



Provincia di Livorno

GIORNATA DI STUDIO
**Risorsa idrica sotterranea:
i pozzi**



ORDINE DEI GEOLOGI DELLA
TOSCANA

RICERCHE IDRICHE
TECNICHE DI GEOFISICA

Dr Geol. GIANFRANCO CENSINI
O.R.G.T. n. 299

Livorno, 26 Ottobre 2006



Sommario

Premessa	2
Obiettivi delle prospezioni geofisiche	4
Osservazioni generali	6
Geofisica applicata alla esplorazione idrogeologica	10
Metodologie geoelettriche (o di resistività in corrente continua).....	10
<i>Dispositivi di acquisizione dati</i>	10
<i>Le nuove modalità operative</i>	13
<i>Polarizzazione indotta</i>	14
Metodologie elettromagnetiche (o di conducibilità in corrente alternata)	15
<i>Il metodo VLF (Very Low Frequency)</i>	18
<i>I metodi tipo SLINGRAM</i>	18
<i>I metodi nel Dominio dei Tempi (Time Domain)</i>	20
Metodologie sismiche a rifrazione ed a riflessione	21
<i>Sismica a rifrazione</i>	21
<i>Sismica a riflessione</i>	30



Premessa

Questa breve nota sulle tecniche di indagine geofisica applicabili alle ricerche idriche non vuol essere un trattato di geofisica applicata sulle tecniche operative di campagna e sulle procedure di elaborazione ed interpretazione dei dati, ma una descrizione sintetica, anche critica, sulle possibilità e limiti della geofisica (latu sensu) nell'ambito delle indagini idrogeologiche, siano esse finalizzate alla ricerca a fini di sfruttamento della risorsa, sia a fini della tutela verso il rischio, ormai universalmente diffuso, di inquinamento e di definitiva perdita di un bene indispensabile alla vita dell'uomo.

Accettando l'invito di partecipare a questa giornata di studio, rivoltomi dal Consiglio Regionale dei Geologi della Toscana, ho creduto di fare qualcosa di utile soprattutto nel portare il mio contributo di esperienza professionale, derivante da oltre 25 anni di attività professionale, oltre ad alcuni anni di esperienza nell'ambito degli studi universitari. Studi universitari che mi portarono a discutere una tesi in geofisica applicata, avendo come relatore il Prof. Mario Marchisio, maestro ed amico che, ancora oggi, ringrazio per avermi indotto nel ragionamento sui modelli geofisici che possono essere utilizzati per rappresentare il sottosuolo e su quali siano le procedure matematiche per la loro verifica ed ottimizzazione in base ai dati acquisiti con le varie tecniche.

Spero, quindi, di dare un utile contributo a questa giornata di studio, illustrando, senza formule matematiche o schemi grafici, una serie di concetti fondamentali che, spero, portino ad un migliore utilizzo delle tecniche in questione. Non tanto una maggiore diffusione, ma una più appropriata scelta delle metodologie e più ragionate considerazioni sui risultati delle elaborazioni ed interpretazioni dei dati. Ciò, anche in considerazione della comparsa, nel settore della esplorazione geofisica, di società che propongono servizi in una sorta di



“franchising”. Servizi che vanno oltre il normale noleggio delle attrezzature, ma giungono a fornire l’elaborazione dei dati e la loro interpretazione. Tutto senza che, da parte dei tecnici di queste Società vi sia quella necessaria conoscenza delle problematiche geologiche connesse che è, sempre, l’elemento basilare per garantire al cliente un adeguato livello qualitativo della prestazione del Geologo. Di fatto il Geologo che aderisce a queste offerte diviene l’operatore responsabile, anche in termini civili e penali, di tutto ciò che può succedere durante l’esecuzione delle operazioni sul terreno, nonché delle conseguenze professionali derivanti dall’interpretazione dei dati, avendo eseguito solo la parte manuale del lavoro.

Nelle pagine seguenti vengono riportati concetti solo di ordine generale e pertanto viene omessa la bibliografia di riferimento. Intendo solo precisare che la traccia dei primi due capitoli segue l’impostazione del manuale “Geophysical Exploration for Engineering and Environmental Investigations” dell’US Army Corps of Engineers (1995). Le descrizioni delle metodologie di indagine sono volutamente sintetiche e discorsive, rimandando alle pubblicazioni ed ai testi specifici per una dettagliata descrizione degli stessi. Gli esempi che verranno presentati durante l’esposizione derivano da lavori eseguiti dal sottoscritto per conto di vari Committenti (pubblici e privati) che non vengono citati, così come non vengono indicate le località, per il semplice motivo di tutelare i rispettivi diritti di riservatezza e di proprietà dei Committenti stessi.

Infine desidero ringraziare sinceramente tutti i componenti del Consiglio Regionale dei Geologi della Toscana, in primis il Presidente Dr Geol. Vittorio D’Oriano, la Vice Presidente D.ssa Geol. Maria Teresa Fagioli per l’invito suddetto e gli Amministratori della Provincia di Livorno per l’ospitalità in questa prestigiosa sede del Museo di Storia Naturale.



Obiettivi delle prospezioni geofisiche

Essenzialmente, possiamo dire che esistono 3 classi di obiettivi a cui possono essere indirizzate le prospezioni geofisiche:

- 1. la misura o determinazione delle caratteristiche geologiche del sottosuolo;**
- 2. la determinazione, in situ, di proprietà “ingegneristiche”, geotecniche o geomeccaniche dei terreni e rocce;**
- 3. l’individuazione di aspetti “culturali” nascosti**
 - Per caratteristiche geologiche del sottosuolo si possono intendere
 - i. La successione stratigrafica,
 - ii. Le faglie,
 - iii. Le strutture del substrato,
 - iv. Le cavità,
 - v. I depositi alluvionali acquiferi,
 - vi. I giacimenti di minerali o di materiali da costruzione...etc.
 - Le proprietà fisiche che possono avere importanza “ingegneristica” che possono essere determinate in situ sono:
 - i. Moduli di elasticità
 - ii. La resistività elettrica.
 - Le situazioni di interesse “culturale” includono tutti gli aspetti della esplorazione archeologica ma anche ciò che concerne l’individuazione di opere dell’uomo realizzate in tempi più recenti e nascoste nel sottosuolo. Nascoste a causa dell’oblio del tempo (condotte, cisterne, strutture murarie, cavità artificiali, vecchie discariche di cui non si hanno informazioni) o nascoste per volontà di chi vuol disfarsi di oggetti o materiali senza smaltirli



in modo regolare (discariche abusive) e le relative plumes di contaminazione derivanti dalle sostanze inquinanti interrate.

La geofisica applicata può contribuire alla soluzione di molti problemi di ingegneria e di ambiente. Ma le tecniche geofisiche, spesso, non forniscono l'informazione direttamente di ciò che è ricercato per il problema in questione. Il concetto fondamentale da tener sempre presente è che:

Ciascun metodo geofisico misura o evidenzia un contrasto tra proprietà fisiche.

Molti problemi di interesse per l'ingegneria possono essere risolti con la messa in evidenza di un contrasto o di una variazione tra materiali, ad esempio:

- nella determinazione della categoria di fondazione in base al VS30 la categoria E è definita non tanto in base al valore risultante dal calcolo della velocità, ma dalla presenza di un forte contrasto di velocità tra uno strato di spessore variabile tra 5 e 20 m di materiale lento -VS < 360 m/sec- soprastante direttamente ad un substrato con VS > 800 m/sec: quindi dalla presenza di un forte contrasto di velocità).
- Nella progettazione di reti di dispersione di terra di centrali elettriche, è importante stabilire che non vi siano forti contrasti di resistività che potrebbero alterare le linee equipotenziale nel terreno creando zone con forti gradienti pericolosi per l'incolumità delle persone.

La maggior parte degli obiettivi della ricerca possono essere raggiunti dalla analisi combinata delle conoscenze geologiche e delle informazioni ottenibili dalle misure di variazioni o contrasti dei parametri geofisici, ad esempio:

1. la determinazione della **profondità del bed-rock** di una coltre detritica si determina con elevata precisione analizzando il **contrasto di velocità** con cui si propagano le onde sismiche nello strato superficiale e nella roccia sottostante;



2. la individuazione della zona **di ingressione delle falde di acqua salata** nelle zone costiere si può mettere in evidenza tramite la determinazione dell'estensione di aree caratterizzate da elevato **contrasto di conducibilità**;
3. forti **contrast** di suscettività magnetica di oggetti sepolti rispetto al terreno che li ingloba, vengono messi in evidenza dalla deformazione delle linee di flusso del campo magnetico terrestre;
4. la presenza di cavità nel sottosuolo, quindi zone con elevati **contrast** di densità, emergono con chiarezza dalle misure gravimetriche.

