

Caratterizzazione Geotecnica dei Terreni Mediante l'Uso di Tecniche Geofisiche

Carlo G. Lai, Sebastiano Foti, Alberto Godio, Glenn J. Rix, Luigi Sambuelli,
Valentina L. Socco

SOMMARIO

L'obiettivo di questo lavoro è illustrare l'uso di alcune tecniche geofisiche per la caratterizzazione geotecnica dei terreni. L'interesse maggiore è rivolto ai metodi sismici a causa della loro rilevanza nelle applicazioni all'ingegneria geotecnica. La descrizione di questi metodi è preceduta da due brevi sezioni dove vengono richiamati alcuni concetti relativi alla propagazione di onde sismiche e alla definizione delle proprietà meccaniche dei terreni. Lo scopo di tali sezioni è duplice: da un lato si vuole evidenziare, in relazione alle grandezze misurate durante le prove geofisiche, la dipendenza dei parametri geotecnici dal modello costitutivo assunto per rappresentare il comportamento meccanico dei geomateriali; dall'altro si vuole richiamare l'attenzione su alcune difficoltà intrinseche ai metodi geofisici e legate alla complessità dei terreni quando considerati sede di fenomeni propagatori. Queste sezioni introduttive sono quindi seguite da una esposizione sommaria dei metodi sismici più usati in ingegneria geotecnica nonché di alcune tecniche innovative. Nella seconda parte del lavoro vengono illustrati i principi e le potenzialità di alcune tecniche elettromagnetiche che hanno conosciuto in tempi recenti una crescente diffusione in ingegneria geotecnica. Infine, al termine dell'articolo vengono brevemente esposte alcune considerazioni sul problema della ill-posedness dei problemi geofisici.

1. INTRODUZIONE

L'uso di tecniche geofisiche al fine di caratterizzare da un punto di vista geotecnico i depositi di terreno è divenuto in ingegneria geotecnica una consuetudine ben consolidata. I metodi geofisici offrono alcuni vantaggi rispetto alle tecniche d'indagine più tradizionali (prove penetrometriche, dilatometriche, pressiometriche, etc.) tra i quali uno dei più rilevanti è la possibilità di determinare, meglio di qualunque altra prova in sito, i parametri geotecnici riferiti al loro *stato iniziale*.

Infatti, una delle caratteristiche principali dei metodi geofisici *attivi* è ottenere informazioni sui parametri di stato e di comportamento dei geomateriali attraverso la perturbazione infinitesima di un campo di forze legato direttamente o indirettamente ai parametri geotecnici che si intendono valutare. Ad esempio i parametri di comportamento meccanico di un deposito di terreno a livelli molto bassi di deformazione, vengono ottenuti studiando la risposta meccanica del terreno a variazioni infinitesime dello stato tensionale iniziale.

Esistono tuttavia tecniche geofisiche cosiddette *passive* per le quali la determinazione dei parametri dei terreni non richiede l'uso di sorgenti artificiali di energia tipico dei metodi attivi, ma avviene semplicemente attraverso il rilevamento delle radiazioni naturali o del rumore ambientale emesso dai geomateriali. L'analisi spettrale dei *microtremori* per la determinazione delle curve di dispersione e quindi dei profili di velocità delle onde di taglio dei depositi di terreno costituisce un esempio di metodo geofisico passivo. Altri esempi comprendono i metodi di rilevamento a distanza o *remote sensing* che si basano sul monitoraggio e la misura di radiazioni elettromagnetiche emesse dai depositi di terreno nella banda spettrale del visibile, dell'infrarosso, delle onde radio, delle microonde, etc.

Tuttavia la potenzialità dei metodi geofisici (attivi e passivi) di determinare i parametri geotecnici dei terreni riferendoli al

loro stato iniziale, non costituisce l'unica prerogativa di queste tecniche d'indagine. Alcune di esse infatti hanno l'attraente caratteristica di essere *non-invasive* e pertanto di non richiedere per la loro esecuzione la perforazione di fori di sondaggio o l'introduzione di sonde. Esse sono eseguite direttamente dal piano campagna e pertanto la loro implementazione risulta più rapida e spesso anche più economica di altri metodi d'indagine. Inoltre la caratteristica di essere non-invasive rende queste tecniche molto adatte ad essere eseguite in tutte quelle situazioni stratigrafiche dove è difficoltosa la perforazione di fori di sondaggio o l'introduzione di sonde (ad esempio in terreni ghiaiosi, cementati o costituiti da materiale litoide, oppure nei riempimenti di rifiuti solidi urbani).

Infine, un'altra importante caratteristica dei metodi geofisici è quella di determinare valori medi e non puntuali dei parametri geotecnici dei geomateriali riferendoli a volumi di terreno rappresentativi dei caratteri megastrutturali dei depositi.

Obiettivo principale di questo articolo è l'illustrazione di alcune tra le più importanti tecniche geofisiche oggi utilizzate per la caratterizzazione geotecnica dei terreni, comprese anche alcune tecniche innovative di recente introduzione. Saranno essenzialmente trattati i metodi sismici e i metodi elettromagnetici. Ai primi verrà dato maggior risalto a causa della loro maggiore rilevanza nelle applicazioni all'ingegneria geotecnica. Per ragioni di spazio non sarà possibile approfondire tutti gli aspetti di ogni singola tecnica presentata, ma ci si limiterà ad illustrarne i principi e i campi di applicabilità, cercando di evidenziarne i limiti e le potenzialità. Per alcune di esse verranno anche presentate delle *case histories*.

Le due sezioni sui metodi sismici ed elettromagnetici saranno precedute da una breve sezione volta a definire il significato del termine *caratterizzazione geotecnica dei terreni*, e da due brevi sezioni introduttive aventi lo scopo, la prima di definire le proprietà meccaniche ed elettromagnetiche dei terreni che i metodi geofisici si propongono di misurare; la

seconda di richiamare alcune caratteristiche essenziali della propagazione di onde sismiche ed elettromagnetiche nei geomateriali. Al termine delle due sezioni sui metodi sismici ed elettromagnetici l'articolo si conclude con alcune considerazioni sui limiti intrinseci dei metodi geofisici in particolare con riferimento al problema della *ill-posedness*.

2. CARATTERIZZAZIONE GEOTECNICA

La caratterizzazione geotecnica di un deposito di terreno richiede la definizione di informazioni che possono essere raggruppate come segue (vedi Fig. 1):

- Proprietà fisiche e parametri di stato;
- Parametri di comportamento;
- Caratteri strutturali;

Le *proprietà fisiche* sono quelle proprietà dei terreni riferibili a grandezze fisiche come pesi, volumi e dimensioni geometriche dei grani. I *parametri di stato* invece sono quei parametri che descrivono lo stato iniziale del deposito di terreno e includono le tensioni litostatiche, la storia dello stato tensionale e deformazionale, la porosità, la distribuzione spaziale dei grani o delle particelle (fabric), il grado di saturazione, e per i materiali a grana fine la curva di compressibilità intrinseca del materiale (Burland J., 1990). Evidenze sperimentali mostrano come il comportamento meccanico, idraulico ed elettrico dei terreni sia fortemente condizionato dalle sue proprietà fisiche ma anche e soprattutto dai parametri di stato del deposito.

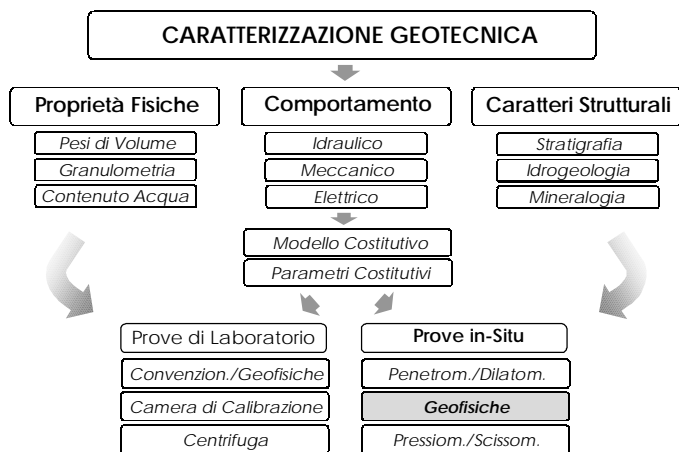


Fig. 1 – Caratterizzazione geotecnica dei depositi di terreno
 Fig. 1 – Geotechnical characterization of soil deposits

I *parametri di comportamento* sono quei parametri che descrivono la risposta del terreno a perturbazioni di campi di forze come il campo tensionale, il campo delle pressioni idrodinamiche, il campo elettromagnetico, etc. Esempi di tali parametri sono i parametri di comportamento meccanico come i parametri di resistenza al taglio, i parametri di deformabilità, e i parametri di smorzamento. Esistono poi parametri di comportamento idraulico come la conducibilità idraulica, e parametri di comportamento elettrico e magnetico come la permittività elettrica e magnetica.

Nella definizione dei parametri di comportamento è quasi sempre implicita l'assunzione di una *legge costitutiva* con la quale si intende descrivere (in modo sufficientemente accurato) la risposta del terreno alle perturbazioni dei campi di forze. Per

lo stesso tipo di perturbazione possono essere adottati diversi modelli costitutivi e quindi diversi parametri di comportamento e ciò in ragione del campo di variazione della perturbazione, delle sue modalità di applicazione, delle condizioni al contorno, della geometria, etc. Esistono tuttavia alcuni parametri di comportamento che sono indipendenti dai modelli costitutivi. Un esempio molto comune in geofisica è costituito dalla velocità di propagazione delle onde di volume all'interno di un mezzo. L'associazione quasi automatica di questa grandezza con i parametri di rigidità che spesso viene fatta in geotecnica, implica in realtà una scelta a priori di modello costitutivo (in genere il modello elastico, oppure il modello proelastico lineare) che può risultare più o meno adeguata in relazione al problema che si intende esaminare.

Infine la caratterizzazione geotecnica si prefigge lo scopo di definire i *caratteri strutturali* dei depositi di terreno tra i quali vengono citati la stratigrafia, la composizione petrografica, mineralogica e strutturale delle diverse unità litologiche, il regime idrogeologico, la presenza di faglie e altre discontinuità geologiche.

La raccolta delle informazioni pertinenti la caratterizzazione geotecnica di un deposito di terreno viene compiuta mediante una campagna di prove in sito e di laboratorio queste ultime eseguite su campioni indisturbati (vedi Fig. 1). Tema principale di questo articolo è l'illustrazione delle potenzialità nonché dei limiti delle più importanti tecniche in sito di tipo geofisico utilizzabili in ingegneria geotecnica.

3. PROPRIETÀ MECCANICHE DEI TERRENI

Alla luce delle considerazioni illustrate nella sezione precedente, la locuzione "proprietà meccaniche dei terreni" dovrebbe più propriamente essere sostituita da "parametri di comportamento meccanico dei terreni" i quali, in relazione agli scopi dei metodi geofisici di tipo sismico, sono essenzialmente i parametri di rigidità e di smorzamento. Le grandezze fisiche che i metodi sismici si prefiggono lo scopo di determinare e che sono legate attraverso *relazioni costitutive* a questi parametri di comportamento meccanico sono la velocità di propagazione delle onde di volume V_p e V_s all'interno di un deposito associata talvolta ad una misura dell'attenuazione spaziale α_p e α_s subita dalle onde di volume durante la propagazione.

Come è stato accennato nella sezione precedente, una consuetudine abbastanza diffusa nella letteratura geotecnica è l'identificazione quasi automatica tra i parametri misurati durante le prove geofisiche e i parametri di rigidità e di smorzamento. Tale identificazione può essere causa di ambiguità interpretative poiché è implicitamente fondata su una scelta di modello costitutivo nel quale idealizzare il comportamento meccanico dei terreni, e da cui viene a dipendere la definizione stessa dei parametri geotecnici.

Per citare un esempio in questo senso si può ricordare che mentre per condizioni di carico statico-monotonico può essere adeguata la descrizione del comportamento meccanico dei terreni utilizzando un modello costitutivo di tipo *ipoelastico*, in presenza di un'eccitazione dinamica (anche a livelli molto bassi di deformazione al di sotto della soglia di deformazione lineare ciclica) il comportamento meccanico dei terreni risulta più adeguatamente descritto da un modello costitutivo di tipo *viscoelastico* (Lai C. & Rix G., 1998).

Ora poiché i metodi sismici si propongono l'obiettivo di determinare grandezze fisiche come V_p , V_s e α_p , α_s che benché indipendenti dalla modellazione costitutiva, sono tuttavia grandezze che misurano la risposta meccanica dei terreni ad eccitazioni dinamiche, essi costituiscono il mezzo d'indagine

più adeguato per valutare i parametri costitutivi a piccolissime deformazioni di un modello viscoelastico lineare. Nel dominio della frequenza essi sono il *modulo edometrico* G_p^* e il modulo di *taglio* G_s^* complessi, i quali sono legati ai parametri di propagazione V_p , V_s e α_p , α_s misurati durante le prove sismiche dalle seguenti relazioni:

$$D_\chi(\omega) = \frac{\alpha_\chi \cdot V_\chi}{\omega} \cdot \frac{1}{1 - \left(\frac{\alpha_\chi \cdot V_\chi}{\omega}\right)^2} \quad [1]$$

$$G_\chi^*(\omega) = \rho \cdot V_\chi^2 \cdot \left(\frac{1 + \sqrt{1 + 4D_\chi^2}}{2 \cdot (1 + 4D_\chi^2)} \right) \cdot [1 + 2i \cdot D_\chi] \quad [2]$$

dove $\chi = P, S$, $i = \sqrt{-1}$, D_χ è il coefficiente di smorzamento intrinseco, ρ è la densità di massa, e ω è la frequenza angolare. Dalle relazioni [1] e [2] si desume che i parametri costitutivi G_p^* e G_s^* del modello viscoelastico e per corrispondenza i parametri di propagazione V_p , V_s e α_p , α_s misurati durante le prove sismiche, sono in realtà delle *funzioni costitutive* della frequenza di eccitazione.

