quantificare.

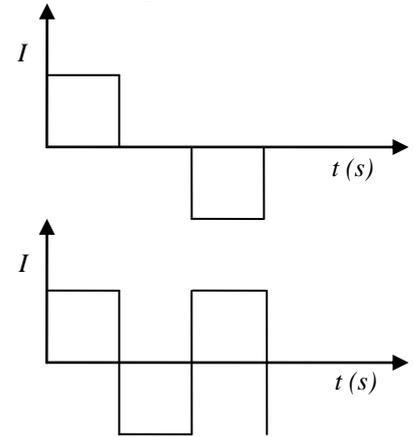


Fig. 3a

Se abbiamo un elettrodo che emette una corrente (continua) di intensità I all'interno di un corpo conduttore di resistività ρ (figura 3b), questo genera un campo elettrico, in quanto c'è un movimento di cariche elettriche (elettroni o ioni, le particelle disponibili). Il campo elettrico è un campo di forze del tutto simile al campo magnetico, con la sola differenza che le sorgenti in questo caso sono cariche elettriche e non magnetiche. Come il campo magnetico decresce col quadrato della distanza dalla sorgente se questa è di un solo segno, col cubo della distanza se la sorgente è un dipolo, cioè una coppia di cariche elettriche o di sorgenti di corrente elettrica di segno opposto, poste ad una certa distanza. Come per il campo magnetico si può definire una funzione scalare dello spazio in cui agisce, detta potenziale, in questo caso, elettrico.

Il potenziale elettrico alla distanza r da una sorgente puntiforme di corrente elettrica di intensità all'interno del corpo conduttore è dato da:

$$V = \frac{\rho I}{4\pi r}$$

Se siamo alla superficie del corpo, cioè se la corrente è iniettata alla superficie e se ne misura il potenziale, sempre restando alla superficie, la formula cambia un po':

$$V = \frac{\rho I}{2\pi r},$$

il 4 a denominatore è sostituito da un 2. Il motivo non è importante in questa sede. Si noti in ogni caso che il potenziale, che è proporzionale all'intensità della sorgente ed inversamente proporzionale alla distanza, come i potenziali degli altri campi di forze che hanno la stessa struttura (campo magnetico e campo gravitazionale), è anche proporzionale alla resistività elettrica del corpo. Questa è la chiave di partenza del metodo.

Infatti certamente alla superficie del corpo dovremo disporre un secondo elettrodo per chiudere il circuito: questo secondo elettrodo raccoglierà la stessa corrente I in uscita dal corpo. I due elettrodi, che saranno di piccole dimensioni rispetto alle rispettive distanze (elettrodi puntiformi), diventano allora le due sorgenti di intensità $+I$ e $-I$ di un dipolo elettrico. Il potenziale

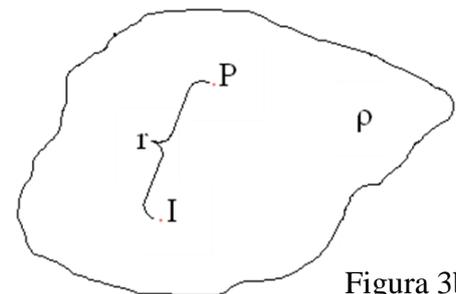


Figura 3b

elettrico gode del principio di sovrapposizione degli effetti, per cui in un punto qualsiasi, purchè diverso dalle sorgenti, esso sarà la semplice somma algebrica dei potenziali delle due sorgenti. Indichiamo con le lettere A e B le due sorgenti puntiformi della corrente, con M il punto di misura (figura 4).

Questo è però il potenziale assoluto $V(M) = V(AM) - V(BM)$, con riferimento al suo valore di 0, che viene raggiunto all'infinito, cioè in pratica a distanze molto grandi rispetto ad AM e BM. Misurare il potenziale non è dunque pratico, ma è più pratico misurare la "differenza" di potenziale ΔV_{MN} tra due punti M e N, vicini ma diversi:

$$\Delta V_{MN} = V(M) - V(N) = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)$$

Ricaviamo ora la resistività ρ :

$$\rho = \frac{\Delta V_{MN}}{I} \frac{2\pi}{\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN}}$$

e, più semplicemente:

$$\rho = k \frac{\Delta V_{MN}}{I} \quad (1)$$

dove k, detta "costante geometrica", comprende la dipendenza dalle distanze interelettrodeiche. La (1) è la formula fondamentale del metodo geoelettrico: utilizzando un sistema a 4 elettrodi, due che iniettano la corrente, due che misurano la differenza di potenziale, otteniamo la resistività del corpo investigato, beninteso se questo è omogeneo, cioè se dappertutto la sua resistività è costante. Ma il caso interessante, perchè nella pratica normalmente è così, è che la resistività non sia costante.

Come si risolve la difficoltà? In maniera tutto sommato semplice, cioè tenendo conto della "fisica" della conduzione della corrente all'interno di un conduttore. Osserviamo la figura 5