Osservazioni generali

Diverse osservazioni di ordine generale devono, comunque, essere tenute in mente quando si prende in considerazione l'applicazione di metodi geofisici:

1. La **Risoluzione**, cioè la capacità delle misure geofisiche di distinguere tra due situazioni geologiche simili. La Risoluzione varia largamente a seconda del metodo geofisico considerato ed è una funzione del tempo e impegno economico dedicato (aumentando la quantità di osservazioni, quindi impiegando più tempo, si può incrementare la risoluzione del metodo); questa può essere aumentata fino a valori limite che, in genere, sono oltre quelle che sono le risorse disponibili. In molti casi non è conveniente sviluppare l'indagine geofisica, per aumentarne la risoluzione, poiché potrebbe diventare più costosa delle indagini dirette.
2. Molti metodi geofisici **non misurano direttamente il parametro desiderato** dal project manager, geologo o ingegnere che sia. La Resistenza per gli impianti di scarico a terra o il monitoraggio di vibrazioni possono essere due delle poche eccezioni. La successiva correlazione tra le misure dei contrasti geofisici e le situazioni geologiche è, molto spesso, empirica e l'attendibilità della



interpretazione, senza dubbio, è legata sia alla qualità delle misure geofisiche sia alla bontà dell'ipotesi di partenza (*modello geologico ipotizzato*).

3. In genere il risultato di una esplorazione geofisica consiste in un **modello** derivante da una **inversione** dei dati. Nel modello vengono assunti alcuni aspetti peculiari, quali:
 - a. Le interfacce tra i vari materiali sono definite da confini netti;
 - b. I materiali costituenti i vari strati sono omogenei;
 - c. I comportamenti dei vari materiali sono isotropici (cioè proprietà non dipendenti dalla direzione della misura);
 - d. Nel caso dei modelli bidimensionali la terza dimensione è assunta come infinita.

Queste assunzioni sono, nella maggior parte dei casi, differenti dalla realtà geologica, infatti

- a. Spesso le variazioni tra un strato e l'altro sono progressive;
 - b. L'omogeneità del materiale costituente uno strato dipende dalla scala dello studio (uno livello ghiaioso può essere omogeneo se considerato alla scala del complesso alluvionale, ma nel dettaglio può essere molto eterogeneo, sia in termini di dimensione dei clasti che di natura stessa dei materiali);
 - c. L'isotropia di comportamento nella maggior parte dei casi è rispettata come ordine di grandezza dei valori caratteristici, tuttavia se si scende a misure di dettaglio o sul singolo campione si può avere una discreta anisotropia.
 - d. La possibilità di trovarsi in condizioni tali per cui la terza dimensione possa essere considerata infinita sono limitate ai casi di studio di problematiche di limitata estensione o di contesti geologici particolari.
4. È importante distinguere tra accuratezza delle misure e precisione dei risultati: infatti la precisione delle misure geofisiche può anche essere estremamente elevata, con ripetitività dei valori anche se le misure vengono ripetute da squadre diverse.



Tuttavia l'accuratezza dei risultati in termini geologici può non essere raffrontata a quella ottenuta dai risultati della indagine geofisica. Infatti l'accuratezza dei risultati di queste ultime è inversamente proporzionale alla profondità di indagine dato che il valore risultante è, via via che si aumenta la profondità, influenzato da una quantità sempre maggiore di variabili. L'accuratezza può aumentare solo aumentando i metodi che concorrono all'investigazione di un sito, in modo approssimativo, semi-quantitativo, si potrebbe dire che **l'accuratezza dei risultati aumenti in modo proporzionale al quadrato del numero di differenti metodi applicati e non semplicemente in proporzione al numero** (*2 metodi = risultati 4 volte più accurati; 3 metodi = risultati 9 volte più accurati!*)

5. Non c'è nulla che possa sostituire le informazioni dirette sulla situazione del sottosuolo, quali carotaggi, prove in situ, log di pozzo, prove Cross-Hole o Down-Hole, ai fini della ottimale interpretazione dei risultati delle indagini geofisiche. Queste informazioni possono essere utilizzate come calibrazione dei metodi e delle assunzioni empiriche fatte.
6. L'interpretazione dei risultati di una campagna geofisica è un processo continuo durante tutto il lavoro:
 - a. L'adeguatezza dei dati di campagna è una valutazione interpretativa, immediata, degli stessi operatori geofisici che acquisiscono i dati (la valutazione della correttezza di una curva di resistività o di una registrazione sismica comporta una immediata valutazione del suo andamento);
 - b. La fase di elaborazione numerica dei dati rappresenta uno step intermedio del processo interpretativo: anche in questa operazione sono necessari giudizi ed osservazioni sui dati basati sull'esperienza di chi esegue il processing;



- c. L'implementazione del modello geofisico del sottosuolo che soddisfi le osservazioni geofisiche si può definire solo come una iniziale interpretazione;
 - d. La correlazione del modello geofisico con le conoscenze della reale situazione del sottosuolo può rappresentare un laborioso processo interpretativo, soprattutto quando siano necessarie considerazioni geologiche sul modello stesso;
 - e. La redazione del rapporto tecnico finale in un formato utile e comprensivo per il committente (geologo o ingegnere) è, comunque, la parte più importante di tutto il processo interpretativo.
7. La geofisica applicata, tuttavia, è solo un passo nell'ambito di un approccio per fasi successive ad un problema geologico: ogni obiettivo deve essere affrontato partendo dall'analisi dei dati di base, dall'impostazione del problema e dall'impostazione del programma per la sua soluzione. Problemi in tematiche geologiche, geotecniche o nell'ambito di questioni ambientali richiedono di partire, sempre, da dati di base di carattere geologico prima di impostare la campagna geofisica. Tutte le operazioni che possono essere programmate per giungere alla soluzione del problema devono andare nella direzione di studiare quei parametri che presentano i maggiori contrasti fisici e dimensionare gli interventi in modo da portare ad un ragionevole rapporto tra i costi ed i benefici che possono derivare dall'impiego della geofisica.



Geofisica applicata alla esplorazione idrogeologica

Parlando di esplorazione del sottosuolo si dovrebbe dire che ogni metodo geofisico può contribuire a fornire qualche informazione utile, tuttavia dovendo trattare di esplorazione a fini idrogeologici, alcuni dei tanti metodi potrebbero risultare veramente poco utili, quindi la lista che segue riporta solo quelli che, in maniera prevalente, trovano applicazione alla esplorazione idrogeologica. Anche l'ordine con cui vengono riportati è in linea con le relative possibilità di applicazione.

1. Metodologie geoelettriche (o di resistività in corrente continua)
2. Metodologie elettromagnetiche (o di conducibilità in corrente alternata)
3. Metodologie sismiche a rifrazione ed a riflessione

Metodologie geoelettriche (o di resistività in corrente continua)

Questi metodi potremmo definirli "storici", in ragione della ormai quasi secolare applicazione alla esplorazione del sottosuolo. Le indagini geoelettriche, infatti, eseguite con i sistemi potenziometrici hanno preso campo già nei primi decenni del secolo scorso ed il dispositivo più diffuso per l'esecuzione dei Sondaggi Elettrici Verticali (SEV) prende il nome proprio da C. Schlumberger che, negli anni a cavallo tra il 1800 ed il 1900, eseguì numerosi esperimenti fino a pubblicare, nel 1920, i suoi "*Etudes sur la Prospection Electrique du sous sol*" - Gautiers - Villars, Parigi

Dispositivi di acquisizione dati

Seguendo lo schema del dispositivo quadripolare negli anni successivi sono stati sviluppati molti altri schemi operativi, focalizzati su specifiche problematiche ed in grado di mettere in risalto, di caso in caso, stratificazioni orizzontali piuttosto che variazioni laterali, fino ad esaltare strutture tettoniche verticali o attenuare il loro effetto nei risultati



delle indagini. Così al dispositivo quadripolare simmetrico (il classico SEV) si sono aggiunti i metodi dipolari nelle varie configurazioni geometriche, i metodi di esplorazione di aree con linea di invio di corrente costante, fino ai recenti metodi multipolari con acquisizione automatizzata di informazioni lungo linee o su superfici estese.