Questo risultato, peraltro confermato sperimentalmente (Ishihara K., 1996), mostra che la propagazione di un disturbo meccanico all'interno di un mezzo dissipativo è dispersiva e cioè velocità di propagazione e attenuazione spaziale del segnale dipendono dalla frequenza. Inoltre sul piano teorico è possibile dimostrare che affinché sia soddisfatto il *principio della causalità fisica*, la velocità di fase e l'attenuazione non possono essere due variabili indipendenti. Esse sono legate dalle equazioni di Kramers-Krönig le quali asseriscono che la parte reale e la parte immaginaria del numero d'onda complesso sono l'una la trasformata di Hilbert dell'altra (Aki K. & Richards P., 1980).

Un'importante corollario derivante dal vincolo di causalità fisica imposto dalle equazioni di Kramers-Krönig è che in una corretta procedura sperimentale i parametri di propagazione V_χ , e α_χ , oppure in modo equipollente V_χ , e D_χ , devono essere determinati simultaneamente e alla stessa frequenza di eccitazione. E' tuttavia una consuetudine ricorrente in ingegneria geotecnica, sia nelle prove in sito che in quelle di laboratorio determinare questi parametri secondo metodi e procedure completamente indipendenti gli uni dagli altri (Kramer S., 1996). Inoltre la loro dipendenza dalla frequenza viene quasi sempre ignorata. Nella sezione 5.2 di questo articolo verranno illustrati i principi di una tecnica sperimentale non-invasiva nota come SASW (Spectral Analysis of Surface Waves), dove i parametri V_s , e D_s , sono determinati simultaneamente.

4. ONDE SISMICHE NEI TERRENI

In questa breve sezione si intendono richiamare alcuni concetti essenziali riguardanti la propagazione di onde sismiche nei terreni. In Fig. 2 sono illustrate le caratteristiche distintive delle onde irrotazionali (onde di compressione P) e solenoidali (onde di taglio S) che sono i due tipi di onde che si propagano in un mezzo monofase ed isotropo come ad esempio un continuo viscoelastico. Come è noto nelle onde P la direzione di polarizzazione coincide con la direzione di

propagazione, mentre nelle onde S le due direzioni sono ortogonali. Per quel che concerne la direzione di attenuazione, se il mezzo è omogeneo la direzione di propagazione delle onde di volume coincide sempre con la direzione di massima attenuazione (cioè l'onda è *semplice*, Aki K. & Richards P., 1980). Il meccanismo di propagazione è governato dal *principio di Huygens* che afferma che ogni punto di un fronte d'onda si comporta, in un mezzo omogeneo isotropo, come sorgente di onde sferiche il cui inviluppo definisce un nuovo fronte d'onda.

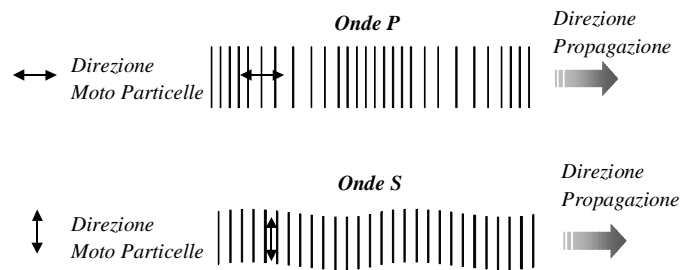


Fig. 2 – Caratteristiche di propagazione e di polarizzazione delle onde di volume in un mezzo isotropo

Fig. 2 – Characteristics of propagation and polarization of body waves in an isotropic medium

Se il mezzo sede della propagazione ondosa è eterogeneo hanno luogo i fenomeni illustrati in Fig. 3. In particolare se l'eterogeneità del mezzo è discontinua, ad ogni interfaccia di separazione tra gli strati i raggi sismici subiscono una serie di riflessioni, rifrazioni e conversioni di energia secondo quanto previsto dalla legge di Snell. Invece, l'effetto prodotto da una variazione continua delle proprietà del mezzo, è la curvatura dei raggi sismici. In entrambi i casi i fenomeni sono governati dal *principio di Fermat* secondo il quale il percorso compiuto da un impulso tra due punti A e B è quello corrispondente al minimo tempo di percorrenza lungo una qualsiasi traiettoria continua che connetta i punti A e B. Con procedimenti variazionali è possibile provare che anche la legge di Snell deriva dall'applicazione del principio di Fermat.

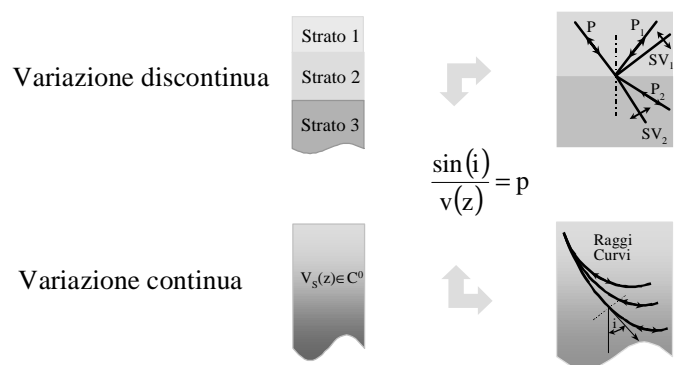


Fig. 3 – Effetto prodotto dall'eterogeneità del mezzo sulla propagazione delle onde di volume

Fig. 3 – Effect yielded by the heterogeneity of the medium on the propagation of body waves

Se è l'assunzione di isotropia del mezzo ad essere rilassata non esistono più solo due tipi di onde di volume (vedi Fig. 4). In questo caso è possibile provare infatti (White, J., 1983) che esistono 3 tipi di onde di volume; esse sono denominate onde quasi-P, quasi-SV, e quasi-SH perché la loro direzione di

polarizzazione non è, nel caso più generale, parallela o perpendicolare alla direzione di propagazione ma forma con quest'ultima un angolo arbitrario. E' tuttavia possibile dimostrare che anche nel caso del più generale mezzo anisotropo le tre direzioni di polarizzazione sono tra loro ortogonali. La Fig. 4 illustra l'effetto prodotto sulla propagazione di un impulso dall'anisotropia del mezzo mediante una analogia meccanica discreta. Tale figura mette in evidenza che se la rigidezza delle molle orizzontali è diversa da quella delle molle verticali lo spostamento della massa non avviene lungo la direzione di azione della forza.

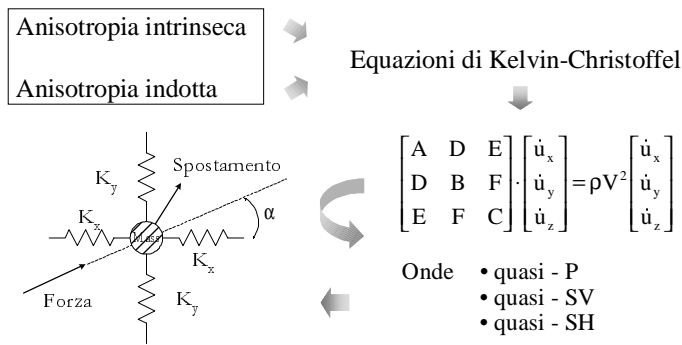


Fig. 4 - Effetto prodotto dall'anisotropia del mezzo sulla propagazione delle onde di volume
 Fig. 4 - Effect yielded by the anisotropy of the medium on the propagation of body waves

Quando un disturbo meccanico si propaga all'interno di un mezzo multi-fase come ad esempio un deposito di terreno, la propagazione avviene secondo modalità differenti. Nell'ipotesi di mezzo poroso saturo (ma tuttavia isotropo), Biot e Gassmann hanno provato (White J., 1983) l'esistenza di tre tipi di onde: un'onda irrotazionale che si propaga attraverso il fluido (onda P₁ o onda di Biot del primo tipo), un'onda irrotazionale che si propaga attraverso lo scheletro solido (onda P₂ o onda di Biot del secondo tipo), e un'onda solenoidale o equivolumica che si propaga anch'essa attraverso lo scheletro solido (onda S).

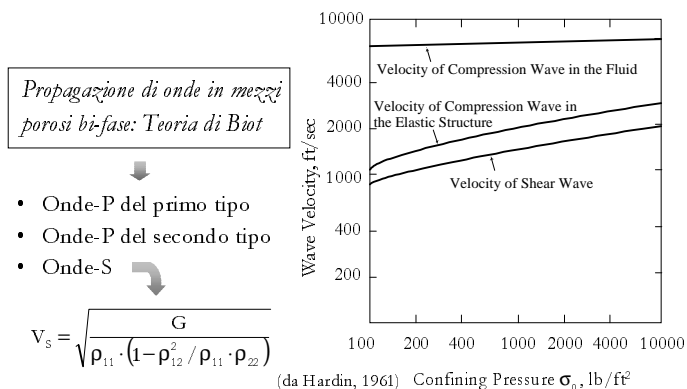


Fig. 5 - Effetto prodotto dalla natura bi-fase del mezzo sulla propagazione delle onde di volume
 Fig. 5 - Effect yielded by the two-phase nature of the medium on the propagation of body waves

Mentre per le onde P₁ e P₂ esiste un accoppiamento sia di tipo *inerziale* (legato alle diverse densità di massa della fase solida e di quella fluida), sia di tipo *strutturale* (legato alle diverse rigidezze volumetriche del fluido e dello scheletro

solido), per l'onda S esiste solo un accoppiamento di tipo inerziale. In Fig. 5 sono illustrate alcune caratteristiche dei tre tipi di onde. Da essa risulta che l'onda P₁ è quella che si propaga a velocità maggiore. In tale figura è anche stata riportata la relazione per il calcolo della velocità di propagazione delle onde rotazionali. Essa è diversa rispetto all'analogia relazione valida in un mezzo ad un solo costituente da cui è desumibile la dipendenza di questo parametro dal modello costitutivo assunto.

La presenza in un continuo di frontiere determina le condizioni per l'esistenza di altri tipi di onde sismiche. In un mezzo omogeneo delimitato da una sola frontiera esse sono costituite da onde di superficie denominate onde di Rayleigh (vedi Fig. 6). Il moto che esse generano in corrispondenza della superficie libera del semispazio ha una polarizzazione ellittica di tipo retrogrado e decade esponenzialmente con la profondità. La *skin-depth* cioè la profondità oltre la quale può ritenersi quasi completamente attenuato il moto generato dalle onde di Rayleigh è pari a circa una lunghezza d'onda.

Un'altra caratteristica rilevante delle onde di Rayleigh è che esse subiscono un'attenuazione geometrica più *debole* rispetto a quella delle onde di volume in superficie e pertanto a grandi distanze dalla sorgente esse costituiscono la componente principale di moto.

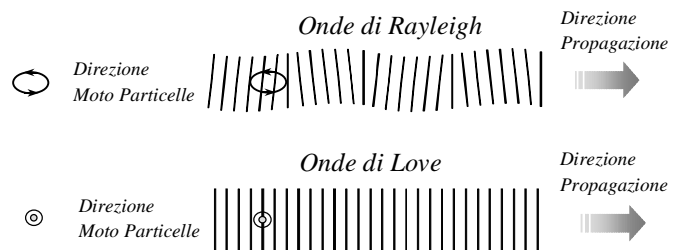


Fig. 6 - Effetto prodotto dall'esistenza di frontiere sulla propagazione delle onde di volume: onde di superficie
 Fig. 6 - Effect yielded by the existence of boundaries on the propagation of body waves: surface waves

In un mezzo eterogeneo le onde di Rayleigh subiscono gli effetti della *dispersione geometrica* che determina una dipendenza della velocità di fase e di gruppo dalla frequenza di eccitazione. Le proprietà dispersive delle onde di Rayleigh sono utilizzate nella prova sismica non-invasiva SASW per determinare il profilo di velocità delle onde di taglio e di smorzamento di un deposito di terreno, come verrà illustrato nella prossima sezione.

In un mezzo eterogeneo, e per particolari tipi di contrasto dell'impedenza meccanica tra gli strati, oltre alle onde di Rayleigh esistono le onde di Love (vedi Fig. 6) che sono delle onde superficiali il cui moto delle particelle è polarizzato nella direzione orizzontale (onde SH).