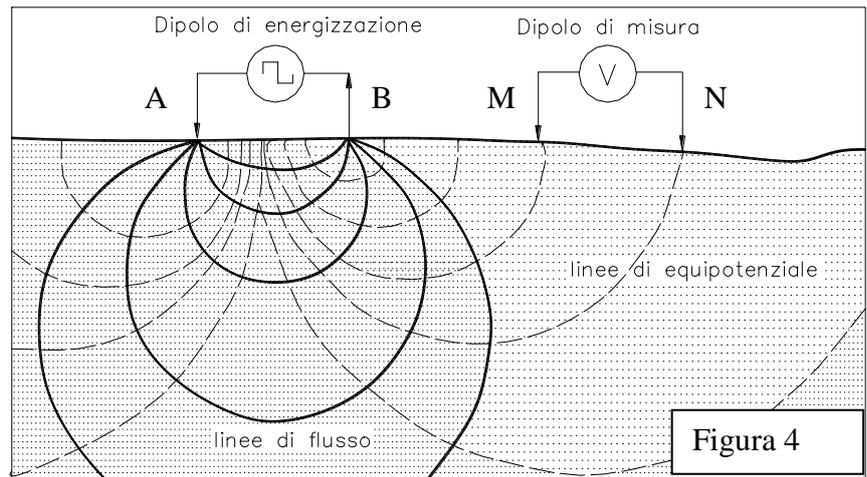


Figura 4

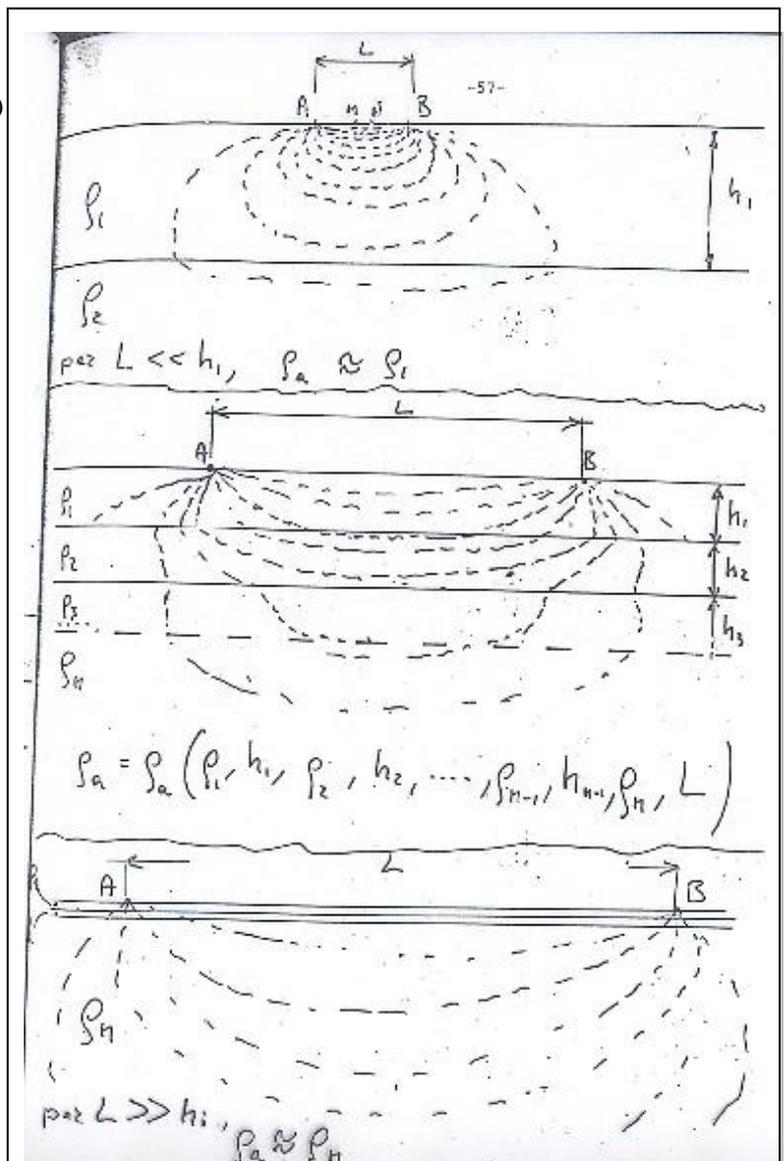


Fig. 5: distribuzione delle linee di corrente in un sottosuolo stratificato, in funzione della distanza AB.

accanto. Le linee della corrente circolano tra i due elettrodi A e B penetrando all'interno del mezzo investigato (l'esempio di figura si riferisce ad un sottosuolo stratificato) per una frazione della stessa distanza AB. Ne consegue che, se la circolazione della corrente avviene all'interno ad es. del primo strato, perchè questo ha uno spessore grande rispetto alla distanza AB, la differenza di potenziale agli elettrodi MN è condizionata dalla circolazione della corrente in questo primo strato e quindi la resistività che misuro con la semplice formula vista sopra coincide con la resistività dello strato. Ma se allargo via via gli elettrodi AB, la circolazione della corrente avverrà progressivamente anche negli strati via via più profondi, di conseguenza il valore di ΔV_{MN} sarà condizionato progressivamente dalle resistività di questi e la resistività misurata si modificherà, per tener conto di quanto ciascuno strato contribuisce alla conduzione della corrente per ogni specifica distanza AB. Per questo la resistività misurata viene anche detta "apparente", proprio perchè può non coincidere con alcuna delle resistività reali presenti, ma esserne una "media pesata", in funzione dello specifico coinvolgimento dei singoli materiali dentro il processo di conduzione della corrente e della posizione degli elettrodi MN di misura.

Una "naturale" rappresentazione grafica della resistività apparente in funzione dell'allargamento del dispositivo quadripolare intorno ad un punto prefissato è quella di porre in ascissa ad esempio la distanza tra gli elettrodi più lontani ed in ordinata la resistività apparente ottenuta in ciascuna misura. Si otterrà una curva che oscilla asintoticamente dal valore della resistività reale del primo strato a quella del substrato. Questa tecnica di misura e di rappresentazione dei dati si chiama "sondaggio elettrico verticale", proprio perchè da questa si deriverà la distribuzione della resistività elettrica di una sequenza stratificata lungo la verticale. Si tratta di una procedura obsoleta, per quanto diremo tra poco.

Un ragionamento simile può essere fatto per rilevare disomogeneità di resistività non lungo la verticale, ma laterali. In questo caso il dispositivo quadripolare, a passo fisso, verrà spostato lateralmente, lungo un profilo o su una maglia. La resistività apparente verrà rispettivamente riportata in un grafico xy, dove in ascissa sarà l'ascissa del centro del quadripolo lungo il profilo ed in ordinata la resistività apparente, oppure in un grafico xyz, dove sugli assi xy si riporteranno le coordinate del centro e lungo l'asse z la rispettiva resistività apparente (mappa 2D).