Tuttavia, oltre al fatto che le misure vengono eseguite con procedure automatizzate in tempi sempre più brevi e con maggiore affidabilità strumentale, le basi dello schema operativo sono sempre le stesse: la misura del gradiente di potenziale elettrico che si instaura in superficie, tra due punti noti, quando, attraverso due elettrodi infissi nel terreno, in altrettanti punti noti, viene iniettata una corrente elettrica nel sottosuolo. Senza riportare le formule o gli schemi di circolazione della corrente nel sottosuolo, è opportuno ricordare che il risultato della singola misura eseguita in superficie, indipendentemente dal dispositivo, può essere indicativa delle caratteristiche del sottosuolo solo se questo, in un ambito discretamente più grande del dispositivo di misura, può essere considerato omogeneo.

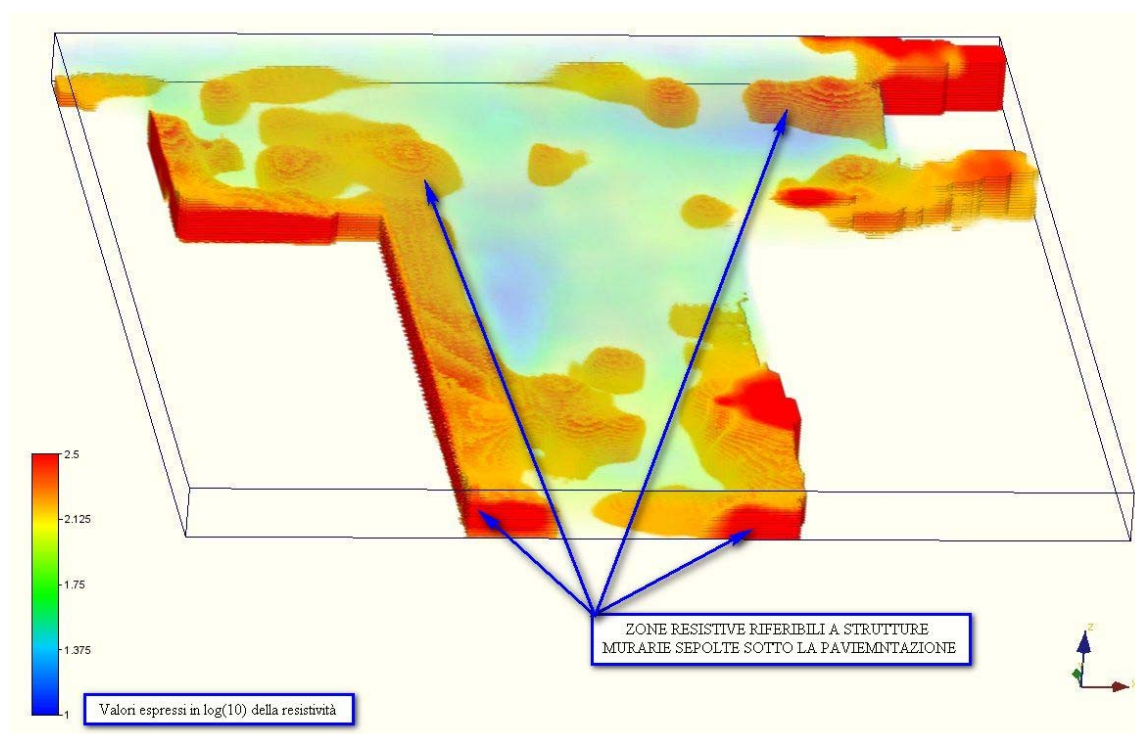
Quindi, ai fini di una esplorazione del sottosuolo, ad esempio sulla verticale di un punto, è necessario che vengano eseguite misure con dispositivi che, centrati nel punto in questione, portino ad esplorare “volumi” via via più grandi di sottosuolo. Le operazioni di superficie, infatti, possono permettere di ampliare l’area interessata dalla circolazione di corrente ed il volume, conseguentemente, aumenta in correlazione con l’aumentare della distanza tra i punti di misura (invio di corrente e misura del potenziale). Si può, infatti, dimostrare che in un mezzo omogeneo, l’aumento della distanza che separa gli elettrodi di corrente, porta ad un aumento delle profondità raggiunta dalla circolazione di corrente con una densità (di corrente) tale da poter essere significativa per le misure in superficie. Ciò tenendo conto che una densità di corrente pari a “zero” si ha solo ad una distanza “infinita”. Pertanto, la diffusa opinione che le indagini geoelettriche convenzionali possano dare risultati fino a profondità di circa 1/3 - 1/4 della lunghezza della stesa elettrodica, deve essere intesa come una valutazione estremamente di massima, in quanto la profondità che



raggiunge la corrente (con una densità apprezzabile) è funzione anche della successione delle resistività presenti nel sottosuolo.

Nel caso di una stratigrafia con livelli molto conduttivi, infatti, la profondità di indagine è molto attenuata poiché la corrente tende a circolare con una elevata densità in questo strato e con una densità sensibilmente inferiore a profondità maggiori. Viceversa se il contesto è prevalentemente resistivo si ha un notevole aumento della profondità di indagine rispetto alla situazione precedente; ciò anche con fattori superiori al doppio.

Ma l'aspetto in cui il progresso tecnologico ha notevolmente influito per le possibilità di applicazione di queste metodologie alla esplorazione del sottosuolo è quello relativo alle elaborazioni dei dati. Grazie ai moderni elaboratori, infatti, queste possono avvenire con modellazioni matematiche estremamente sofisticate, sia in termini di algoritmi di calcolo che di tecniche di rappresentazione dei risultati fino a permettere la restituzione di elaborati che evidenziano modelli bi- o tri-dimensionali del sottosuolo. Nella figura seguente sono evidenziate le zone resistive (probabili strutture murarie) al di sotto della pavimentazione di un edificio religioso.





Le nuove modalità operative

Le acquisizioni multielettrodo e le elaborazioni tomografiche, ad esempio, hanno ormai preso il sopravvento rispetto alle interpretazioni stratigrafiche basate sui metodi grafici o numerici: questo fatto merita una particolare attenzione. Infatti, mentre l'interpretazione stratigrafica porta a definire una successione di strati con interfacce nettamente definite (al di là della bontà dell'interpretazione) a cui si può far coincidere l'interfaccia stratigrafica obiettivo dell'indagine, l'elaborazione tomografica non permette una individuazione di discontinuità nette. Ciò deriva dal fatto che la modellazione avviene tramite la successiva modifica (per via iterativa) della resistività di elementi (celle) di dimensioni pre-impostate, generalmente di piccole dimensioni, ed una variazione stratigrafica netta non risulta quasi mai. Al massimo si può avere una variazione molto marcata tra celle limitrofe.

In molti casi, invece, si ottengono variazioni sfumate che difficilmente permettono una immediata comprensione del significato geologico del dato geofisico: ad esempio, ipotizziamo il caso che se si stia cercando di mettere in luce la probabile presenza di un piccolo livello resistivo (un livello sabbioso, potenzialmente acquifero, di 3-4 m di spessore) intercalato tra formazioni più conduttive (argille impermeabili) a profondità di 20-30 m dal p.c., il contrasto di resistività vera atteso, è di circa 50-100ohm*m delle sabbie rispetto a 5-10 ohm*m delle argille. Il contributo di questo livello in una curva di resistività apparente derivante ottenuta da un SEV può essere modesto, ma una accurata modellazione stratigrafica, unita alle necessarie conoscenze geologiche della zona, può portare a definire con molta precisione la stratigrafia. Nella elaborazione tomografica dei dati acquisiti sullo stesso sito il modello sicuramente metterà in evidenza una zona di aumento della resistività che, tuttavia, partendo dai valori degli strati limitrofi, difficilmente raggiungerà il valore della resistività vera dello strato di interesse.

Probabilmente la resistività risulterà sottostimata e sovrastimato lo spessore. Ciò anche se verranno raggiunti livelli estremamente bassi di RMS (scarto quadratico medio tra i dati



acquisiti e quelli ottenuti analiticamente in base al modello geofisico) significativi di validità del modello ottenuto.

In definitiva l'elaborazione tomografica, se non può partire da un modello iniziale molto vicino alla realtà, porterà ad una rappresentazione dei dati più conforme rispetto a quanto evidente nelle "primordiali" pseudosezioni, ma non si potrà, certamente, considerare come la rappresentazione mediante numeri della geologia del sottosuolo.