Nel richiamare alcuni aspetti relativi alla propagazione di onde sismiche nei terreni rilassando successivamente alcune importanti ipotesi semplificative, finora si è tuttavia supposto che i fenomeni propagatori avvengano in un mezzo *continuo*. Le complicazioni che sorgono nel rilassare anche questa assunzione sono considerevoli anche se, da un punto di vista pratico, gli effetti derivanti dalla natura discreta di un mezzo diventano importanti per lunghezze d'onda comparabili con la dimensione caratteristica del mezzo discreto. In questo caso cessa di valere la teoria dei raggi sismici e di fenomeni di diffrazione e scattering governano la propagazione di energia che deve essere studiata mediante l'equazione differenziale delle onde.

La natura discreta di un mezzo conferisce a quest'ultimo una *scala interna* che origina un fenomeno di dispersione per cui la velocità di propagazione di un impulso in un mezzo discreto

(anche se omogeneo) è dipendente dalla frequenza del segnale. L'esistenza all'interno di un deposito di terreno di diverse *scale spaziali* complica notevolmente l'analisi del problema soprattutto in presenza di un impulso costituito da uno spettro di frequenze (vedi Fig. 7).

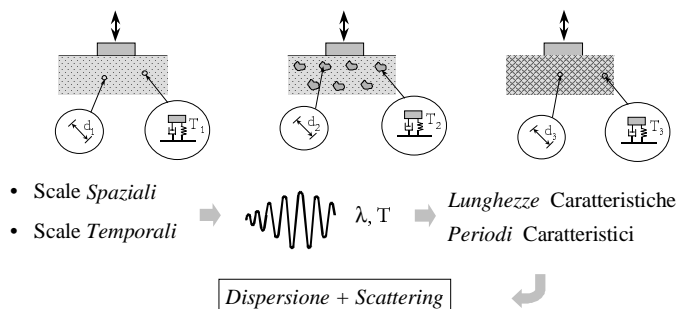


Fig. 7 – Effetto prodotto dalla natura discreta del mezzo sulla propagazione delle onde di volume

Fig. 7 – Effect yielded by the discrete nature of the medium on the propagation of body waves

Oltre alle scale spaziali, un deposito di terreno possiede anche una o più *scale temporalì* le quali sono legate alla durata di alcuni eventi temporali caratteristici del deposito come ad esempio il tempo di dissipazione dell'energia inelastica di deformazione, il tempo di rilassamento di un fenomeno reologico come il *creep*, etc.

5. METODI SISMICI

5.1. Tecniche convenzionali

Come già menzionato nell'introduzione, i metodi sismici possono essere suddivisi in due categorie: le *tecniche invasive* la cui esecuzione richiede la perforazione di uno o più fori di sondaggio oppure l'introduzione di opportune sonde, e le *tecniche non-invasive* che possono essere eseguite direttamente dalla superficie libera del deposito.

Caratteristica essenziale dei metodi sismici è quella di consentire la determinazione di parametri di deformabilità e smorzamento riferendoli a valori molto bassi dei livelli di deformazione ($< 10^{-5}$), al di sotto della soglia di deformazione lineare ciclica. La grandezza fisica misurata durante le prove sismiche è la velocità di propagazione delle onde di volume, o alternativamente delle onde superficiali. In alcuni casi tali prove consentono anche di valutare l'attenuazione spaziale associata a tali onde e pertanto di determinare i relativi coefficienti di smorzamento.

Delle prove sismiche invasive verranno illustrati alcuni aspetti della prova *cross-hole*, *down-hole*, del *cono sismico* e del *suspension logging test*. Per quel che concerne le prove sismiche non-invasive verranno trattate le prove sismiche a *rifrazione*, a *riflessione ad alta risoluzione* e la prova *SASW*. Dei vari metodi sismici gli unici per i quali sono disponibili dei riferimenti normativi che ne disciplinano l'esecuzione sono la prova *cross-hole*, per la quale esiste lo standard ASTM D4428-M, e la prova sismica a rifrazione per la quale sono disponibili le raccomandazioni tecniche ASTM D-5777-95.

5.1.1. TECNICHE INVASIVE

Cross-hole test

La prova sismica *cross-hole* (CHT) consente di determinare i profili di velocità delle onde di volume in un deposito di

terreno attraverso la misurazione dei tempi di percorrenza di tali onde lungo percorsi suborizzontali compresi tra due o più fori di sondaggio (vedi Fig. 8). La prova CHT richiede per la sua esecuzione un numero minimo di due pozzi: uno che ospita la sorgente di energia, l'altro i ricevitori. La sorgente ed i ricevitori sono posizionati alla stessa profondità in ciascun foro in modo tale che la velocità di propagazione delle onde di volume caratteristica dei vari strati di terreno possa essere misurata lungo percorsi orizzontali. Spostando la sorgente ed i ricevitori a diverse profondità è possibile ottenere un dettagliato profilo di velocità delle onde S e P. Idealmente, allo scopo di minimizzare gli effetti di misura dell'istante di energizzazione, la prova CHT dovrebbe essere eseguita con tre fori di sondaggio: uno per la sorgente e gli altri due predisposti per ospitare i ricevitori (vedi Fig. 8).

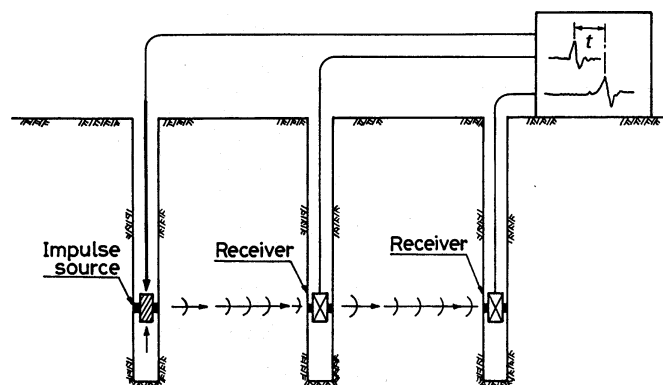


Fig. 8 – Configurazione tipica usata nella prova sismica *cross-hole* (da Ishihara K., 1996)

Fig. 8 – Typical configuration used in *cross-hole* testing (from Ishihara K., 1996)

Tipicamente l'interasse tra i fori è variabile tra i 2 e i 5 m, tuttavia nella scelta della distanza tra i fori è importante tenere conto del rischio che si verifichino fenomeni di rifrazione critica all'interfaccia di separazione tra gli strati. Al fine di una corretta valutazione della distanza percorsa dalle onde sismiche, è poi essenziale disporre dell'attrezzatura per il rilevamento della deviazione inclinometrica di ciascun foro di sondaggio.

Un problema critico della prova CHT, comune anche ad altri metodi sismici invasivi, è l'accoppiamento meccanico tra ricevitori e pareti dei fori di sondaggio, particolarmente nel caso in cui vengano effettuate misure di attenuazione. Diversi sono i sistemi di ancoraggio usati per raggiungere questo scopo tra essi apposti dispositivi pneumatici, meccanici e/o idraulici.

I ricevitori sono generalmente geofoni tridimensionali aventi frequenze proprie variabili da 1 a 5 Hz ed uno smorzamento interno variabile tra il 60÷70 %. Per quel che concerne la sorgente, essa deve essere ripetibile e in grado di generare impulsi che, a seconda del tipo di misurazione, siano ricchi in onde P oppure in onde S. Tipiche sorgenti sono sistemi di eccitazione di tipo meccanico, elettromeccanico, pneumatico, e piezoelettrico. Occasionalmente, sono anche usate sorgenti esplosive, le quali tuttavia non consentono di invertire la polarità del segnale, tecnica quest'ultima che facilita l'identificazione dell'istante di arrivo delle onde S.

In generale, l'identificazione degli istanti di arrivo delle onde S e P viene fatta manualmente anche se talvolta sono utilizzate tecniche più raffinate come quella della *cross-correlazione*. Benché non sia una pratica comune, la prova CHT è stata talvolta utilizzata anche per la determinazione in sito del coefficiente di smorzamento attraverso misure di

attenuazione. Una delle maggiori difficoltà che deve essere superata nelle misure di attenuazione è la separazione della attenuazione geometrica da quella legata alle proprietà dissipative del mezzo (Mok Y. et Al., 1988).

Occorre infine ricordare che i valori di velocità delle onde di volume e dei relativi coefficienti di smorzamento determinati dalle prove CHT sono riferiti a valori di frequenza elevati, dell'ordine delle diverse centinaia di Hertz e ciò a causa dei tipi di sorgenti usate. Pertanto, a causa della dipendenza di questi parametri dalla frequenza, occorre usare cautela quando essi vengono confrontati con i valori ottenuti da altre prove geofisiche operanti a diverse frequenze.

Down-hole test

Analogamente alla prova CHT anche la prova down-hole (DHT) è un metodo d'indagine sismica finalizzato alla determinazione dei profili di velocità delle onde S e P di depositi di terreno. L'esecuzione della prova DHT richiede tuttavia la perforazione di un solo foro di sondaggio all'interno del quale sono alloggiati i ricevitori in posizione variabile con la profondità. La sorgente è posta a piano campagna in una zona adiacente al foro (vedi Fig. 9).

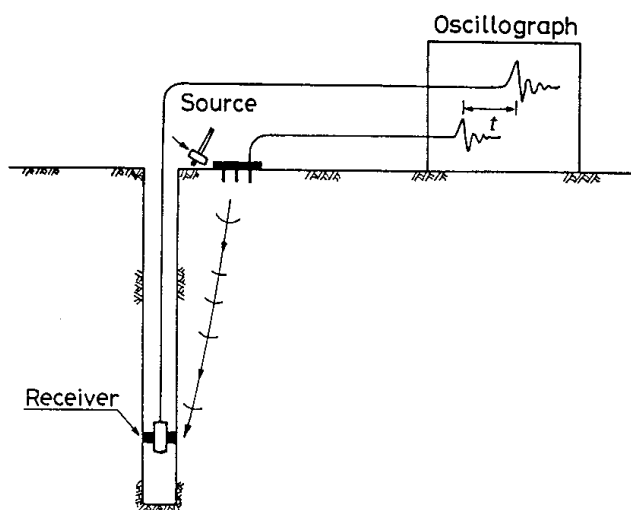


Fig. 9 – Configurazione tipica usata nella prova sismica down-hole (da Ishihara K., 1996)

Fig. 9 – Typical configuration used in down-hole testing (from Ishihara K., 1996)

I profili di velocità ottenuti dalle misure DHT rappresentano valori di velocità medi sullo spessore degli strati poiché sono calcolati lungo percorsi dei raggi sismici inclinati. Pertanto la prova DHT fornisce risultati meno accurati di quelli forniti ad esempio dalla prova CHT, a meno di non ricorrere a sofisticate tecniche di interpretazione del tipo *ray-tracing* (vedi sezione 5.2.3). Inoltre, a causa dell'attenuazione del segnale con la profondità e degli effetti di rifrazione/riflessione delle onde sismiche causate dalla eterogeneità del mezzo, risulta difficile eseguire la prova DHT a profondità maggiori di 60 m.

L'attrezzatura della prova DHT comprende una sorgente di energia posta a piano campagna (vedi Fig. 9), un accelerometro situato in prossimità della sorgente per rilevare l'istante di energizzazione, almeno un ricevitore posti all'interno del foro di sondaggio, e un sistema di acquisizione dati per la raccolta e l'analisi dei segnali.

La generazione di energia è tipicamente realizzata mediante percussione manuale (in direzione verticale per generare onde P, in direzione orizzontale per generare onde S), con mazze o percussori idraulici, di un blocco di calcestruzzo realizzato in prossimità del foro di sondaggio ad una distanza di 1.5÷3.0 m.

Per quel che concerne i ricevitori, essi sono generalmente dei geofoni tridimensionali aventi caratteristiche simili a quelli utilizzati per la prova CHT. I profili di velocità delle onde S e P sono determinati dall'interpretazione delle curve relative ai tempi di percorrenza delle onde S e P in funzione della profondità. Tale interpretazione non è univoca ma dipende dalle assunzioni sui tragitti di percorrenza delle onde sismiche. Due sono le tecniche comunemente usate: il *metodo diretto* e il *metodo per intervalli* distinguendo per quest'ultimo le misure *true-interval* da quelle *pseudo-interval* (Kramer S., 1996).

Il *metodo diretto* costituisce la procedura più semplice. Con essa la velocità delle onde S e P è calcolata semplicemente dividendo la distanza che separa la sorgente dal ricevitore (assunta rettilinea) per il corrispondente tempo di percorrenza dell'onda. Il calcolo viene quindi ripetuto per una serie variabile di posizioni assunte dal ricevitore.

Con il metodo per intervalli la velocità delle onde S e P è calcolata come rapporto tra la distanza di due successive posizioni dei ricevitori, e la differenza tra i corrispondenti tempi di percorrenza. Se le misurazioni vengono eseguite in contemporanea utilizzando due ricevitori, la corrispondente tecnica prende il nome di misura *true interval*, mentre se le misurazioni vengono compiute utilizzando posizioni diverse di un singolo ricevitore, la tecnica assume il nome di misura *pseudo interval*.

Le misurazioni *true interval* e *pseudo interval* forniscono risultati più accurati delle misure dirette. Tuttavia esse soffrono di una eccessiva sensibilità alle perturbazioni dei dati misurati e ciò in ragione dei valori ridotti delle grandezze misurate (tempi e distanze). Al fine di mitigare questi problemi vengono talvolta usate tecniche di *regolarizzazione*.