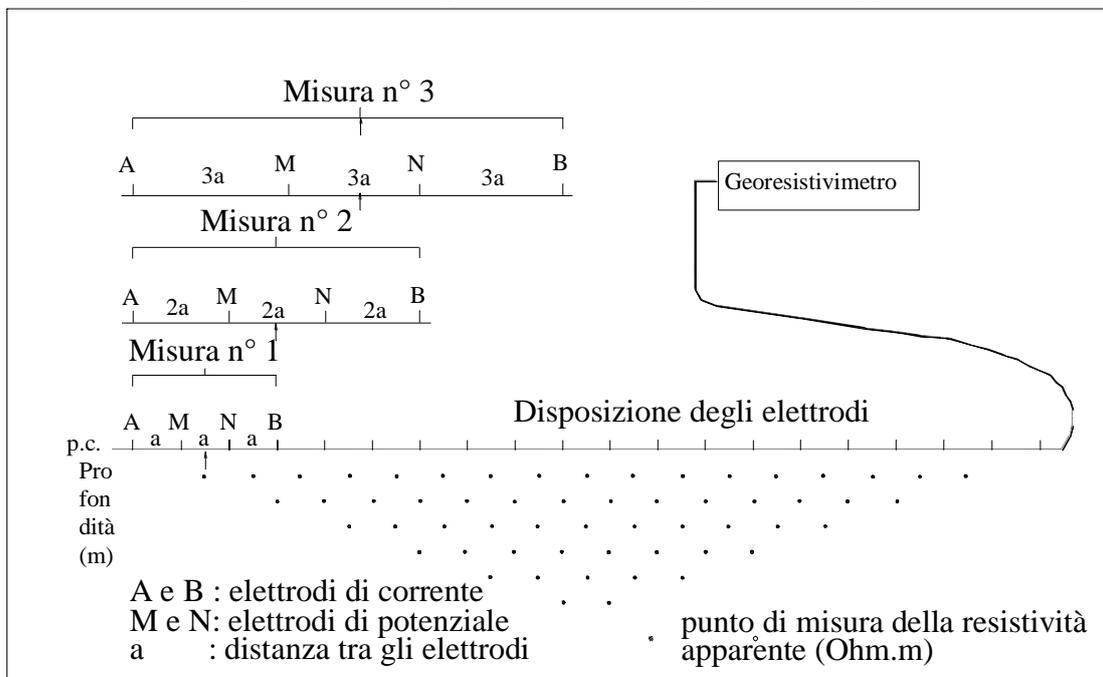


Figura 6: acquisizione di dati in modalità "tomografica"

Se invece, come si deve presumere in tutta generalità, la resistività reale nell'oggetto investigato varia sia lateralmente che verticalmente, occorrerà una strategia di acquisizione dei dati

che coniughi entrambe le esigenze. Questo viene fatto con i moderni georesistivimetri in modalità automatica, in quanto, oltre a contenere gli strumenti necessari per la singola misura e cioè un generatore di corrente continua (o meglio pulsata come nella figura 3), un amperometro per la misura della corrente I ed un voltmetro per la misura della differenza di potenziale ΔV , essi contengono un vero e proprio computer. Sul campo decine o centinaia di elettrodi vengono collegati simultaneamente al georesistivimetro, il quale commuterà automaticamente la misura su ogni possibile quadripolo, secondo uno schema prefissato ed immagazzinato nella memoria del computer. Ogni misura verrà immagazzinata nella stessa memoria e verrà scaricata alla fine delle misure per le successive elaborazioni. Nella figura 6 è descritto il procedimento di misura utilizzando il quadripolo di tipo “Wenner”¹.

Il procedimento d’indagine che si è affermato negli ultimi anni è la cosiddetta “tomografia della resistività elettrica”. Sul campo esso si realizza disponendo varie decine, a volte centinaia, di elettrodi, in genere lungo uno o più profili paralleli. Questi vengono tutti collegati allo strumento, detto georesistivimetro, che contiene non solo il generatore di corrente continua, l’amperometro per la misura dell’intensità I della corrente iniettata ed il voltmetro per la misura di ΔV_{MN} , ma anche un sistema di commutazione, che manda la corrente e misura la tensione in tutte le quaterne di elettrodi che si possono ottenere (figura 6). Si ottengono in questo modo in tempi brevi (ogni singola misura su una quaterna avviene in qualche secondo) centinaia di valori di resistività apparente, che vengono rappresentati di solito, profilo per profilo, sotto forma della cosiddetta “pseudosezione”. In ascissa cioè viene messo il centro del quadripolo ABMN, in ordinata una distanza che corrisponde all’incirca alla cosiddetta “profondità d’indagine”. Si ottiene un grafico, come quello a destra nella figura 7, che è già indicativo dell’effettiva distribuzione delle resistività, sia in senso orizzontale che verticale. Se scegliamo una scala cromatica tale che al blu corrispondano i valori minori ottenuti e