Quindi una avvertenza che è necessario tener presente, laddove vengano utilizzate le tecniche tomografiche, è relativa al passaggio dalla fase di elaborazione tomografica alla successiva interpretazione geologico-stratigrafica: mentre per l'interpretazione convenzionale è lecito convertire le successioni elettro-stratigrafiche, in strati litologicamente diversi; con le elaborazioni tomografiche le informazioni ottenute hanno una notevole valenza sulla definizione degli "*andamenti degli strati*", sulla presenza di "*discontinuità laterali*", ma sono da prendere con molta cautela per quanto riguarda gli spessori in quanto una linea isoresistiva non può essere intesa come una discontinuità reale, ma solo la linea che interpola valori caratterizzanti i nodi di un reticolo di valori che giustificano, dal punto di vista matematico, i risultati delle misure sperimentali.

Polarizzazione indotta

Un ulteriore vantaggio offerto dalle nuove tecnologie per la ricerca idrica, mediante metodi geoelettrici, è dato dalla possibilità di eseguire misure anche dell'effetto capacitivo dei terreni (Polarizzazione Indotta) senza dover ricorrere a sistemi particolarmente complessi. L'effetto capacitivo, o la "Caricabilità", essendo legato alla capacità di polarizzazione del terreno è molto più marcato nei livelli acquiferi rispetto ai livelli argillosi impermeabili.



Questo fenomeno, con alcune strumentazioni, può essere misurato in contemporanea alle normali misure di resistività, richiede una maggiore potenza di energizzazione dato che si devono misurare quantità notevolmente più piccole (da un qualche centesimo a qualche millesimo del valore di differenza di potenziale letto per le normali misure), ma consente di acquisire una informazione aggiuntiva, molto affidabile per profondità limitate, ad un costo pressoché nullo se si esclude l'aumento del prezzo di acquisto della strumentazione rispetto ai sistemi che non acquisiscano questi dati.

L'interpretazione anche dei dati di "Caricabilità" può avvenire in modalità stratigrafica o in modalità tomografica, ma è da considerare di particolare utilità solo in abbinamento con le informazioni geoelettriche convenzionali.

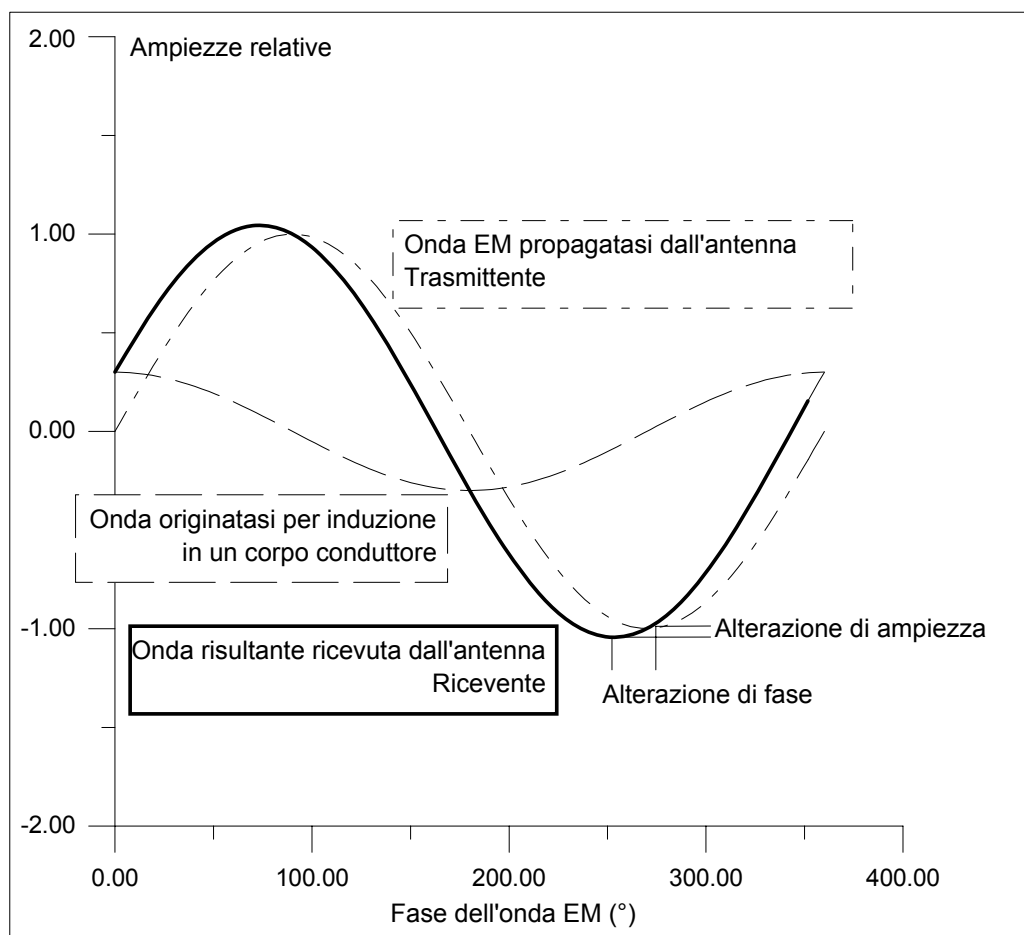
Metodologie elettromagnetiche (o di conducibilità in corrente alternata)

L'esplorazione del sottosuolo finalizzata a distinguere contesti che contrastino in base alla proprietà elettriche, correlabili con proprietà litologiche di interesse per la ricerca idrica, può avvenire anche mediante metodi che non comportino l'invio di corrente nel sottosuolo, ciò diventa particolarmente utile in tutti i casi in cui la realizzazione del contatto tra un elettrodo ed il terreno risulti particolarmente difficoltosa (ad esempio in ambiente arido, sabbioso e ciottoloso oppure in ambienti dove lo strato di suolo soprastante la roccia sia estremamente limitato o assente). In queste situazioni la valutazione delle caratteristiche elettriche del sottosuolo può avvenire sfruttando il fenomeno fisico dell'induzione elettromagnetica.

È noto, dalla fisica, che se un'onda elettromagnetica (EM in seguito), di un campo che definiremo primario, investe un corpo conduttore induce, nello stesso, correnti elettriche che circolano secondo spire virtuali e generano, a loro volta, un campo EM che si propaga in tutte le direzioni, compresa quella di provenienza del campo primario. Il campo EM



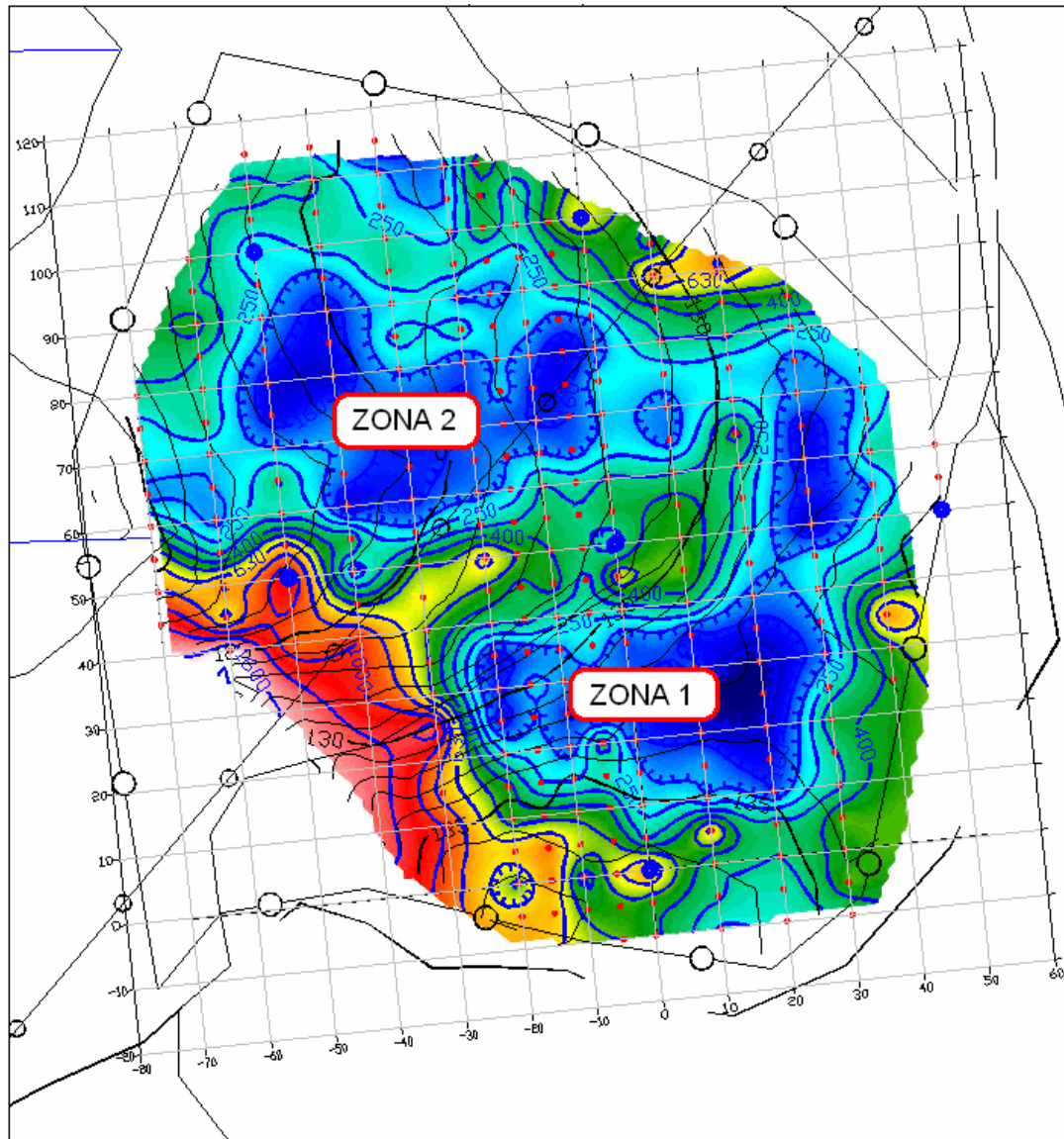
indotto, in determinato punto di stazione giungerà con fase ed ampiezza diverse dal primario. Il risultato sarà quello di portare ad una differenza tra ciò che sarebbe stato misurato, nello stesso punto, se nella zona interessata dall'onda EM primaria non vi fossero corpi conduttori.