Anche la prova DHT è stata utilizzata oltre che per la determinazione dei profili di velocità, anche per una stima in sito del fattore di smorzamento anche se i risultati non sono molto incoraggianti.

Cono sismico

La prova con il cono sismico (SCPT) è un metodo invasivo che tuttavia non richiede la perforazione di fori di sondaggio. Concettualmente, la prova SCPT associa le caratteristiche della prova DHT a quelle della prova penetrometrica statica (prova CPT). Il cono sismico è essenzialmente un penetrometro statico convenzionale equipaggiato di un geofono o in qualche caso di un accelerometro. Una volta che il cono è stato spinto alla profondità desiderata, un impulso meccanico viene applicato a piano campagna utilizzando una sorgente simile a quella usata nella prova DHT (Robertson P. et Al., 1985). L'impulso così generato si propaga attraverso il terreno fino a raggiungere il ricevitore posto lungo il fusto del penetrometro (vedi Fig. 10).

Le curve relative ai tempi di percorrenza delle onde S e P in funzione della profondità sono costruite ed interpretate secondo le stesse modalità usate nella prova DHT (Kramer S., 1996). Di questa prova ne soffre anche le limitazioni come il basso livello di risoluzione e i potenziali problemi causati dai fenomeni di riflessione e rifrazione in corrispondenza delle superfici di separazione degli strati.

La prova SCPT è affetta inoltre delle stesse limitazioni della prova CPT, e per esempio non può essere eseguita in depositi ghiaiosi, oppure in terreni duri o molto consistenti. Un aspetto positivo di questa prova è la grande rapidità di esecuzione

rispetto alla prova DHT e un migliore accoppiamento meccanico dei ricevitori con il terreno circostante. A queste prerogative, la prova SCPT unisce i vantaggi della prova CPT che sono la determinazione simultanea di parametri come la resistenza alla punta, l'attrito laterale, e nel caso della prova CPTU della pressione interstiziale durante la penetrazione.

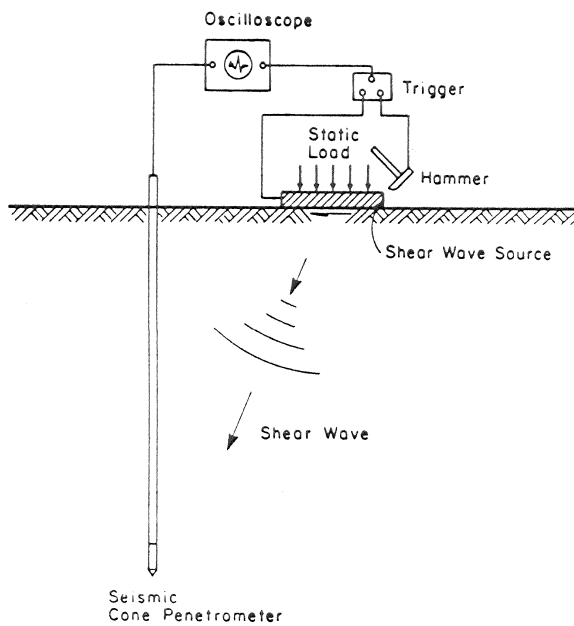


Fig. 10 – Configurazione tipica usata nella prova con il cono sismico (da Robertson P. et Al., 1985)

Fig. 10 – Typical configuration used with the seismic cone penetration test (from Robertson P. et Al., 1985)

Nell'ipotesi di far avanzare nel terreno due coni sismici separati da una distanza compresa tra i 3 ed i 5 m in uno dei quali il ricevitore è sostituito da una piccola sorgente elettrodinamica, la prova SCPT può venire eseguita con le stesse modalità della prova CHT.

Suspension logging test

Questa tecnica d'indagine originariamente sviluppata per l'industria petrolifera ha fatto recentemente la sua comparsa anche nell'ingegneria geotecnica (Kanecko et Al., 1990). Obiettivo del Suspension Logging Test (SLT) è misurare la velocità di propagazione delle onde di volume in un deposito di terreno utilizzando una sonda di circa 7m di lunghezza che viene introdotta in un foro di sondaggio non rivestito riempito con acqua o fluido di perforazione (vedi Fig. 11).

La sonda contiene la sorgente di energia, la quale è di tipo elettromeccanico ed è capace di generare un impulso orizzontale a polarità reversibile, e due geofoni biassiali posti ad una distanza di 1 m. La sonda è completamente immersa nel fluido che riempie il foro di sondaggio, ed è mantenuta staccata dalle pareti del foro (Kanecko et Al., 1990). Durante la prova, un impulso orizzontale è trasmesso attraverso il fluido, al terreno circostante il foro dove è convertito in onde di volume. Queste ultime si muovono all'interno del terreno fino a raggiungere la posizione dei geofoni dove l'energia vibratoria è rilevata, per interposta azione del fluido. Per facilitare l'identificazione degli istanti di arrivo delle onde S e P viene usata la tecnica di inversione della polarità. Dalla differenza nei tempi di percorrenza delle onde P ed S raccolti ai due ricevitori viene calcolata la velocità di propagazione dei due tipi di onde sismiche.

La prova SLT offre alcuni vantaggi rispetto alle tradizionali prove CHT, DHT e SCPT. In primo luogo, essa consente di ottenere un soddisfacente livello di risoluzione poiché le misure di velocità sono compiute in profondità a intervalli costanti di 1 m. Inoltre, poiché la distanza tra i ricevitori e la sorgente è indipendente dalla profondità, la prova SLT può essere efficacemente utilizzata a profondità ben maggiori di quelle consentite dalle prove sismiche invasive tradizionali (fino ad oltre 2000 m, Kramer S., 1996).

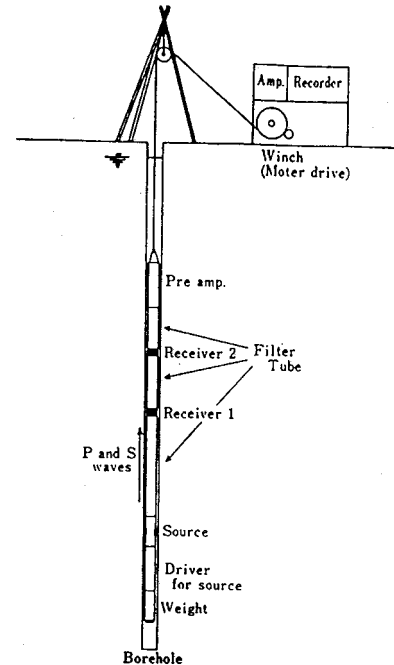


Fig. 11 – Configurazione tipica usata nel suspension logging test (da Kanecko et Al., 1990)

Fig. 11 – Typical configuration used with the suspension logging test (from Kanecko et Al., 1990)

Tuttavia questa prova non è immune da limitazioni. L'energia emessa dalla sorgente del dispositivo SLT è concentrata in un campo di frequenze compreso tra 500÷2000 Hz per le onde S e 1000÷3000 Hz per le onde P. Pertanto le velocità di propagazione delle onde P e S determinate con questo metodo sono valutate per valori molto alti di frequenza, ben maggiori di quelli relativi ai metodi invasivi tradizionali e soprattutto ben al di sopra del campo di frequenza tipico dei terremoti (0.1÷30 Hz).

Un altro potenziale problema con la tecnica SLT in presenza di fori di sondaggio rivestiti, è la generazione di onde di tubo che potrebbero condurre ad un'erronea valutazione dei tempi di percorrenza delle onde S e P. Inoltre, poiché una corretta esecuzione della prova richiede che la sonda sia completamente immersa in un fluido, in presenza di terreni molto permeabili o di rocce fratturate, potrebbero sorgere problemi connessi con la perdita del fluido interstiziale (Kanecko et Al., 1990).

5.1.2. TECNICHE NON-INVASIVE

Sismica a riflessione ad alta risoluzione

Le tecniche sismiche a riflessione furono sviluppate a partire dagli anni '30 soprattutto nell'ambito della prospezione per la ricerca delle georisorse fluide a grandi profondità e questa applicazione costituisce, a tutt'oggi, il settore ove si concentrano circa il 90% degli investimenti mondiali nel campo delle indagini geofisiche. A partire dagli anni '80

tuttavia hanno avuto grande impulso le applicazioni di queste metodologie a problemi ingegneristici di scala più ridotta con tecniche ad alta ed altissima risoluzione. Se da un lato il passaggio ad una scala diversa può comunque avvalersi delle raffinate procedure di trattamento dati ed interpretazione messe a punto per la ricerca petrolifera, da un altro comporta l'attenzione ad aspetti diversi, quali la necessità di un'elevata risoluzione spaziale e l'interpretazione mediante modelli costitutivi che descrivano adeguatamente le proprietà meccaniche degli strati superficiali.

Per quanto concerne le procedure di acquisizione si ritiene utile sottolineare alcuni aspetti legati alla capacità risolutiva del metodo sismico a riflessione. La geometria degli stendimenti deve prevedere, nel caso di indagini ad alta risoluzione, una copertura minima del 1200%, ciò implica che, anche utilizzando geofoni singoli, sia opportuno disporre di un sismografo con almeno 24 canali. Numerosi studi (Steeple et Al., 1999; Van der Veen & Green A., 1998) sull'opportunità di utilizzare gruppi di geofoni in indagini a scala ingegneristica hanno comunque messo in evidenza come, nella maggior parte dei casi, non sia utile ricorrere a gruppi di geofoni. Per migliorare il potere risolutivo è opportuno utilizzare trasduttori che coprano un adeguato intervallo di frequenze (di norma con frequenza propria minima di 100 Hz (Reynolds J., 1997)) ha inoltre mostrato come un non adeguato accoppiamento terreno – geofono possa alterare sensibilmente la curva di risposta dei trasduttori sia alle basse che alle alte frequenze. Un altro aspetto che incide sulla risoluzione è lo spettro dell'energia immessa dalla sorgente. Miller R. (1986) ha messo in evidenza sperimentalmente come la scelta della sorgente ottimale non sia indipendente dalla scala e dalle caratteristiche dei mezzi indagati. Altri studi sperimentali (Doll W., 1998) hanno mostrato come la maggior parte dell'energia delle comuni sorgenti impulsive di superficie sia concentrata entro i 300 Hz, mentre energia a frequenze più alte possa essere ottenuta con le numerose sorgenti vibranti ad alta risoluzione oggi esistenti in commercio. Se poi si considera l'efficacia delle sorgenti in termini di propagazione, ad apprezzabile distanza, di segnali ad alta frequenza, si può comunque concludere che, anche nei materiali in cui l'effetto di attenuazione delle alte frequenze è meno marcato, quali le rocce cristalline, non sia possibile generare segnali misurabili dell'ordine dei 1000 Hz a più di 100 – 200 m di distanza dalla sorgente (Buhemann J. & Holliger K., 1998).

Queste considerazioni spostano l'attenzione sugli aspetti legati alla *risoluzione* ottenibile in una indagine sismica in funzione della distanza dalla sorgente (e dunque della profondità di indagine). A tal proposito, definita la risoluzione in termini di raggio di Fresnel:

$$r_F = \sqrt{\frac{dv}{2f}} \quad [3]$$

dove d è la distanza, v la velocità di propagazione della perturbazione sismica ed f la frequenza considerata, si può valutare la risoluzione ottenibile al variare della distanza considerando sia l'attenuazione geometrica dell'onda di volume sia l'effetto dell'attenuazione intrinseca che, per un mezzo omogeneo ed isotropo, possono essere espresse, in funzione della frequenza e delle caratteristiche del mezzo, dalla relazione:

$$\frac{A}{A_0} = \frac{1}{d} \exp(-\alpha d) \quad [4]$$

dove A_0 e A sono le ampiezze del segnale rispettivamente alla sorgente e alla distanza d , e α rappresenta il coefficiente di attenuazione, direttamente proporzionale alla frequenza ed inversamente proporzionale alle caratteristiche del mezzo, espresse tramite la velocità di propagazione e il *fattore di qualità* Q (White R., 1992; Dasgupta, R. & Clark, R., 1998). Quest'ultimo parametro è legato al fattore di smorzamento D dalla relazione $Q^{-1} = 2 \cdot D$.

Definita quindi una soglia di attenuazione e tenute presenti le limitazioni sperimentali precedentemente descritte, si possono ricavare le relazioni tra la risoluzione ottenibile in funzione della distanza, per diversi mezzi.