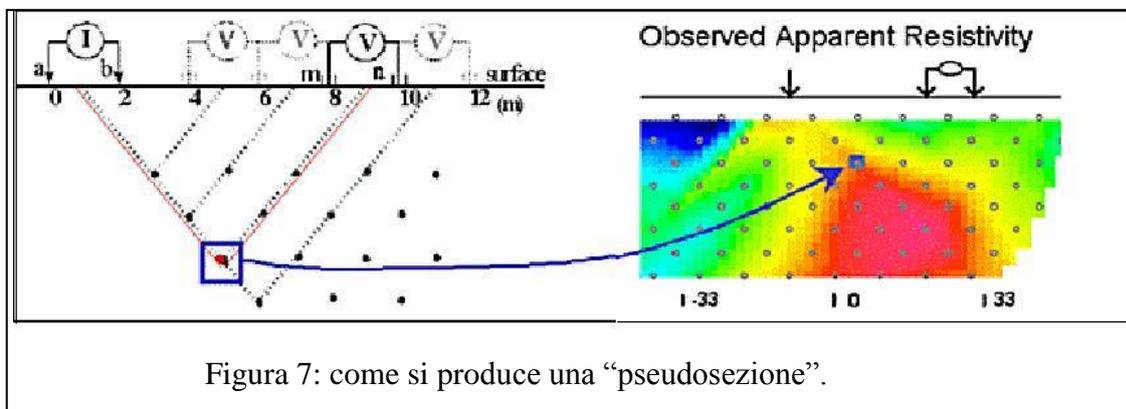
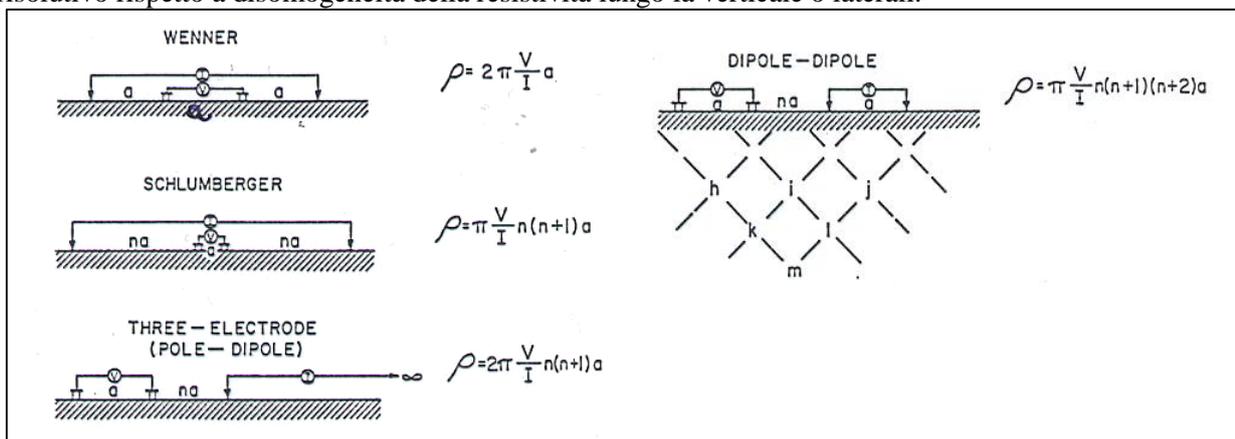


Figura 7: come si produce una “pseudosezione”.

¹ Nella pratica non vengono utilizzate disposizioni arbitrarie della coppia di dipoli (AB) e (MN), ma in genere una delle disposizioni in linea riportate nella figura in calce, scelta per un leggermente diverso potere risolutivo rispetto a disomogeneità della resistività lungo la verticale o laterali.



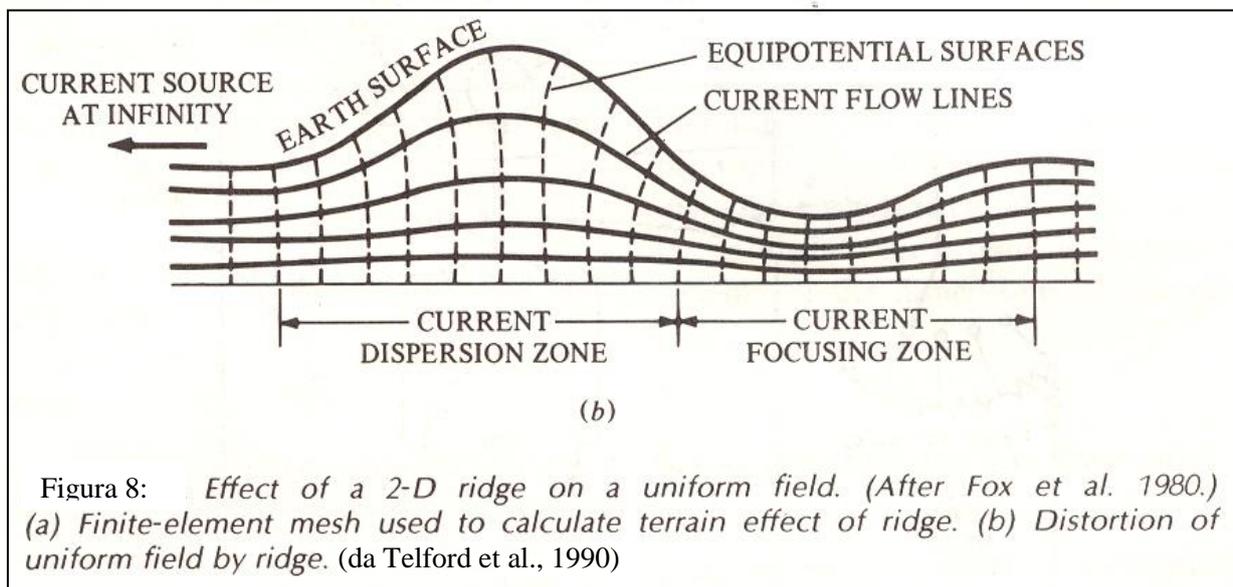
verso il rosso i valori maggiori, il grafico a destra di figura 7 suggerisce la presenza di corpi conduttivi verso sinistra in superficie e resistivi verso destra in profondità.

Che cos'è la **profondità d'indagine**? È la massima profondità alla quale un corpo, od uno strato, riesce ancora a modificare le misure di superficie, è cioè "visibile". In geoelettrica, osservando la figura 4, è abbastanza facile convincersi che la profondità d'indagine è, purtroppo, una frazione piuttosto piccola dell'ampiezza del quadripolo di misura. Questa frazione varia da 1/3 nei casi più favorevoli a circa 1/10 nei casi più sfavorevoli, nella media è tra circa 1/5 ed 1/6. Ciò significa ad es. che se voglio una profondità d'indagine di 1 m, devo allargarmi col dispositivo a 4 elettrodi fino ad almeno 5-6 m.