Quindi, potendo conoscere le caratteristiche del campo primario al momento della sua generazione tramite un apposito apparato, e potendo calcolare le sue caratteristiche attese in assenza di corpi anomali, in un determinato punto dello spazio, dalla esecuzione di misure specifiche si potrà determinare l'entità del "disturbo" creato dal materiale conduttore presente. Una volta conosciuta l'entità della variazione di segnale, in tutte le sue caratteristiche (fase ed ampiezza) si potrà risalire alle caratteristiche del corpo sconosciuto presente nella zona. Eseguendo misure variando la posizione e l'orientamento dei dispositivi si potrà risalire alla sua ubicazione ed alle sue dimensioni. Tutto ciò senza



che sia necessario realizzare alcun contatto tra sensori e terreno. Nella figura seguente due zone a bassa resistività (= alta conducibilità) rappresentano contesti di interesse per la bonifica di un sito di ex discarica.



Questa descrizione, estremamente sintetica, della metodologia è riferita ai metodi elettromagnetici in frequency domain, cioè quei metodi dove è l'analisi della variazione di ampiezza del segnale ad una determinata frequenza a fornire le indicazioni sulla presenza di **contrastì di conducibilità** nel sottosuolo. Ma le informazioni utili alla esplorazione geologica mediante onde o impulsi EM possono essere ottenute anche dall'analisi nel



Dominio dei Tempi (Time Domain) cioè mediante la valutazione del tempo che intercorre tra l'istante di invio di un impulso EM ed il ritorno di segnali "anomali" dal sottosuolo. Segnali che "riportano" in superficie informazioni utili a ricostruire la successione stratigrafica del sottosuolo attraversato.

Tra i metodi EM che operano nel Frequency Domain vanno ricordati, in questa sede, almeno il sistema VLF ed il sistema SLINGRAM. Questi, infatti, trovano frequenti applicazioni in regioni aride ed i positivi risultati che in genere si ottengono, uniti ad una elevata versatilità e facilità di impiego li rendono di particolare importanza.

Il metodo VLF (Very Low Frequency)

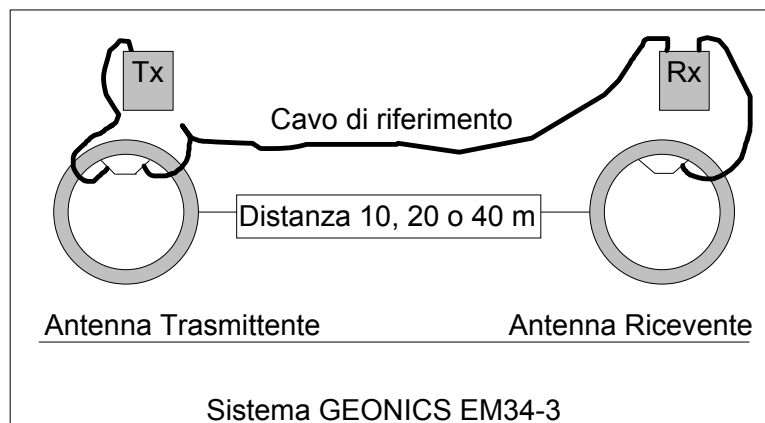
Questo metodo prende il nome dal fatto che usa onde EM a Frequenza Molto Bassa generate per scopi militari, in vari punti del mondo, da stazioni trasmettenti attive in modo continuo. Le misure vengono eseguite con apparati concettualmente semplici ed in grado di determinare le distorsioni dell'onda EM che, data la grande distanza dalla trasmittente, dovrebbe propagarsi come un'onda "piana" con il vettore campo magnetico ortogonale alla direzione di propagazione. La misura delle componenti in fase ed in quadratura del suddetto vettore porta ad individuare, facilmente, situazioni anomale, che generalmente sono contesti conduttivi rispetto alle rocce o terreni circostanti. Le situazioni tipo discontinuità laterali, disposte in modo ortogonale alla direzione di propagazione suddetta, entro profondità di qualche decina di metri, sono quelle in cui si hanno i migliori risultati. Il metodo risulta, quindi, particolarmente indicato per le ricerche idriche nelle zone di frattura nell'ambito di complessi litoidi. Già in campagna sono possibili considerazioni immediate sui risultati delle misure ed elaborazioni relativamente semplici possono portare anche alla restituzione di modelli bidimensionali semi-quantitativi.

I metodi tipo SLINGRAM

Con questo nome si definisce uno schema operativo che può essere realizzato con apparecchiature differenti e commercialmente note con vari nomi: MAX-MIN, SLINGRAM ABEM, GEONICS EM31-EM34, GEM-3000, ecc. Tutti hanno in comune



l'impiego di un apparato trasmittente che si muove in maniera insieme con l'apparato ricevente, mantenendo costante la distanza e l'orientamento reciproco delle antenne (trasmittente: Tx, e ricevente: Rx). Le variabili tra un sistema e l'altro stanno nella dimensione del dispositivo, o meglio, della distanza tra le antenne Tx ed Rx, nelle procedure di misura e nelle frequenze impiegate.



Per alcuni sistemi le informazioni fornite in campagna sono relative alle varie componenti elettriche e magnetiche misurate in termini di rapporto tra il segnale trasmesso (dal Tx) e segnale ricevuto (dal Rx). Per altri, quali il GEONICS EM34, si legge direttamente sullo strumento il valore della conducibilità apparente per quelle che sono le condizioni di misura (distanza tra le antenne, orientamento delle stesse e frequenza dei segnali). Cambiando queste condizioni si hanno differenti profondità di indagine. Anche in



questo caso, come per il VLF i sistemi sono particolarmente sensibili alla presenza di discontinuità laterali e danno poco affidamento nella valutazione delle profondità di situazioni stratificate eventualmente riscontrate. Le indagini, generalmente, si sviluppano con misure secondo maglie regolari a densità adeguata al dettaglio richiesto, o per profili laddove non sia necessaria l'informazione planimetrica.

Nella ricerca idrica questi metodi trovano applicazione in quei casi in cui l'acquifero è rappresentato dai contesti fratturati di formazioni litoidi compatte, ma anche nei contesti alluvionali laddove si debbano individuare i percorsi di paleoalvei più incisi.

Indagini geofisiche mediante metodologie di questo tipo possono risultare di notevole utilità anche negli studi legati ai problemi di inquinamento, ciò dato che, in molti casi, le plumes di sostanze inquinanti sono caratterizzate da elevata conducibilità rispetto alle acque di falda. Analogamente indagini EM, con dispositivi tipo SLINGRAM, hanno dato ottimi risultati per lo studio dei fenomeni di ingressione marina.