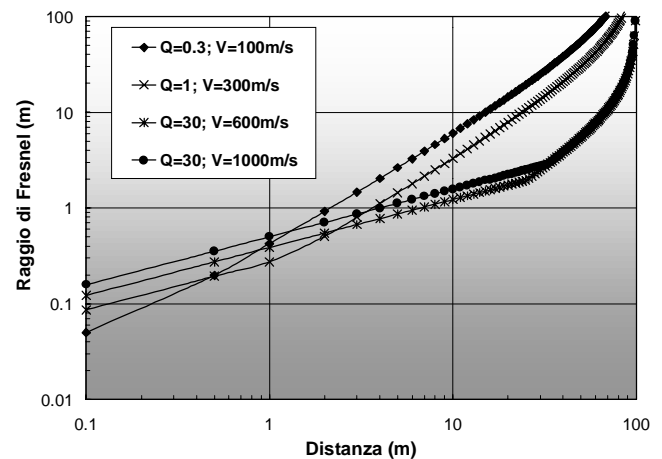


Fig. 12 – Relazione tra risoluzione e distanza per un'attenuazione di 20 dB in ampiezza che corrisponde ad una riduzione dell'ampiezza del segnale di 100 volte rispetto al segnale di partenza. I valori di Q e di v sono tipici rispettivamente di terreno aerato, di terreno compatto e di argillite

Fig. 12 – Resolution vs. travel-path for an amplitude attenuation of 20 dB corresponding to a reduction of the signal amplitude of 100 times with respect to the source. The values of Q and v are typical respectively of uncompacted soil, compacted soil and shale

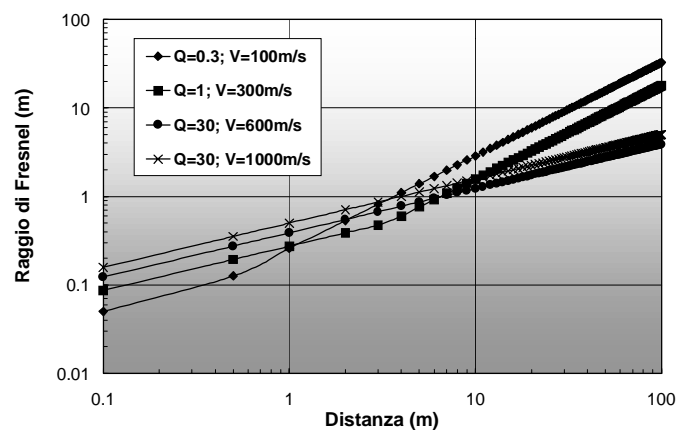


Fig. 13 – Relazione tra risoluzione e distanza per un'attenuazione di 54 dB in ampiezza che corrisponde ad una dinamica di 18 bit, superata dalla maggior parte dei sismografi commerciali

Fig. 13 – Resolution vs. travel-path for an amplitude attenuation of 54 dB corresponding to a 18 bit dynamic, typical of commercial seismographs

Dai grafici sopra riportati si evince come già a 10 m di distanza dalla sorgente la risoluzione ottenibile decresca rapidamente, in particolare per i mezzi con caratteristiche scadenti.

Il grafico di Fig. 13 fa riferimento alla propagazione di un segnale al limite delle possibilità di misura dei recenti sismografi e presuppone dunque di operare in condizioni molto

sfavorevoli del rapporto segnale/rumore. Un accurato trattamento dei dati deve dunque essere previsto nelle applicazioni che richiedano risoluzioni elevate.

Le fasi di trattamento dati che possono condurre ad una sezione sismica interpretabile possono essere riassunti nel seguente schema (Yilmaz O., 1987):

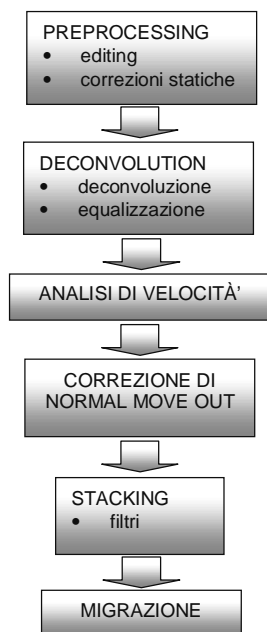


Fig. 14 – Diagramma di flusso illustrativo delle fasi di trattamento dei dati al fine di ottenere una sezione sismica interpretabile (da Yilmaz O., 1987)

Fig. 14 – Flow chart illustrating the phases of data processing in order to obtain an interpretable seismic section (from Yilmaz O., 1987)

I dettagli sulle procedure di trattamento dati ed interpretazione possono essere reperiti sul testo di Yilmaz O. (1987) e di Reynolds J. (1997). Gli scopi principali della procedura proposta sono fondamentalmente ottimizzare la risoluzione (*deconvoluzione*), incrementare il rapporto segnale/rumore (*stacking*), collocare nella corretta posizione i riflettori (*migrazione*), producendo una sezione sismica che possa essere interpretata per fornire informazioni sui caratteri strutturali delle formazioni indagate.

Per indagini su terreni sciolti superficiali è peraltro importante tenere conto in fase interpretativa che sono frequentemente misurabili valori di velocità molto bassi (inferiori a 100 m/s per le onde di compressione) (Baker et Al., 1999 e Bachrach R. & Nur A., 1998) e che i valori della velocità sia delle onde di compressione che delle onde di taglio si presentano più dispersi di quanto non avvenga per i materiali consolidati che forniscono stime di velocità più consistenti (Suyama K. et Al., 1998). Recenti studi hanno inoltre messo in evidenza come valori estremamente bassi della velocità possano essere misurati in sabbie parzialmente sature (Mavko G.C.C. & Mukerji T., 1995; Bachrach R. & Nur A., 1998).

Sismica a rifrazione

La tecnica sismica a rifrazione è diffusamente applicata in ambito ingegneristico anche grazie alla rapidità in fase di acquisizione e alla globale economicità di questa tecnica se confrontata alla sismica a riflessione. Le considerazioni svolte in precedenza riguardo le caratteristiche della strumentazione per la sismica a riflessione restano valide, a grandi linee, anche per quanto concerne le tecniche a rifrazione, con l'eccezione

per la frequenza propria dei geofoni che è normalmente più bassa (4 – 30 Hz, Reynolds J., 1997). Non pare quindi proficuo dedicare nel presente contesto particolare spazio ai principi di base del metodo a rifrazione quanto piuttosto soffermarsi sui limiti risolutivi di questa tecnica di indagine. In particolare, pare utile ricordare come in situazioni stratigrafiche caratterizzate dalla presenza di strati aventi un'impedenza meccanica inferiore rispetto a quella degli strati sovrastanti il metodo sismico a rifrazione non è applicabile. Esistono inoltre mezzi stratificati che, pur presentando valori di velocità sempre crescenti con la profondità, sono caratterizzati da contrasti di velocità e spessori degli strati tali per cui le onde rifratte da un orizzonte veloce giungono in superficie e vengono rilevate prima delle onde rifratte dallo strato sovrastante che non viene dunque identificato.

Questo problema, noto come problema dello "strato nascosto" non comporta solo la non identificazione di uno strato ma introduce errori, talvolta macroscopici, sulla stima dello spessore dello strato sovrastante e delle profondità degli orizzonti rifrattori sottostanti lo strato nascosto.

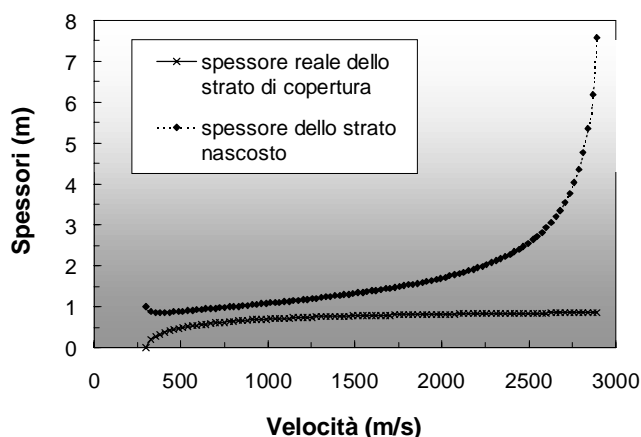


Fig. 15 – Relazione tra velocità, possibile spessore dello strato nascosto e relativo spessore reale dello strato di copertura per una situazione stratigrafica apparente di due strati con uno strato di copertura con spessore apparente di 1 m e velocità di 300 m/s ed un substrato con velocità 3000 m/s

Fig. 15 – Relation among velocity, depth of a potential hidden layer and relative real depth of the overburden for a layered apparent situation with two layers: an overburden with apparent depth of 1 m and velocity of 300 m/s and a bedrock with a velocity of 3000 m/s

Prescindendo da queste limitazioni, che sono intrinseche al metodo e non possono essere superate né migliorando le procedure di acquisizione né utilizzando particolari procedure di trattamento dei dati e di interpretazione, la tecnica sismica a rifrazione può fornire il valore di velocità delle onde di compressione e delle onde di taglio anche nel caso di orizzonti rifrattori con andamento non piano e con variazioni laterali della velocità. E' implicito che per situazioni geologicamente complesse sia necessario effettuare un adeguato numero di energizzazioni ed utilizzare opportune tecniche interpretative quali il metodo GRM (*Generalized Reciprocal Method*) per la cui trattazione si rimanda al testo di Palmer D. (1980) o alle tecniche di inversione tomografica (si veda la sezione 5.2.3). Per quel che concerne i problemi di risoluzione, valgono le stesse considerazioni espresse per le indagini sismiche a riflessione.

La messa a punto di efficaci sorgenti per la generazione di perturbazioni con marcate componenti di taglio e lo studio di nuovi trasduttori che facilitano l'individuazione dei tempi di primo arrivo per le onde S (Sambuelli L. & Deidda G., 1999) permettono di ottenere informazioni che riguardano non

soltanto i caratteri litologici e strutturali dei depositi ma anche i parametri di stato.

Analisi spettrale di onde superficiali

La diffusione in ambito geotecnico dei metodi di caratterizzazione dei depositi basati sull'uso delle onde superficiali ha avuto un forte impulso a partire dagli anni '80 con l'introduzione del metodo SASW (Spectral Analysis of Surface Waves) (Stokoe II et Al., 1988).

Tale metodo si basa sull'uso delle proprietà dispersive delle onde superficiali (in modo particolare delle onde di Rayleigh) generate sulla superficie libera da un oscillatore armonico oppure da una sorgente impulsiva, per determinare attraverso un processo matematico di inversione, il profilo di velocità delle onde di taglio di un deposito.

Come menzionato nella sezione 4, in mezzi eterogenei le onde di Rayleigh subiscono gli effetti della dispersione geometrica che determinano una dipendenza della velocità di propagazione delle onde superficiali dalla frequenza di eccitazione. Poiché onde di diversa frequenza si propagano con lunghezze d'onda diverse, esse risultano "sensibili" alla eterogeneità meccanica del profilo stratigrafico che si riflette nella variazione della velocità di fase (ma anche nella velocità di gruppo) di tali onde con la frequenza. Con riferimento alla Fig. 16, se per esempio lo strato 1 è caratterizzato da una impedenza meccanica inferiore rispetto a quella degli strati 2 e 3, tale aspetto stratigrafico determinerà una velocità di propagazione delle onde di Rayleigh crescente al diminuire della frequenza.

La curva rappresentativa della variazione della velocità di fase o di gruppo delle onde di Rayleigh con la frequenza di eccitazione è nota in letteratura come *curva di dispersione*. Essa costituisce un "indicatore" della variazione della rigidità di un deposito con la profondità.

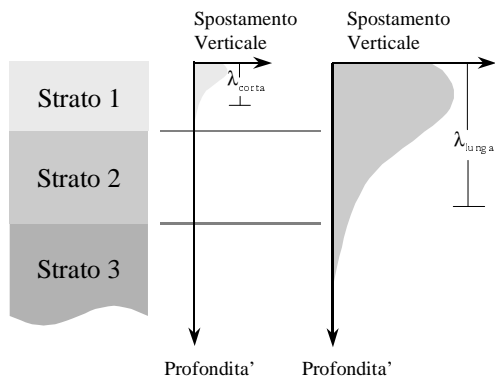


Fig. 16 – Dipendenza della profondità d'indagine dalla frequenza di eccitazione nella prova SASW
 Fig. 16 – Dependence of depth of investigation from the frequency of excitation in SASW testing

Sperimentalmente, la curva di dispersione è determinata utilizzando il cosiddetto *metodo a due-stazioni*. Lo schema del metodo è illustrato in Fig. 17 e consiste nel rilevamento mediante una coppia di ricevitori (in genere vengono utilizzati geofoni aventi una frequenza naturale variabile tra 1 e 5 Hz), dei segnali vibratorii indotti in superficie da una sorgente impulsiva o a controllo automatico.

La velocità di fase V_R in funzione della frequenza ω di eccitazione è calcolata dalla fase dello spettro di potenza mutuo

$G_{r_1 r_2}(\omega)$ dei segnali rilevati ai due ricevitori posti alle distanze r_1 ed r_2 dalla sorgente, secondo la relazione:

$$V_R(\omega) = \frac{\omega(r_2 - r_1)}{\arg[G_{r_1 r_2}(\omega)]} \quad [5]$$

dove il simbolo $\arg[\dots]$ denota l'argomento di un numero complesso. Le operazioni di trattamento dei segnali nel dominio delle frequenze vengono compiute in tempo reale da un analizzatore dinamico dei segnali a cui i due ricevitori (ed eventualmente la sorgente) sono collegati (vedi Fig. 17).