La resistività apparente è quindi, per quanto discusso, una funzione, certo non semplice, oltre che come ovvio delle posizioni dei quattro elettrodi, delle dimensioni e delle resistività dei diversi materiali che compongono il corpo investigato.

Come si è accennato più sopra, la semplice acquisizione dei dati di resistività apparente e la sua rappresentazione grafica, come ad es. la pseudosezione, di solito non bastano, nel senso che la pseudosezione non è la distribuzione delle resistività reali, ma solo l'effetto misurato alla superficie di tale distribuzione, in termini di variazioni del campo elettrico (il campo elettrico coincide con la differenza di potenziale su una distanza unitaria, infatti si misura in Volt/m). Sofisticati procedimenti di calcolo, opportunamente programmati per un calcolatore elettronico, sono in grado di restituire la distribuzione spaziale delle resistività reali all'interno del corpo, o del sottosuolo, secondo i casi.

La presenza di una topografia di superficie non piana distorce il flusso della corrente iniettata nel sottosuolo. L'effetto è di concentrare le superfici equipotenziali negli avvallamenti (concavità) e di diradarle in corrispondenza dei rilievi (convessità). La misura della differenza di potenziale sarà quindi diminuita, cioè inferiore a quella che si sarebbe ottenuto per topografia piatta, in corrispondenza del rilievo, mentre sarà aumentata in corrispondenza dell'avvallamento (figura 8).



I moderni programmi di modelling 2D e 3D, contenuti all'interno degli algoritmi di inversione tomografica, sono in grado di simulare la presenza della topografia non piana e pertanto in sede di inversione occorre fornire, oltre alle coordinate orizzontali, anche la quota dei singoli elettrodi.

Indagini geoelettriche per l'archeologia

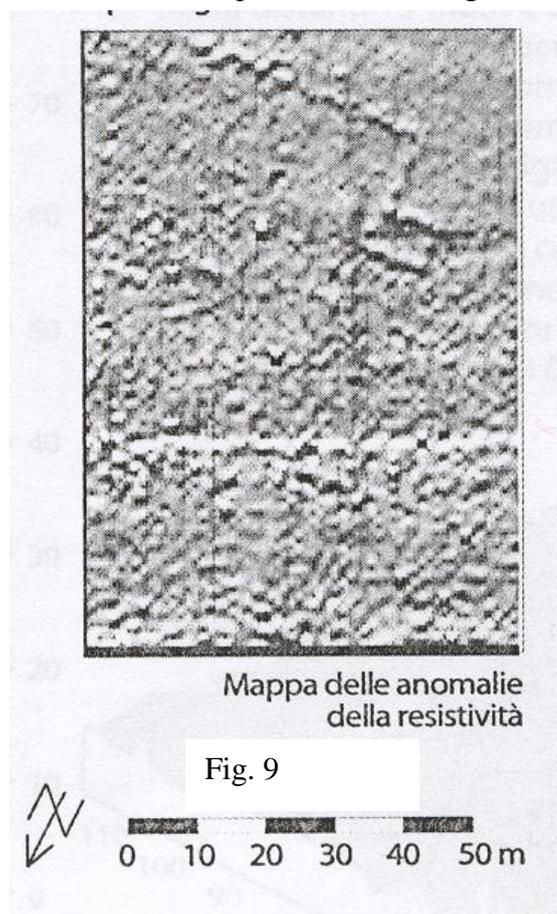
Nella prospezione geoelettrica per l'archeologia, nei casi in cui la profondità d'indagine sia sostanzialmente costante perché ad es. si stanno ricercando le fondazioni di una villa romana, la ricostruzione delle resistività reali può non essere necessaria. Infatti in questi casi la tecnica di acquisizione dei dati può limitarsi ad una profondità d'indagine fissa, coprendo l'area di studio con un reticolo di misure ottenute da un quadripolo a passo interelettrodico fisso. Si otterrà un insieme di valori di resistività apparente, riferiti ad una profondità d'indagine costante, che si possono rappresentare su una mappa x-y, così come misurati, come nell'esempio a fianco (figura 9), tratto dall'indagine eseguita dal dr. Veronese a Campagna Lupia (VE), in parallelo all'indagine magnetica. La struttura geometrica nella parte nord della mappa coincide con quanto evidenziato dall'indagine magnetica, che, nel caso specifico, ha fornito risultati visivamente più completi. La meno efficace immagine della resistività apparente può essere dovuta ad un avanzato stato di degrado del materiale da costruzione (mattoni) e quindi ad un basso contrasto di resistività tra la struttura antropica ed il terreno inglobante.

Un altro esempio, molto suggestivo, è presentato nella figura 10. Si tratta di un'indagine geoelettrica sopra una villa romana che si trova vicino a Stettfeld (Baden-Württemberg, Germania). L'immagine

ottenuta è in questo caso molto più nitida e completa, probabilmente per il migliore contrasto di resistività tra il materiale da costruzione, molto probabilmente pietre calcaree ben conservate, ed il terreno circostante.

Un caso particolarmente interessante di tomografia della resistività elettrica è il seguente, ottenuto all'interno del padiglione di scavo del sito paleolitico di Isernia la Pineta. Nella figura seguente è riportata la mappa dei profili tomografici longitudinali (L) e trasversali (T); sui longitudinali è stata eseguita un'indagine con georadar.