I metodi nel Dominio dei Tempi (Time Domain)

Come accennato prima l'analisi dei segnali ricevuti da un apposito apparato negli istanti immediatamente successivi all'invio di un impulso elettromagnetico tramite un antenna opportunamente orientata, porta a ricostruire la stratigrafia del sottosuolo, in termini di proprietà elettriche degli strati presenti.

Inviando un impulso EM come segnale energizzante equivale a utilizzare un range di frequenze estremamente ampio e, quindi, in base al concetto che la penetrazione del segnale EM è funzione della frequenza del segnale stesso, si può sostenere che i segnali ricevuti dall'antenna, negli istanti successivi all'invio dell'impulso suddetto, siano funzione della profondità raggiunta in correlazione diretta con il ritardo dall'istante di invio suddetto.



Tuttavia questi metodi, ancor più di quelli di resistività, sono particolarmente sensibili alla presenza di strati conduttivi nel sottosuolo, questi possono costituire veri e propri “schermi” difficilmente superabili.

Il vantaggio indiscutibile che questi metodi offrono è legato alla possibilità di raggiungere elevate profondità di indagine, impiegando potenze elevate, ma senza dover ricorrere a dispositivi molto grandi che, di conseguenza, introducono nei risultati i “disturbi” legati agli inevitabili effetti laterali.

Nel panorama delle prospezioni finalizzate a ricerche idriche questi metodi possono trovare utili applicazioni in quei casi in cui siano richieste grandi profondità di indagine in contesti morfologici e geologici complessi. Ad esempio complessi vulcanici effusivi di notevole spessore soprastanti a depositi sedimentari argillosi.

Metodologie sismiche a rifrazione ed a riflessione

L'esplorazione del sottosuolo mediante i metodi sismici può avvenire sfruttando il principio fisico della rifrazione oppure della riflessione. Nei due casi le procedure operative ed anche le attrezzature sono significativamente diverse e sono adeguate a ranges di profondità differenti. In generale la sismica a rifrazione maggiormente si adatta alla esplorazione di profondità inferiori ad 80 - 100 m, mentre per quella a riflessione questi valori rappresentano i limiti inferiori.

Sismica a rifrazione

Per quanto riguarda le indagini con la tecnica a rifrazione, basate sull'analisi dei tempi di transito delle onde sismiche generate in determinati punti della superficie (punti di tiro) e ricevute in altri punti allineati con quelli di tiro, l'avvento delle tecniche di elaborazione tomografica ha portato al superamento dei limiti di esplorazione di tutti quei contesti in cui sono presenti intercalazioni a velocità più bassa tra strati a velocità più elevata. Questa possibilità permette di mettere in evidenza, nel caso specifico delle prospezioni a fini di ricerca idrica, contesti fratturati nell'ambito di acquiferi litoidi o zone che, in ragione di



una maggiore porosità presentano velocità più basse. Questa possibilità era data anche dalle elaborazioni convenzionali con i metodi GRM o DELAY TIME, ma limitatamente alle zone fratturate con assetto sub-verticale.

Di particolare interesse per le valutazioni circa la presenza o meno di acqua in determinate situazioni stratigrafiche è l'impiego del metodo sismico a rifrazione con onde P e con onde SH sullo stesso profilo. Nei contesti molto fratturati o porosi, infatti le velocità delle onde di compressione (P) possono rimanere mantengono su valori molto bassi (inferiori a 1.000) se non vi è una falda acquifera che permea i pori o le fratture. Analogamente bassi (su valori di poche centinaia di m/sec) saranno i valori delle velocità delle onde SH. Se nella stessa situazione stratigrafia si ha la presenza della falda acquifera nel complesso permeabile, la velocità delle onde P risulterà sicuramente molto più elevata con valori sempre superiori a 1.450 m/sec (velocità delle onde sismiche di compressione nell'acqua) mentre la velocità delle onde SH rimarrà costante sui valori riscontrati nei contesti non saturi, ciò data la non influenza dell'acqua sulla velocità delle onde di taglio.

In prima approssimazione si può dire che il rapporto VP/VSH possa dare una valutazione della saturazione di un livello permeabile (poroso o fratturato). Infatti, la presenza della falda negli spazi tra i clasti porta ad un marcato aumento della velocità delle onde P ed è ininfluenza sulle onde SH ed il suddetto rapporto può raggiungere valori notevolmente elevati (5 - 7) mentre senza l'influenza dell'acqua il rapporto per terreni sedimentari o per rocce fratturate tende ad essere compreso tra 2 e 4. L'indicazione di presenza di acqua con questo metodo, tuttavia, è possibile solo negli strati più superficiali (entro 20-30 m dal p.c.) visto che a profondità maggiori i valori medi della velocità delle onde SH crescono progressivamente con la profondità in ragione della crescente compattazione legata al carico litostatico.



propaga in un mezzo con velocità costante di 1.000 metri al secondo –m/s-, pertanto la loro distanza $\Delta X = 1.000 \text{ (m/s)} / 0.005 \text{ (sec)} = 5 \text{ m}$.

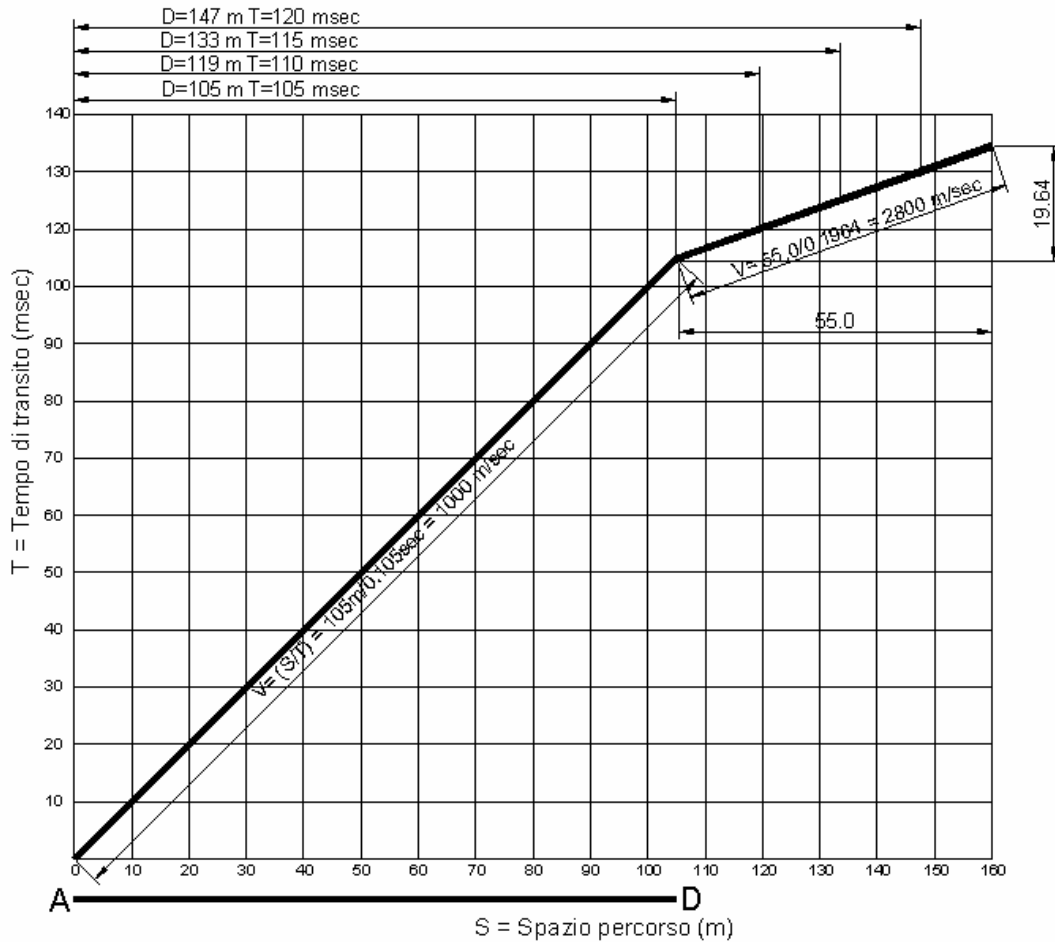
Quando il fronte d'onda raggiunge la discontinuità con un mezzo a velocità diversa nello stesso intervallo di tempo i nuovi fronti d'onda avanzano di una quantità diversa. Nel caso dell'esempio di Figura precedente si è ipotizzata una velocità di 2.800 m/s che comporta l'avanzamento di 14 m nell'intervallo di 5 msec prima indicato.