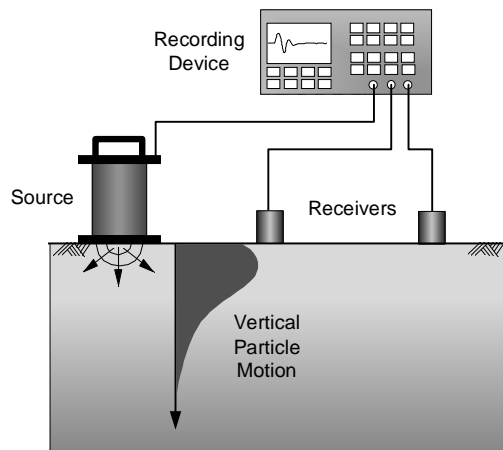


Fig. 17 – Configurazione tipica usata nella prova SASW (da Lai C. & Rix G., 1998)
 Fig. 17 – Typical configuration used in SASW testing (from Lai C. & Rix G., 1998)

La curva di dispersione sperimentale è costruita facendo uso di diverse spaziature dei ricevitori e tipologie di sorgente in modo da coprire un intervallo sufficientemente ampio di frequenze. Le sorgenti più utilizzate sono mazze, gravi lasciati cadere da una certa altezza, e vibratorii elettromeccanici. La scelta sulla spaziatura minima da adottare tra i ricevitori è principalmente una funzione della risoluzione desiderata per gli strati più superficiali, mentre quella relativa alla spaziatura massima dipende dalla profondità di indagine. Nell'adozione delle spaziature minime e massime tra geofoni è anche importante considerare gli effetti del *campo vicino* (il cosiddetto *near-field*) e dello *spatial-aliasing*. Gli effetti del campo vicino riguardano l'influenza esercitata dalle onde di volume sui segnali rilevati dai ricevitori. Il fenomeno dello *spatial-aliasing* invece, è l'equivalente spaziale del campionamento di un segnale nel dominio del tempo ad una frequenza inferiore alla frequenza di Nyquist (Lai C. & Rix G., 1998).

Una volta costruita la curva sperimentale di dispersione, la fase interpretativa della prova SASW è completata dal processo numerico di *inversione* di questa curva per ottenere il profilo di velocità delle onde di taglio. L'analisi di inversione viene compiuta utilizzando un algoritmo che simula teoricamente, secondo alcune ipotesi semplificative, il fenomeno della propagazione delle onde superficiali in un deposito di terreno, quest'ultimo idealizzato come un semispazio elastico costituito dalla sovrapposizione di un certo numero di strati omogenei. L'obiettivo dell'algoritmo di inversione è la determinazione di quel profilo incognito di velocità delle onde di taglio la cui curva di dispersione teorica calcolata con la simulazione

numerica approssima al meglio quella determinata sperimentalmente.

Come verrà illustrato nella sezione 9, i problemi inversi sono spesso matematicamente *mal-posti* a causa della non-unicità della loro soluzione. Tale problema, peraltro comune a molti problemi geofisici, implica nel caso della prova SASW che all'inversione della curva sperimentale di dispersione relativa ad un sito possa corrispondere più di un profilo di velocità delle onde di taglio.

Nella procedura di inversione della curva sperimentale di dispersione viene spesso considerata l'ipotesi semplificativa di trascurare i modi di propagazione delle onde superficiali superiori a quello fondamentale. Risultati di letteratura mostrano tuttavia che in profili dove l'impedenza meccanica degli strati varia irregolarmente con la profondità (profili cosiddetti *inversamente dispersivi*) una corretta analisi di inversione deve necessariamente essere di tipo multi-modale (Tokimatsu K., 1995).

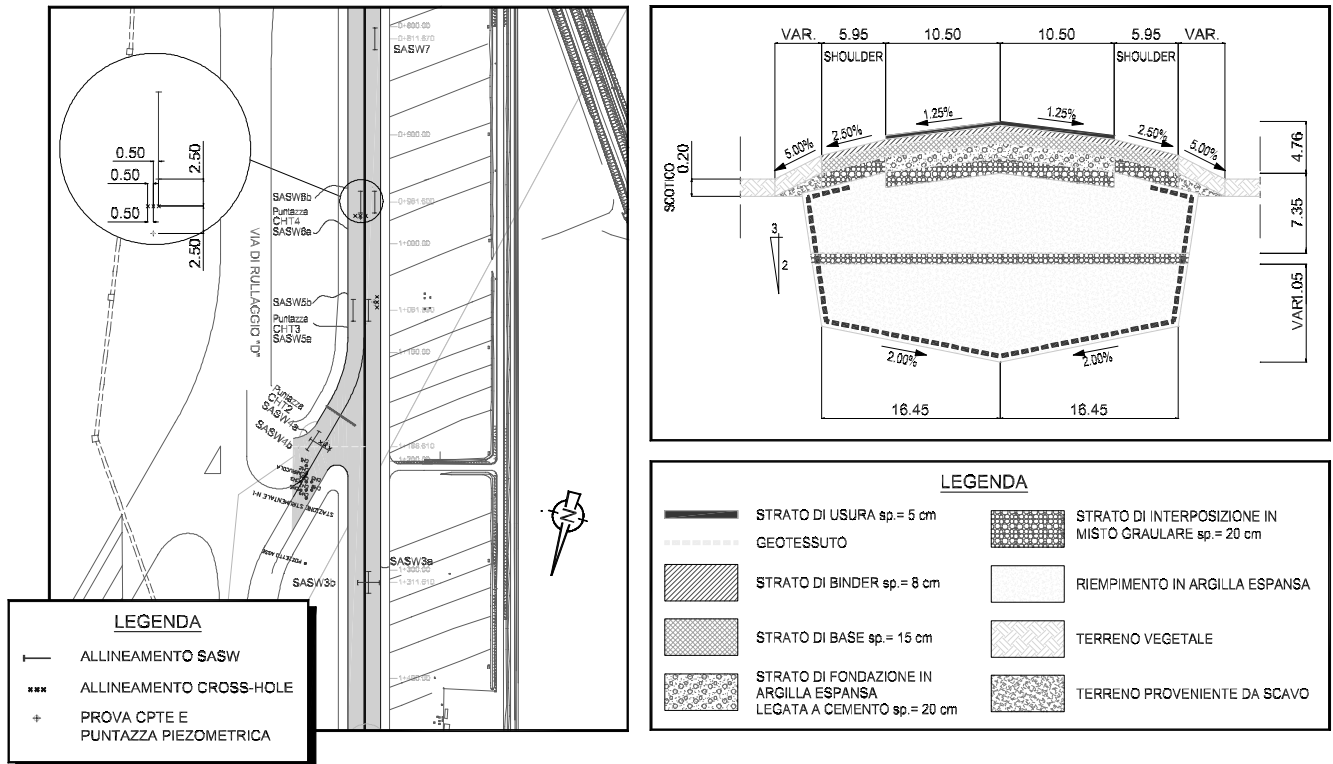


Fig. 18a – Stralcio planimetrico con ubicazione degli stendimenti SASW e sezione tipo pista “Charlie” aeroporto Leonardo da Vinci (SGI, 1999)
 Fig. 18a – Plan view with location of SASW alignments and typical cross section of runway “Charlie” at Leonardo da Vinci’s airport (SGI, 1999)

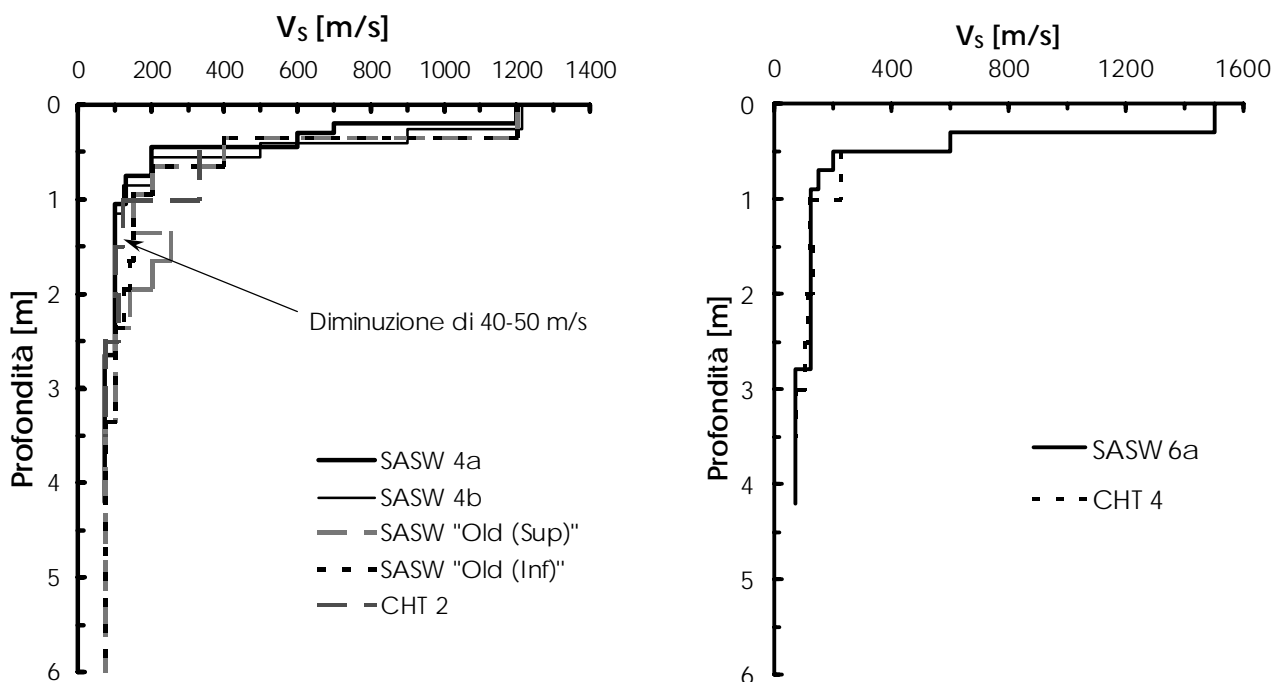


Fig. 18b – Confronto risultati prove SASW e prove cross-hole eseguite sulla pista “Charlie” aeroporto Leonardo da Vinci (SGI, 1999)
 Fig. 18b – Comparison of results from SASW and cross-hole tests performed at runway “Charlie” at Leonardo da Vinci’s airport (SGI, 1999)

Il confronto sperimentale dei risultati ottenuti dalle prove SASW con quelli di altri metodi è soddisfacente e questo spiega il successo avuto in questi ultimi anni da questa tecnica d'indagine non-invasiva. La Fig. 18a e 18b mostra una recente applicazione della tecnica SASW all'aeroporto Leonardo da Vinci di Roma Fiumicino (SGI, 1999), dove nel mese di Febbraio 1999 sono state eseguite lungo la pista di rullaggio "Charlie" 14 prove SASW allo scopo di definire i moduli di rigidità dei vari strati che compongono la sezione trasversale della pista (vedi Fig. 18a).

Poiché nella zona di raccordo della pista "Charlie" con la pista di rullaggio "Delta" erano state eseguite in una precedente campagna di indagini altre prove SASW (denominate "Old" in Fig. 18b), è stato possibile evidenziare con la nuova campagna e ad una profondità di circa 1.5-2.0 m dall'attuale pavimentazione, una diminuzione della velocità delle onde di taglio di circa 40-50 m/s (vedi Fig. 18b).

Allo scopo di convalidare i risultati della campagna di prove SASW sono anche state eseguite lungo la pista "Charlie" 5 prove cross-hole opportunamente adattate alla scala e alla geometria del problema (SGI, 1999). In generale, l'accordo tra i risultati delle prove SASW e quelli delle misure cross-hole è risultato ottimo come illustra a titolo esemplificativo la Fig. 18b.

Pur essendo notevoli i vantaggi e le potenzialità offerti dalla prova SASW, è tuttavia importante sottolineare che essa non è esente da limiti, i quali sono legati non soltanto al problema della non-unicità della soluzione, ma anche alle ipotesi che stanno alla base del metodo d'interpretazione. Tra esse è importante citare l'eterogeneità del mezzo nella sola direzione verticale (modello uni-dimensionale), e il modello stratificato. Nei depositi di terreno reali succede spesso che una o entrambe queste assunzioni siano violate.

Un'altra limitazione all'utilizzo della prova SASW è costituita dagli aspetti topografici e dalla presenza di ostacoli sulla superficie libera del deposito che possano impedire il regolare stendimento dei geofoni. Si ricorda che essa è pari a circa tre volte la profondità richiesta dall'indagine.

5.2. Tecniche innovative

Alle tecniche convenzionali brevemente descritte nelle sezioni precedenti, si sono affiancate in tempi più recenti nuove tecniche d'indagine di tipo sismico. In questa sezione verranno brevemente introdotti alcuni metodi innovativi basati sull'uso delle *onde superficiali* e la *tomografia sismica*.

Per quel che concerne i primi verranno sommariamente illustrate alcune applicazioni avanzate della tecnica SASW, sia di quella *attiva* che richiede l'utilizzo di una sorgente di energia, sia di quella *passiva* che non richiede l'uso di sorgenti artificiali ma si basa sul rilevamento ed elaborazione del rumore ambientale e dei microtremiti.

Infine verrà brevemente presentata un'introduzione alla tomografia sismica, una tecnica geofisica che ha conosciuto in tempi recenti una crescente diffusione nell'ingegneria geotecnica.