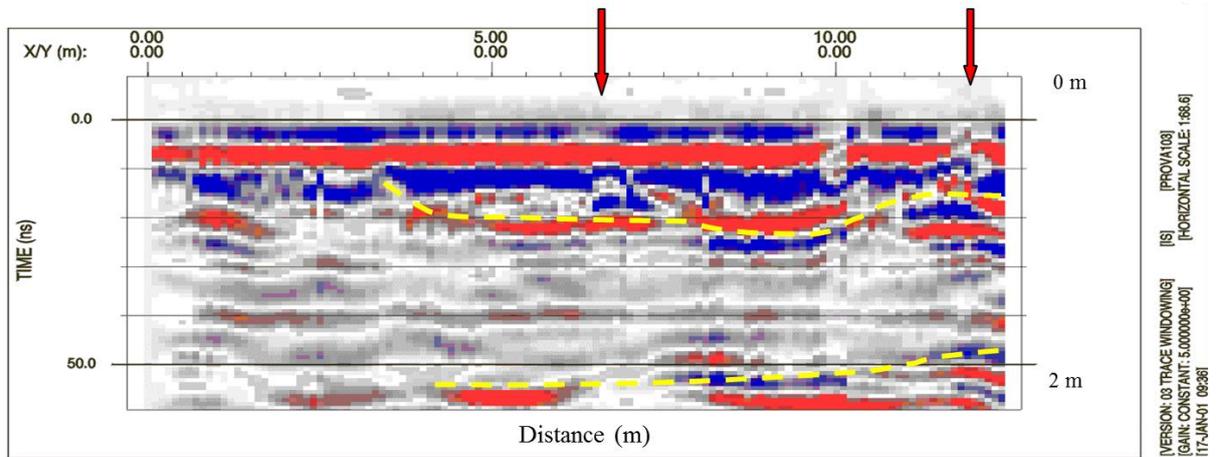
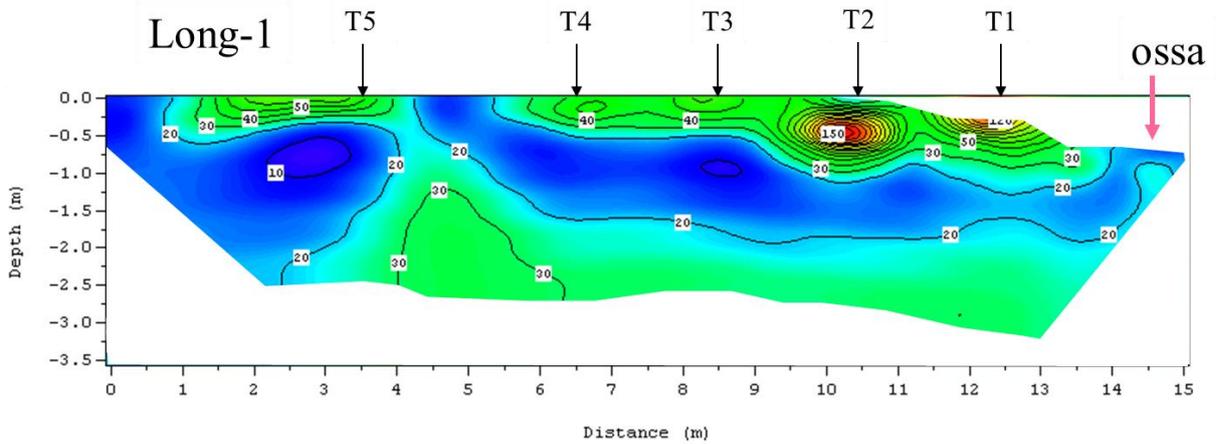
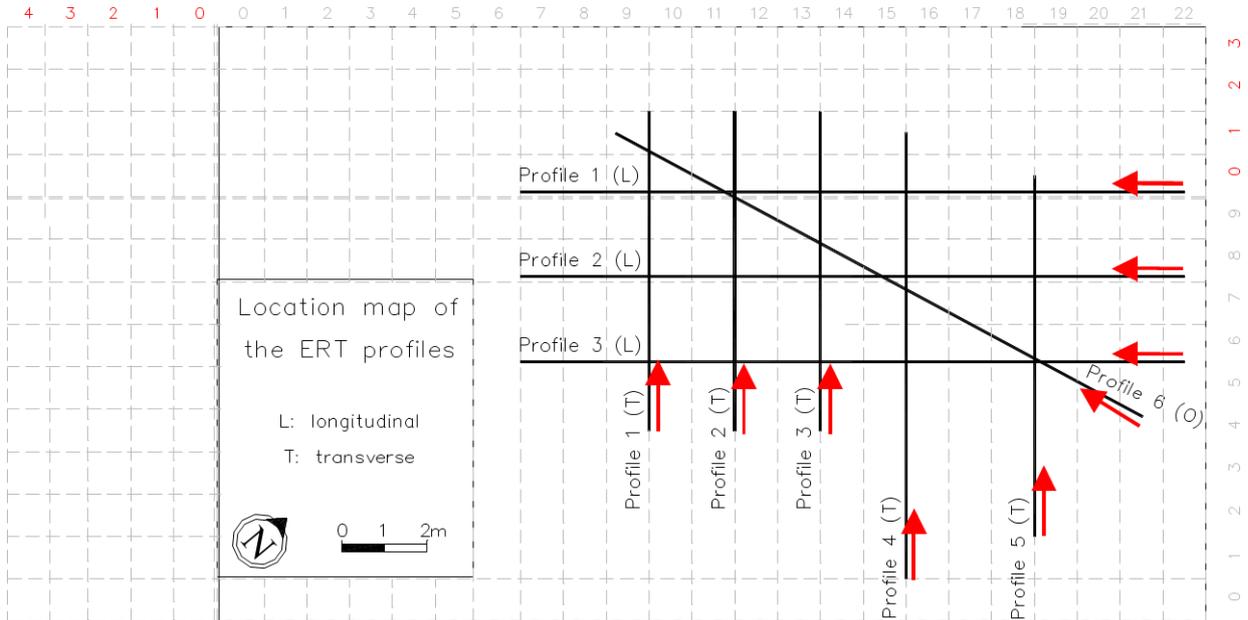
Nella figura successiva sono riportate la sezione tomografica della resistività elettrica (in alto) e la corrispondente sezione in tempi doppi del georadar.