Gli elementi infinitesimi che si trovano immediatamente al di sotto della discontinuità, pertanto, daranno luogo a nuovi fronti d'onda che, propagandosi in tutte le direzioni, quindi anche verso l'alto, ecciteranno altri elementi infinitesimi del primo strato in un istante precedente alla eccitazione proveniente dagli elementi appartenenti al primo strato stesso. Quindi, lungo la discontinuità la velocità di propagazione dell'onda sarà quella del mezzo più veloce, cioè del secondo strato in questo caso.

Sempre facendo riferimento alla Figura di pagina precedente si può constatare che ad una certa distanza, AD, l'impulso diretto proveniente dal punto A e quello che si è propagato, in parte, anche nello strato profondo, seguendo la traiettoria ABCD, arriveranno nello stesso istante. Oltre questa distanza (definibile anche distanza critica) si avranno differenze tra i tempi di arrivo degli impulsi in superficie condizionate dalla velocità di propagazione del secondo strato e non più dal primo.

Esprimendo quanto sopra in maniera inversa si può dire che ad intervalli costanti di 5 msec il fronte d'onda si troverà a distanze incrementate di una quantità dipendente dalla velocità del secondo strato. Nell'esempio, calcolato per uno spessore di circa 36 m del primo strato, si ha che fino a 105 m di distanza dal punto A la velocità è quella del primo strato, oltre 105 m, con incrementi di 5 msec, le distanze percorse sono maggiori e precisamente, 119, 133, 147 ecc.

Se si costruisce il digramma dello Spazio Percorso (Dromos) in funzione del Tempo di transito (Cronos), la linea che unisce i punti sperimentali, detta appunto Dromocrona, sarà una linea spezzata caratterizzata da pendenze legate alla velocità dei vari strati. Nella Figura seguente si riporta la dromocrona relativa al caso in esame.



Sulla base di quanto sopra si può arrivare a stabilire quale sia lo spessore del primo strato eseguendo le misure dei tempi di arrivo degli impulsi ad una serie di sensori posti in superficie e generati in un punto sorgente con la seguente formula:

$$h = (X_c/2) * \sqrt{((V_2 - V_1)/(V_2 + V_1))}$$

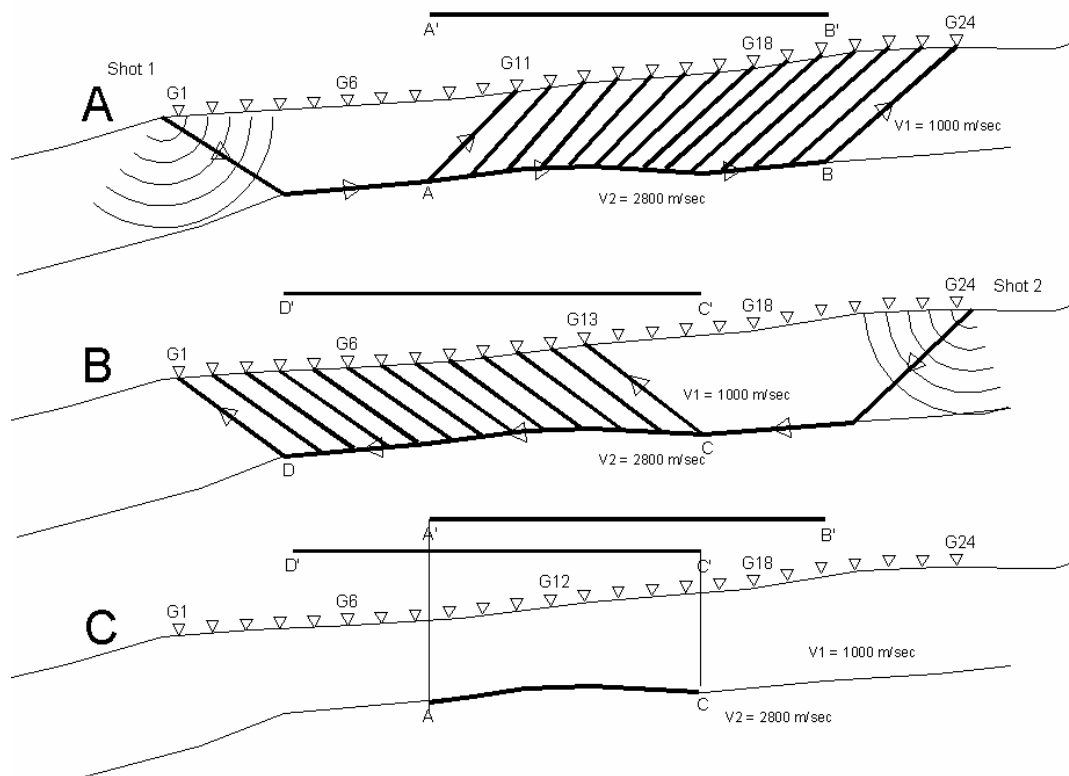
Dove X_c è la distanza critica a cui si ha la spezzatura della dromocrona, V_1 e V_2 sono le Velocità del primo e del secondo strato.

Tuttavia la possibilità di arrivare a calcolare lo spessore dello strato con questa tecnica è limitata ai casi, più teorici che pratici, di stratificazioni orizzontali e velocità omogenee dei vari strati. Nella realtà si hanno situazioni con geometrie complesse, sia della superficie topografica che quella delle discontinuità, e le variazioni di velocità tra uno strato e l'altro;



nell'ambito dello stesso strato sono assai frequenti variazioni di compattezza che si traducono in progressivo aumento o diminuzione della velocità. Pertanto il calcolo dello spessore degli strati e delle rispettive velocità può risultare notevolmente errato se non si provvede ad eseguire misure dei tempi di transito secondo schemi più complessi ed elaborazioni meno semplicistiche.

In particolare nella fase di acquisizione dati è necessario che le varie discontinuità presenti nel sottosuolo siano evidenti nella rifrazione indotta nelle onde sismiche provenienti da vari punti di tiro con direzione di propagazione delle stesse onde sia in senso diretto che inverso. Vedi figura seguente.



Con riferimento a questa figura si può notare che nel caso A, con punto di tiro dal lato del geofono 1 (G1) il segnale rifratto costituisce il primo arrivo a partire dal Geofono 11, ma il tratto di substrato da cui proviene il segnale è quello compreso tra A e B. Nel caso del tiro dall'estremo opposto della base il segnale rifratto è ricevuto dal G13 fino al G1, ma, anche in questo caso, proviene da una trincea di substrato definita tra le lettere C e D



che non coincide con la posizione di superficie dei geofoni. Tenendo conto che per poter eseguire una interpretazione corretta è necessario disporre di almeno due dromocrone acquisite con percorsi inversi, si ottiene che nell'esempio in esame il tratto di substrato di cui si può indicare l'andamento è quello compreso tra A e C, che rappresenta solo la parte centrale del profilo.

Il reale sviluppo del tratto esplorato, comunque, dipende dal reale spessore dello strato soprastante e dalle velocità in gioco, una diminuzione di spessore o un aumento del contrasto di velocità portano ad un aumento della lunghezza del tratto AC, mentre lo stesso diminuisce all'aumentare dello spessore ed al diminuire del contrasto di velocità.