5.2.1. ONDE SUPERFICIALI – METODI ATTIVI

Nella sezione 5.1.2 è stata brevemente descritta la tecnica d'indagine SASW basata sull'uso delle onde superficiali. Il metodo ivi illustrato si riferiva all'impiego convenzionale di questa tecnica geofisica, la quale è stata oggetto in tempi recenti di nuovi sviluppi che ne hanno ampliato le sue potenzialità ai fini della caratterizzazione geotecnica. Tra gli sviluppi più recenti vengono citati:

- l'esplicito riconoscimento dell'importanza, nella valutazione del campo vibratorio indotto dalle onde di superficie, dei modi di propagazione superiori a quello fondamentale. Dati sperimentali e studi di simulazione numerica hanno consentito di rilevare che il problema della propagazione multi-modale è particolarmente sentito nei profili stratigrafici inversamente dispersivi. Diversi sono i possibili approcci per tenere conto degli effetti prodotti dalla propagazione multi-modale. Tra essi si citano la simulazione numerica della prova SASW, la procedura basata sul calcolo della velocità di fase effettiva (o apparente) derivante dalla sovrapposizione modale (Lai C. & Rix G., 1998), e il metodo comunemente adottato dai sismologi della separazione sperimentale dei modi.
- l'uso di tecniche sperimentali *multi-stazione* uni e bi-dimensionali per la misura della velocità di fase delle onde di Rayleigh. Come illustrato nella sezione 5.1.2 il metodo SASW convenzionale è basato sull'utilizzo del *metodo a due-stazioni* il quale limita in modo drastico la possibilità di risolvere i singoli modi di propagazione, produce una stima della velocità di fase dipendente dal tipo di sorgente usata, ed è suscettibile ai problemi dello *spatial-aliasing*. La decomposizione del segnale vibratorio nel dominio frequenza-numero d'onda in allineamenti uni e bi-dimensionali appare molto promettente soprattutto in relazione alla possibilità di automatizzare il procedimento di costruzione della curva sperimentale di dispersione (Foti S., 2000).
- lo sviluppo di una metodologia per la stima in sito del coefficiente di smorzamento dei depositi. La procedura sviluppata è basata sulla determinazione sperimentale della curva di attenuazione la quale è ottenuta dalla misura, con il metodo multi-stazione, del decadimento spaziale del campo vibratorio (Lai C. & Rix G., 1998). La curva di attenuazione illustra la variazione del coefficiente di attenuazione delle onde di superficie con la frequenza (vedi Sezione 3) ed è funzione delle caratteristiche dissipative del mezzo sede dei fenomeni propagatori. Nell'ipotesi di mezzo *debolmente dissipativo*, la curva sperimentale di attenuazione può essere invertita in una *analisi disaccoppiata* per ottenere il profilo del fattore di smorzamento a taglio relativo al sito esaminato (Rix G. et Al., 1999a).
- lo sviluppo di una procedura per la misura ed inversione simultanea delle curve di dispersione e di attenuazione delle onde di Rayleigh finalizzata alla determinazione robusta ed efficiente dei profili di velocità delle onde di taglio e del coefficiente di smorzamento dei depositi di terreno (Rix G. et Al., 1999b). La misura simultanea della velocità di fase e dell'attenuazione è ottenuta applicando ai metodi multi-stazione la nozione di funzione di trasferimento. L'inversione simultanea delle curve di dispersione e di attenuazione è invece basata sull'impiego di un algoritmo di *inversione accoppiata* che tiene conto della intrinseca dipendenza della velocità di fase dal coefficiente di attenuazione imposta dal vincolo di causalità fisica (vedi Sezione 3). L'algoritmo di inversione accoppiata è basato sull'uso sistematico del formalismo complesso nonché, per la risoluzione del *problema diretto*, di alcuni risultati della teoria delle funzioni analitiche (Lai C. & Rix G., 1998). È possibile mostrare che l'inversione accoppiata delle curve di dispersione e di attenuazione delle onde di superficie è, da un punto di vista matematico, un problema più *stabile* della corrispondente inversione disaccoppiata (vedi Sezione 9).

5.2.2. ONDE SUPERFICIALI – METODI PASSIVI

Un limite delle prove SASW attive è costituito dalle difficoltà di raggiungere profondità d'indagine maggiori di 20÷30 m con sorgenti non esplosive o comunque di dimensioni non eccessive. Tale limitazione può essere superata ricorrendo al metodo SASW passivo, il quale utilizzando microtremitori di lungo periodo consente d'investigare profondità variabili da meno di 50 m a diverse centinaia di metri (Tokimatsu K., 1995).

La tecnica SASW passiva richiede che vengano disposti sulla superficie libera di un deposito un grande numero di ricevitori disposti secondo un allineamento bidimensionale. Essi hanno la funzione di misurare i microtremitori causati dal rumore ambientale al fine di determinare la densità di potenza spettrale multidimensionale nel dominio frequenza-numero d'onda ($f-k$). L'energia sismica associata alle sorgenti passive si propaga tipicamente con frequenze molto basse e quindi con grandi lunghezze d'onda, consentendo di raggiungere profondità d'indagine molto superiori a quelle ottenibili con i metodi SASW attivi.

Al fine di illustrare la metodologia impiegata per le misure SASW passive, si consideri un'onda piana avente ampiezza unitaria caratterizzata da una singola frequenza angolare ω_0 (rad/sec) e da un singolo numero d'onda \mathbf{k}_0 (rad/m). Il campo d'onda può quindi essere espresso come segue:

$$z(\mathbf{x}, t) = \exp[i(\omega_0 t - \mathbf{k}_0 \cdot \mathbf{x})] \quad [6]$$

dove $z(\mathbf{x}, t)$ è uguale al campo d'onda misurato al tempo t e alla posizione rappresentata dal vettore \mathbf{x} . Il numero d'onda è la quantità vettoriale espressa da:

$$\mathbf{k}_0 = k_{0,x} \cdot \hat{\mathbf{i}} + k_{0,y} \cdot \hat{\mathbf{j}} \quad [7]$$

dove $\hat{\mathbf{i}}$ e $\hat{\mathbf{j}}$ sono due vettori unitari. La velocità di fase dell'onda è data da:

$$c_R(\omega_0, \mathbf{k}_0) = \frac{\omega_0}{|\mathbf{k}_0|} \quad [8]$$

Le seguenti due ipotesi sono alla base dell'analisi: 1) un campo omogeneo casuale di onde sismiche può essere caratterizzato dalla grandezza densità spettrale nel dominio frequenza-numero d'onda (Capon J., 1969), e 2) la componente verticale del campo d'onda è considerata essere dominata prevalentemente dalle onde di Rayleigh (Tokimatsu K., 1995).

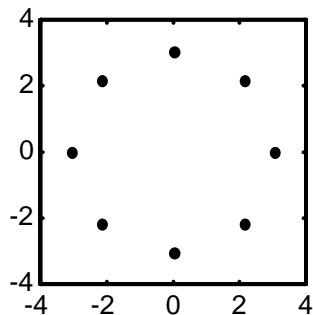


Fig. 19 – Esempio di stendimento circolare di 8 ricevitori (da Zywicki D. & Rix G., 1999)

Fig. 19 – Example of an 8-sensor circular array (from Zywicki D. & Rix G., 1999)

Le misurazioni di onde superficiali passive sono eseguite disponendo M ricevitori (geofoni o accelerometri) secondo uno stendimento bidimensionale. La Fig. 19 mostra un esempio di stendimento circolare avente $M=8$ ricevitori. La configurazione geometrica dell'allineamento ha importanti implicazioni sulla risoluzione del numero d'onda, sul fenomeno dello *spatial aliasing* e su quello del *leakage* nel dominio del numero d'onda (Zywicki D. & Rix G., 1999).

Il tremore indotto sulla superficie del terreno dal rumore ambientale è rilevato simultaneamente a ciascun ricevitore. Gli spettri di potenza mutui tra i ricevitori i -esimo e j -esimo sono calcolati mediante la seguente relazione:

$$R_{i,j}(\omega) = \overline{S_i(\omega) S_j^*(\omega)} \quad [9]$$

dove $S_i(\omega)$ è lo spettro di Fourier associato al ricevitore i -esimo, il simbolo $(\dots)^*$ indica l'operazione di coniugazione complessa, e infine $\overline{(\dots)}$ indica una quantità media. Gli spettri di potenza mutui definiti dall'Eq.[9] sono utilizzati per definire la seguente matrice di potenza spettrale:

$$\mathbf{R}(\omega) = \begin{bmatrix} R_{1,1}(\omega) & R_{1,2}(\omega) & \dots & R_{1,M}(\omega) \\ R_{2,1}(\omega) & R_{2,2}(\omega) & \dots & R_{2,M}(\omega) \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ R_{M,1}(\omega) & R_{M,2}(\omega) & \dots & R_{M,M}(\omega) \end{bmatrix} \quad [10]$$

La potenza spettrale per particolari coppie $f-k$ è determinata scrutando la matrice in diverse "direzioni" alla ricerca di numeri d'onda di tentativo. La matrice è "scrutata" con dei vettori differenza di fase esponenziali definiti da:

$$\mathbf{e}(\mathbf{k}) = \begin{bmatrix} \exp(-i\mathbf{k} \cdot \mathbf{x}_1) & \exp(-i\mathbf{k} \cdot \mathbf{x}_2) & \dots \\ \exp(-i\mathbf{k} \cdot \mathbf{x}_M) \end{bmatrix}^T \quad [11]$$

dove \mathbf{k} è il numero d'onda di tentativo. Con questa procedura la matrice [10] è scrutata in molte direzioni allo scopo di sondare il campo d'onda alla ricerca di possibili sorgenti di energia. La potenza spettrale in una particolare coppia $f-k$ è stimata usando il *metodo MVDL* (Minimum Variance Distortionless Look) (Capon J., 1969):

$$P_{MVDL}(\mathbf{k}, \omega) = \frac{1}{\mathbf{e}^H(\mathbf{k}) \mathbf{R}(\omega)^{-1} \mathbf{e}(\mathbf{k})} \quad [12]$$

dove l'operatore $(\dots)^H$ indica l'operazione matriciale di Hermitiana trasposta. Il vettore differenza di fase tenta di allineare la matrice [10] con onde piane che si propagano da una data direzione e con una data velocità di fase; se tale ricerca ha successo, nella stima dello spettro $f-k$ si osserva la presenza di un picco.

La Fig. 20 illustra due esempi di spettri $f-k$ alle frequenze di 11 Hz e 15 Hz da un sito interno al campus della Georgia Institute of Technology (Atlanta, USA) dove sono state recentemente eseguite misure SASW passive (Zywicki D. & Rix G., 1999). Il simbolo * in ciascuna figura indica la posizione del picco.

Le Eq. [7] e [8] sono quindi usate per calcolare la velocità di fase delle onde superficiali a ciascuna frequenza. L'analisi è quindi ripetuta ad altre frequenze allo scopo di definire la curva di dispersione sperimentale. Una volta che tale curva è stata

ottenuta, la procedura di interpretazione segue una procedura molto simile a quella usata nelle prove SASW attive. In particolare, il profilo di velocità delle onde di taglio è determinato utilizzando uno qualunque degli algoritmi di inversione disponibili in letteratura (Tokimatsu K., 1995; Zywicki D. & Rix G., 1999).

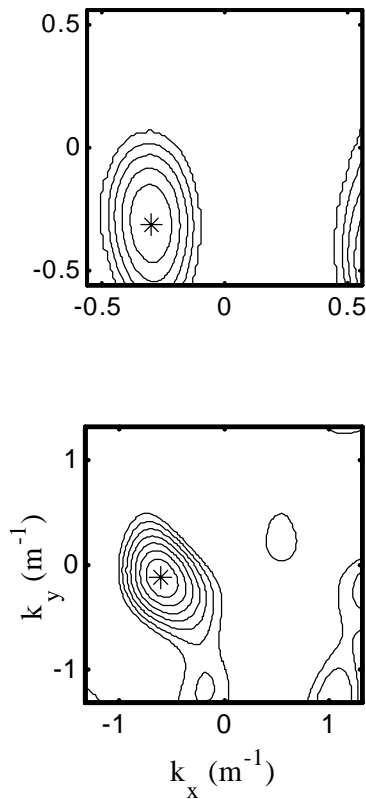


Fig. 20 – Spettro di potenza f-k stimato con la tecnica MVDL da un allineamento circolare di 8 ricevitori per frequenze di 11 Hz (figura in alto) e 15 Hz (figura in basso) (da Zywicki D. & Rix G., 1999)

Fig. 20 – MVDL f-k power spectrum estimates from an eight sensor circular array for frequencies of 11 Hz (upper panel) and 15 Hz (lower panel) (from Zywicki D. & Rix G., 1999)

5.2.3. TOMOGRAFIA SISMICA

L'uso della tomografia sismica in ingegneria geotecnica si è rapidamente diffuso in questi ultimi anni sia nel campo della ricerca scientifica, sia nelle applicazioni. La *tomografia* è la ricostruzione di oggetti bi o tridimensionali ottenuta a partire da un numero definito di proiezioni unidimensionali e variamente orientate di quegli oggetti (Gardner R., 1995).