Isernia la Pineta

Mappa delle misure nel padiglione

Ingresso



Sulla destra, nella parte di profilo a quota inferiore ci si è addentrati tra le ossa degli animali macellati al momento delle misure già portate a giorno, mentre lungo la rimanente parte del profilo

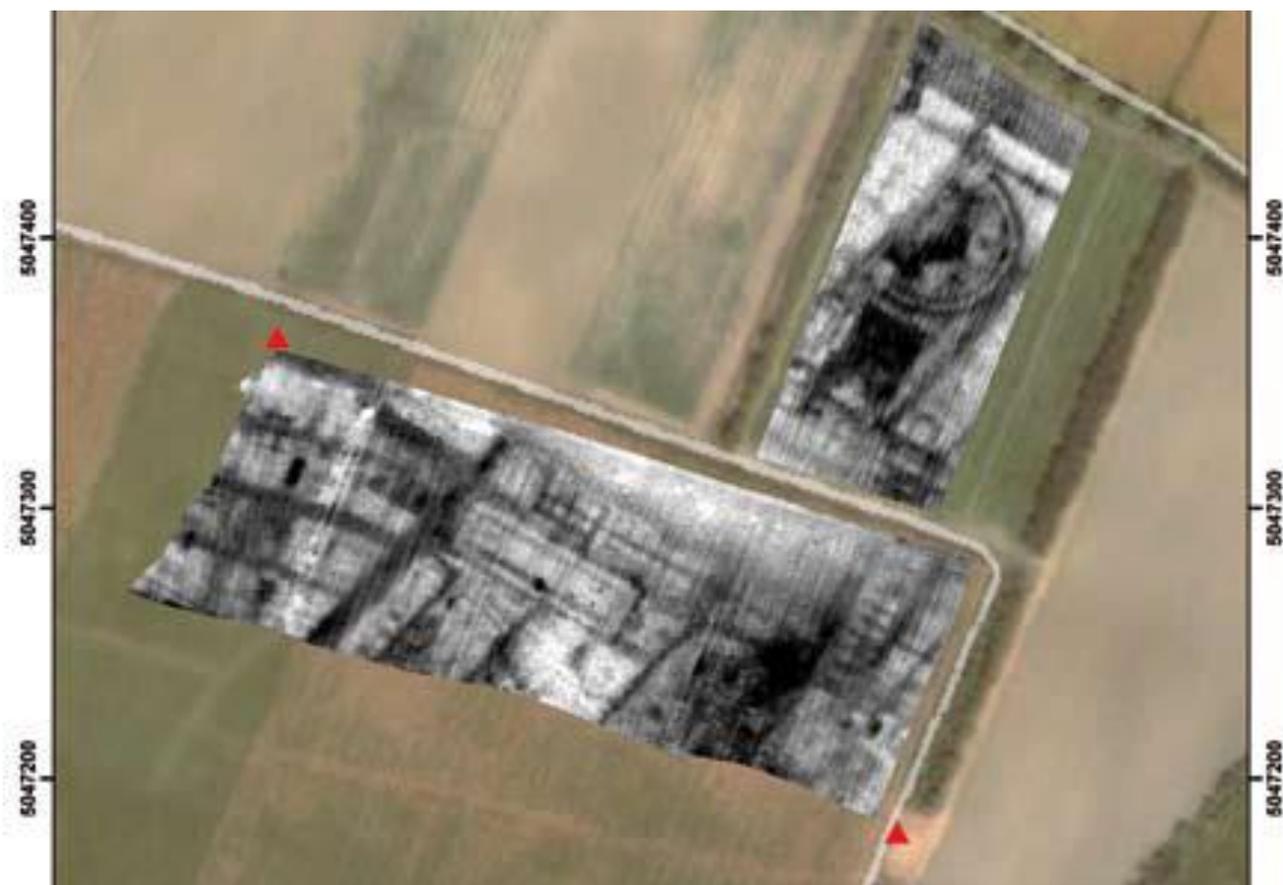
lo scavo era ancora da eseguire. L'indagine ha appurato che la paleosuperficie sulla quale poggiano le ossa prosegue verso sinistra fino alla progressiva 6 m, oltre la quale la paleosuperficie era stata sconvolta da uno sprofondamento con successivo riempimento di materiale fine.

Esistono anche particolari adattamenti della strumentazione geoelettrica, adatti alla prospezione veloce di ampie aree. Uno di questi è visualizzato nella foto seguente.



Si tratta della strumentazione brevettata "ARP" (automatic resistivity profiling), di un'azienda francese. Le ruote dentate fungono da elettrodi; la coppia in testa è quella trasmittente (A-B), le altre coppie sono per la misura della ddp (M-N). il dispositivo elettrodico realizzato è denominato dipolo-dipolo equatoriale, in quanto gli assi dei dipoli non sono in linea, come nel già visto dipolo-dipolo polare o assiale, ma paralleli. Questo dispositivo è quello dotato della massima profondità d'indagine, circa 1/3 della distanza tra il dipolo AB ed il dipolo MN. La massima profondità d'indagine della strumentazione in fotografia è dunque all'incirca di 2 m, quanto basta per ottenere informazioni di natura semi-quantitativa (i dati di resistività apparente NON vengono invertiti per stimare le resistività reali). Le mappe fornite sono quindi di resistività apparente, una per coppia di MN (quello della foto produce 3 mappe –o piani- di resistività apparente, riferite a 3 profondità d'indagine diverse). Un risultato ottenuto con questa apparecchiatura è illustrato nella figura seguente.

La produttività giornaliera è di 2-4 ha.



Altri metodi per la misura della resistività.