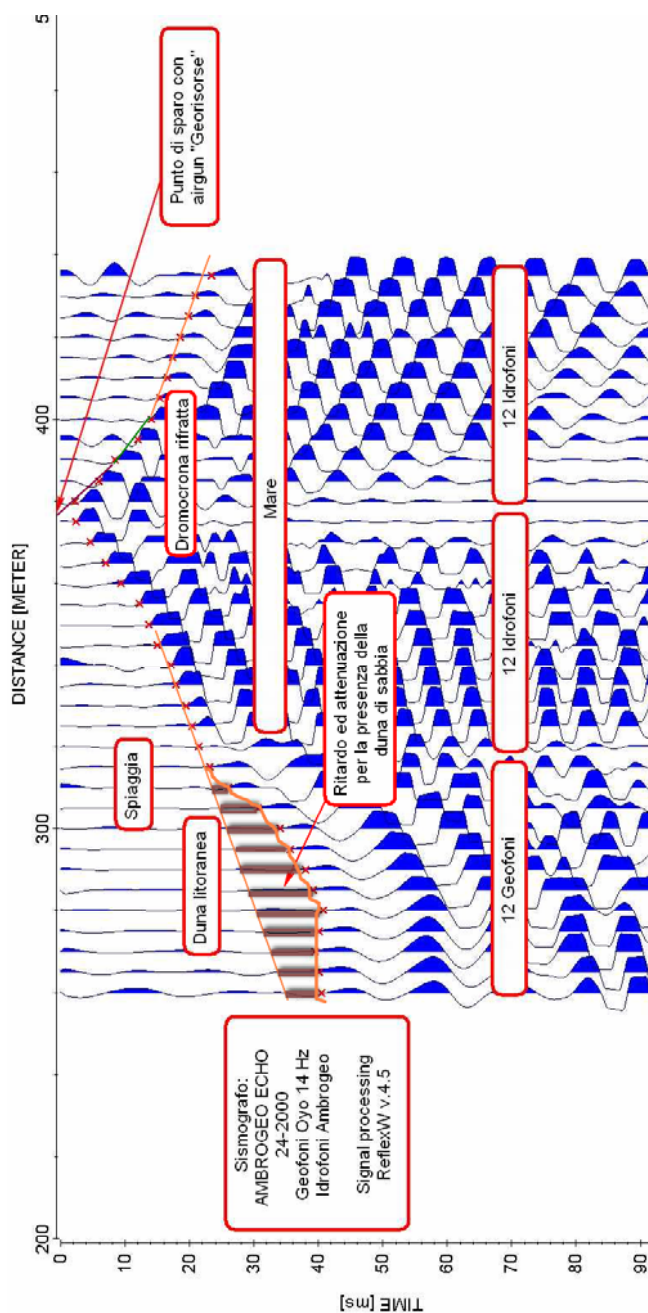
Sulla base di questa considerazione si comprende la necessità di acquisire informazioni relative anche a punti di tiro ubicati in posizioni esterne al dispositivo di geofoni in modo da poter considerare anche le informazioni rifratte dal tratto di substrato sottostante le tratte iniziali e finali del profilo.

Naturalmente la profondità di indagine è dipendente anche dalla potenza dei segnali sismici generati, ma questi si propagano in modo molto differente a seconda dei materiali attraversati: terreni detritici asciutti assorbono in maniera notevole il segnale di compressione in quanto non si ha una vera e propria continuità della materia, ma i clasti sono solo accostati gli uni agli altri. La presenza di un fluido che crea continuità è un elemento molto importante ai fini della propagazione del segnale. Purtroppo il fluido influisce solo sulle onde di compressione mentre è ininfluenza sulle onde di taglio o su quelle di superficie. A titolo di esempio si riportano alcuni sismogrammi registrati con mezzi a bassa potenza, ma in condizioni di ottimale propagazione del segnale:

Nella immagine di pagina seguente si riporta una registrazione di segnali sismici generati da una bolla di gas di pochi centimetri cubici (circa un centinaio) liberata in acqua alla profondità di 3 m ad una pressione di 12 bar. La dilatazione impulsiva della bolla provoca un'onda di compressione che si propaga nei mezzi circostanti e viene rifratta dalle rocce presenti sul fondale arrivando agli idrofoni con una notevole energia. La propagazione avviene anche nella duna costiera dove si hanno alcuni metri di sabbia sciolta. Il segnale appare molto attenuato, ma chiaramente leggibile. In questo caso il



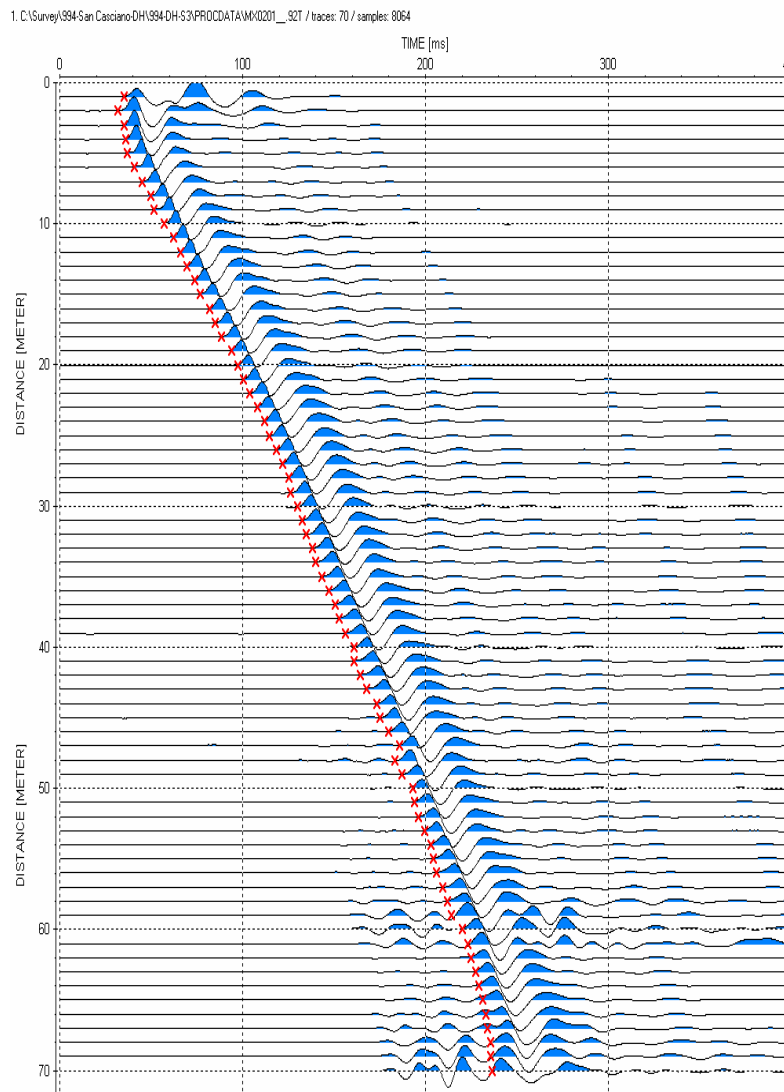
segnale sismico è stato distintamente registrato ad oltre 100 m di distanza, e la rifrazione che si può notare è relativa ad una discontinuità presente a circa 15 m di profondità. Naturalmente non vi sono dubbi che la rifrazione sarebbe stata riscontrata anche se la profondità della discontinuità fosse stata superiore, infatti il segnale è ancora chiaramente visibile ad oltre 100 m di distanza.





L'energia impiegata in questo caso è veramente modesta eppure con i moderni sismografi si riesce a selezionare il segnale e ricostruire l'andamento dei primi arrivi (Dromocrone) con buon dettaglio.

Che il segnale, una volta superati gli strati allentati superficiali si propaghi fino a profondità elevate senza difficoltà è ampiamente dimostrato dalle misure in foro dove gli impulsi sismici generati in superficie vengono registrati chiaramente. Nella figura seguente si riporta una serie di segnali sismici relativi ad onde di taglio, generate con una mazza da 5 kg e registrati in un foro di 70 m.





Sismica a riflessione

Relativamente all'impiego della sismica a riflessione per le ricerche idriche si può dire che le capacità risolutive di questa tecnica siano estremamente elevate anche in termini di diagnostica sulla presenza o meno di fluidi nei pori. Queste possibilità derivano dal notevole sviluppo che questa metodologia ha avuto nel campo dell'esplorazione petrolifera, dove l'entità degli investimenti per la ricerca metodologica è stata proporzionale al valore economico della risorsa oggetto delle ricerche. Grazie a queste nuove metodologie di acquisizione ed elaborazione dati, anche gli altri settori dell'esplorazione del sottosuolo ne possono trarre vantaggi. Tuttavia è necessario ricordare quanto detto nel secondo capitolo di questa nota in merito alla "Risoluzione", cioè alla capacità di distinguere ed evidenziare situazioni stratigrafiche e giaciture di interesse per la ricerca. In particolare, le capacità risolutive condizionano il costo della ricerca ed i costi per l'esecuzione delle operazioni sul terreno e l'elaborazione dei dati con le tecniche a riflessione sono enormemente più costose di tutte le altre indagini. Non ultimo si deve tener presente che una indagine con la tecnica della sismica a riflessione, progettata per raggiungere 200-300 m di profondità, non può essere messa in atto se non esplorando sezioni di lunghezza superiore al chilometro, questo al fine di avere un quadro conoscitivo sufficientemente ampio per comprendere dettagliatamente gli andamenti stratigrafici.