Il metodo geoelettrico non è l'unico usato per la determinazione della resistività all'interno dei corpi. Il metodo alternativo più utilizzato nell'ambito dei Beni culturali è certamente quello del principio che sta alla base dell'apparecchiatura detta "cerca-metalli". Un apparecchio di questo tipo è composto di due avvolgimenti, o bobine, di filo, posti ad una certa distanza od anche come spire circolari concentriche. In una di queste si fa circolare una corrente elettrica alternata a frequenze tra qualche centinaio e qualche decina di migliaia di Hz. Una bobina nella quale circola una corrente elettrica è sorgente di campo magnetico, esattamente come una calamita. Il campo magnetico prodotto è però un campo magnetico alternato, alla frequenza della corrente. Questo campo magnetico produce nel materiale da investigare delle correnti elettriche "parassite", alternate alla frequenza del campo inducente e di intensità inversamente proporzionale alla rispettiva resistività: in un materiale più conduttivo si producono delle correnti alternate parassite più intense che in un materiale più resistivo.

Queste correnti, che circolano con linee di flusso approssimativamente circolari (v. figura 11), sono a loro volta sorgenti di un campo magnetico secondario, la cui intensità è proporzionale a quella delle correnti parassite indotte dal campo magnetico primario. La seconda spira funzionerà allora da "antenna" ricevente, in quanto misurerà la somma del campo magnetico primario o inducente ed il campo magnetico secondario indotto. Il rapporto tra quest'ultimo ed il primo è quindi logicamente proporzionale alla distribuzione della conducibilità elettrica nel sottosuolo. Questa proporzionalità sarà modulata da fattori geometrici quali diametro e distanza tra le due spire ed altezza da terra.

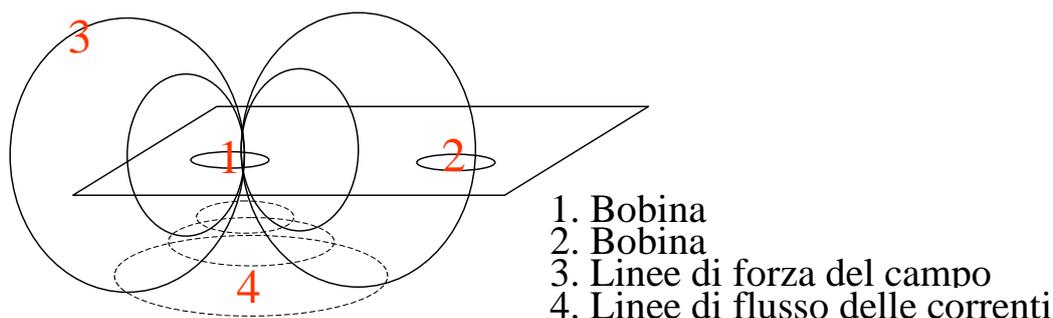


Fig. 11: principio del metodo a induzione elettromagnetica

Il noto cerca-metalli consiste di due spire concentriche, di cui l'esterna ha un diametro dell'ordine di 10-20 cm. Con questo si possono trovare oggetti metallici a profondità fino a 20-30 cm. Apparecchi analoghi, di dimensioni ancora minori vengono usati nelle case per localizzare nei muri o sotto i pavimenti i tracciati dei tubi metallici dell'acqua o del gas, oppure dei cavi elettrici.

Lo scrivente ha utilizzato un cerca-metalli, con profondità d'indagine di 20-30 cm per mappare, con successo, la posizione delle grappe metalliche di sostegno dei bassorilievi sulla facciata della chiesa di S. Zeno a Verona nell'ambito di un programma di restauro e consolidamento del monumento. Un curioso risultato di quell'indagine fu la segnalazione da parte dello strumento della presenza di metallo negli occhi delle figure umane: si trattava di pezzetti di piombo che, ormai ricoperti di ossido ma a detta del direttore del restauro a suo tempo colorati, davano alle figure un aspetto "vivo".

Apparecchi con spire o bobine separate vengono utilmente impiegati per la mappatura di sottoservizi metallici in situazioni dove il geo-radar fallisce (sottosuolo molto conduttivo).

Utilizzando uno di questi apparecchi (figura 12), lo scrivente ha esaminato ampie aree del Cimitero Ebraico di Ferrara, per determinare eventuali percorsi di visita che non passassero sopra le sepolture più antiche, delle quali si era persa al memoria. Venne quindi investigata un'area, che ora si presenta come un prato, con rare tracce di lapidi, mediante profili a distanza di 1 m. Data l'elevata frequenza del campo magnetico primario (tra circa 1000 e 20000 Hz), lo strumento consente di acquisire misure del campo secondario e quindi della conducibilità elettrica del sottosuolo, a varie frequenze. La cosa è interessante perché esiste un fenomeno nell'elettromagnetismo noto come effetto pelle (per maggiori dettagli si veda il capitolo del georadar), in base al quale, maggiore è la frequenza, minore è la profondità d'indagine: ciò significa che alle frequenze maggiori la conducibilità elettrica misurata è una media delle conducibilità effettive nei materiali più superficiali. Utilizzando varie frequenze è quindi possibile ottenere mappe di conducibilità elettrica apparente che si riferiscono a profondità d'indagine diverse.

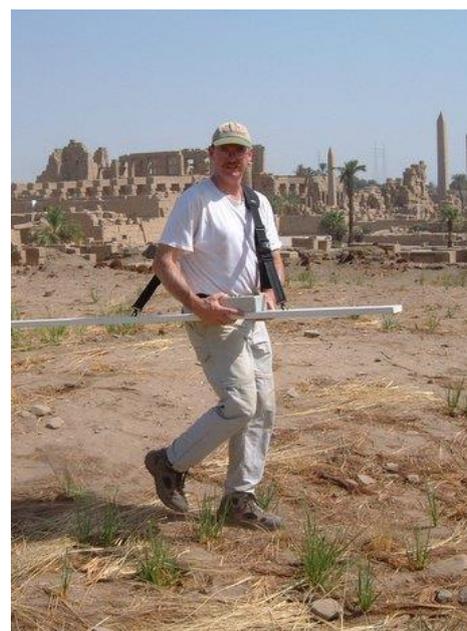


Figura 12: il conduttivimetro elettromagnetico GEM2 (dal sito internet www.geophex.com).

Sullo sfondo: Karnak, Egitto.