Nelle discipline mediche la tomografia ha trovato da tempo numerose applicazioni nella ricostruzione di campi bi o tridimensionali ottenuti a partire da misurazioni eseguite sulla frontiera di una regione del corpo umano. Quando il concetto di tomografia è applicato alle discipline geofisiche, gli obiettivi generali nonché la terminologia usata in campo medico rimane per lo più invariata. Ciò che cambia marcatamente sono le scale spaziali dei rispettivi problemi tomografici e una diversa accessibilità alle frontiere dei rispettivi domini.

Una applicazione tipica dei concetti tomografici alle scienze geofisiche è costituita dalla tomografia sismica (vedi Fig. 21). La disposizione iniziale della strumentazione è analoga a quella della prova sismica cross-hole (vedi Fig. 8), tuttavia nella tomografia sismica viene eseguito un numero rilevante di misurazioni dei tempi di percorrenza delle onde sismiche. Ciascuna di esse è relativa a diverse combinazioni della posizione sorgente-ricevitore (vedi Fig. 21).

La formulazione del problema tomografico consiste nel determinare i campi incogniti di velocità delle onde sismiche, ed eventualmente i relativi fattori di smorzamento, nel dominio compreso tra i fori di sondaggio che, nell'ambito di una simulazione numerica del fenomeno propagatorio, siano in grado di riprodurre al meglio i tempi di percorrenza delle onde sismiche misurati sperimentalmente.

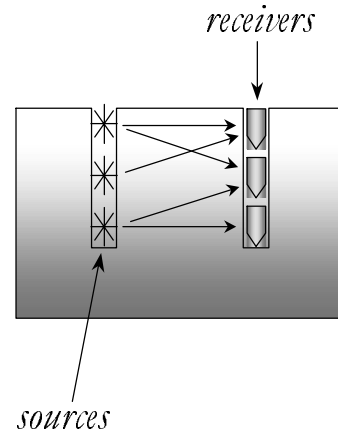


Fig. 21 – Disposizione schematica di una tomografia sismica secondo la modalità cross-hole

Fig. 21 – Schematic arrangement of seismic cross-hole tomography

La soluzione di questo problema corrisponde, da un punto di vista matematico, alla soluzione del seguente problema inverso (Menke W., 1989):

$$\begin{aligned}
 t_j &= \iint \frac{dx dy}{V(x(s), y(s))} \cdot \delta\{x(s) - x_j[y(s)]\} \frac{ds}{dy} = \\
 &= \iint \frac{dx dy}{V(x(s), y(s))} \cdot G_j(x, y) \frac{ds}{dy} = \\
 &= \int_{\mathcal{L}_j} \frac{ds}{V(x(s), y(s))}
 \end{aligned}
 \tag{13}$$

dove t_j è il tempo di percorrenza del raggio sismico j-esimo previsto teoricamente dal modello numerico, $V(x(s), y(s))$ è il campo incognito delle velocità delle onde di volume a valori complessi (nell'ipotesi di un modello costitutivo del terreno di tipo viscoelastico), $G_j(x, y)$ è il nucleo di dati (o *data kernel*), $\delta\{\dots\}$ è la distribuzione temperata di Dirac, x, y sono le coordinate Cartesiane della regione bidimensionale dove il campo $V(x(s), y(s))$ è definito, e finalmente s è la coordinata intrinseca curvilinea lungo cui il raggio sismico j-esimo si muove e la cui lunghezza complessiva è \mathcal{L}_j .

L'equazione [13] è essenzialmente un integrale di linea della grandezza inverso della velocità (anche chiamata *lentezza*) lungo il percorso compiuto da un raggio, per una data combinazione della posizione sorgente-ricevitore (vedi Fig. 21). La soluzione del problema inverso rappresentato dall'Eq.[13] (per $j = 1, N$ dove N è il numero di possibili combinazioni delle posizioni sorgente-ricevitore) richiede ovviamente che il mezzo sede dei fenomeni di propagazione, sia idealizzato secondo un determinato modello costitutivo, il quale come accennato è in questo caso il modello viscoelastico lineare.

All'interno del mezzo i raggi sismici percorrono un tragitto curvilineo (nell'ipotesi che l'eterogeneità del mezzo sia

continua) la cui forma è determinata dal principio di Fermat (vedi sezione 3). Una importante conseguenza di tale principio, è che il percorso del raggio sismico \mathcal{L} , è funzione del campo incognito di velocità $V(x(s), y(s))$ e pertanto il problema inverso rappresentato dall'Eq.[13] è *non-lineare*. Più precisamente, l'Eq.[13] è un'equazione integrale non-lineare di Fredholm del primo tipo, la cui soluzione costituisce notoriamente (Engl H., 1993) un problema matematicamente *mal-posto* (vedi sezione 9).

Se il mezzo è *debolmente* eterogeneo, l'ipotesi di raggi sismici rettilinei può essere considerata una ragionevole approssimazione, ed in questo caso l'Eq.[13] può essere risolta con l'ausilio della *trasformata di Radon* (Menke W., 1989). Questa trasformata è legata alla trasformata di Fourier da un teorema noto come *Fourier slice theorem*, il quale fornisce una "ricetta" per la ricostruzione dell'immagine bidimensionale di un campo (in questo caso il campo di lentezza $1/V(x(s), y(s))$), da una serie di *proiezioni* di questa immagine (cioè dell'integrale di $1/V(x(s), y(s))$ lungo una serie finita di linee parallele) ad angoli diversi.

L'implementazione pratica dell'algoritmo per la soluzione del problema tomografico, richiede che il problema inverso *continuo* rappresentato dall'Eq.[13], sia trasformato in un equivalente problema *discreto*. In questa trasformazione il mezzo continuo è trasformato in una grande *matrice* la cui dimensione di ciascun elemento o *pixel* rappresenta il massimo livello di *risoluzione* ottenibile dalla soluzione del problema. Quest'ultimo è deducibile dal valore del *raggio di Fresnel* (si veda la sezione sulla sismica a riflessione) e dipende tra gli altri dalla spaziatura tra i geofoni (o idrofoni) e dalla lunghezza della sezione tomografica (i.e. distanza tra i fori di sondaggio).

Come sempre accade nella soluzione dei problemi inversi, la risoluzione desiderata deve essere adeguatamente controbilanciata dalla *accuratezza* dei valori di $V(x(s), y(s))$ determinati dal processo di inversione (Menke W., 1989). Esistono diverse classi di algoritmi per la soluzione dei problemi inversi associati alla tomografia sismica (Santamarina J. & Fratta D., 1998). Tra essi vengono menzionati i metodi basati sulla inversione della matrice contenente i percorsi dei raggi sismici (algoritmi MLS, LSS, DLSS, RLSS, SVDS, etc.), metodi iterativi (algoritmi ART, SIRT, MART, etc.) e metodi basati sull'uso dell'intelligenza artificiale (reti neurali, algoritmi genetici, fuzzy-logic, inversione frattale, etc.).

6. PROPRIETÀ ELETTROMAGNETICHE DEI TERRENI

I parametri elettromagnetici costitutivi dei mezzi naturali sono la conducibilità elettrica, la permittività elettrica e la permeabilità magnetica. Tuttavia, i parametri che rivestono un ruolo importante ai fini della caratterizzazione elettromagnetica per scopi geotecnici sono la conducibilità e la permittività elettrica, ed è pertanto ad essi che si restringerà l'attenzione.

I valori dei parametri elettromagnetici sono principalmente condizionati dalle caratteristiche strutturali e tessiturali del mezzo, dalla presenza di materiale argilloso, dal contenuto in acqua, dalla concentrazione di sali disciolti nella fase fluida e dalla mobilità ionica di tali soluzioni. Le caratteristiche possono variare in funzione della frequenza del campo elettromagnetico esterno applicato e delle condizioni termiche del mezzo. Poiché la conducibilità elettrica di una soluzione elettrolitica dipende non solo dalla concentrazione degli ioni, ma anche dalla loro mobilità, una variazione di temperatura del mezzo provoca un cambiamento della mobilità ionica e di conseguenza della conducibilità. La dipendenza della

conducibilità con la temperatura ϵ' di circa 2.2 % per ogni variazione di grado centigrado.

La *conducibilità elettrica* (σ) esprime la capacità di un materiale di permettere il passaggio di una corrente elettrica (nel Sistema Internazionale questa grandezza è espressa in Siemens/m). Essa è la caratteristica principale che condiziona l'attenuazione dei segnali elettromagnetici nei mezzi naturali.

A partire dagli anni '40, sono stati sviluppati e perfezionati una serie di modelli matematici in grado di descrivere il comportamento elettrico di mezzi porosi in funzione delle caratteristiche geometriche dei grani, della porosità e del contenuto volumetrico di fluido. Il modello di riferimento è costituito dalla *legge di Archie* (Archie G., 1942), valida sia per terreni non consolidati che per formazioni coerenti. Il modello correla il valore di conducibilità elettrica del mezzo naturale con la porosità secondo la seguente relazione semi-empirica:

$$\sigma_a = \sigma_w \cdot \phi^m \quad [14]$$

dove σ_a definisce la conducibilità elettrica [in Siemens/m], σ_w è la conducibilità dell'acqua nei pori [in Siemens/m], ϕ indica la porosità del mezzo, infine m è un fattore che varia in funzione della forma dei grani e risulta compreso tra 1.2 e 1.9, rispettivamente per le forme sferiche e per frammenti piatti (Jackson et Al., 1978).

La relazione [14] è applicabile al caso di formazioni sature o prossime alla saturazione; nel caso di rocce o terreni parzialmente saturi, la conducibilità elettrica del mezzo può essere calcolata in prima approssimazione con la relazione [14] con il secondo membro moltiplicato per il grado di saturazione in acqua S_w .

La presenza di particelle di argilla in sospensione all'interno dell'elettrolito è spesso considerata come una componente aggiuntiva nella determinazione del valore della conducibilità elettrica. L'apporto della componente argillosa diventa predominante quando la concentrazione ionica è modesta e diventa trascurabile ad elevate concentrazioni ioniche.

Più in generale, i modelli esistenti in letteratura si propongono di correlare misure di conducibilità elettrica dei terreni e delle acque con la porosità, la frazione di materiale argilloso, la porosità e il grado di saturazione in acqua e il contenuto di sali disciolti nella fase fluida.

La *permittività elettrica* (ϵ) descrive l'interazione di un materiale con un campo elettromagnetico. La costante dielettrica K equivale alla permittività relativa (ϵ_r), definita come rapporto tra il valore assoluto di permittività del mezzo rispetto a quello del vuoto ($8,852 \cdot 10^{-12}$ Farad/m). La permittività elettrica è una quantità complessa, dove la parte reale (ϵ') è una misura dell'energia immagazzinata da un materiale in presenza di un campo elettromagnetico esterno; la parte immaginaria della permittività (ϵ'') è denominata fattore di perdita e indica quanto è dissipativo il materiale in presenza di un campo esterno.

Il fattore di perdita ingloba gli effetti delle perdite di dielettrico e di conducibilità. Nei solidi e nei liquidi la parte reale è sempre maggiore di 1; la parte immaginaria è sempre positiva e solitamente molto più piccola della parte reale. La permittività elettrica dei mezzi naturali assume un ruolo significativo nella propagazione dei campi elettromagnetici nel sottosuolo solo per elevati valori di frequenza (campo delle radiofrequenze). In tali condizioni e per formazioni caratterizzate da bassi valori di conducibilità, la conduzione di corrente avviene principalmente attraverso le correnti di spostamento, che agiscono a livello atomico dei materiali.

I materiali che presentano variazioni del valore di permittività elettrica con la frequenza vengono definiti

dispersivi. Fenomeni di dispersione con la frequenza si osservano soprattutto nei terreni argillosi o saturi in acqua. La tangente di perdita, definita dal rapporto tra la parte immaginaria e quella reale della permittività, caratterizza il rapporto tra l'energia dispersa e l'energia immagazzinata del campo elettromagnetico esterno.

L'attenuazione (α) definisce la modalità con cui l'energia associata alla propagazione dell'onda elettromagnetica viene attenuata per effetto di dissipazione sotto forma di calore; si esprime in dB/m o Np/m. L'attenuazione è correlata alla conducibilità ed alla permittività elettrica: all'aumentare della conducibilità elettrica, ad esempio per effetto della presenza di acqua nei terreni o per presenza di materiale argilloso, l'attenuazione aumenta. Le rocce compatte, l'acqua con scarso apporto di sali, i terreni sabbiosi asciutti presentano ridotti valori di attenuazione; viceversa i mezzi contenenti elevato contenuto di materiale argilloso sono caratterizzati da elevata attenuazione dei segnali elettromagnetici.

Nel campo delle *misure georadar* si definisce inoltre il valore della velocità di propagazione; nel vuoto essa è di circa $3 \cdot 10^8$ m/s; nei mezzi naturali tale valore si riduce in funzione della radice quadrata del valore della permittività elettrica relativa del mezzo. In generale, a parità di caratteristiche litopetrografiche i valori di velocità diminuiscono con l'aumentare del contenuto in acqua nei mezzi. In Tab. 1 sono riportati alcuni valori tipici di conducibilità e permittività elettrica dei più comuni geomateriali.

Tab. I – Valori di conducibilità e permittività elettrica di alcuni geomateriali (da Annan A. & Cosway S., 1992; Davis J. & Annan A., 1989)

Tab. I – Values of electric conductivity and permittivity of some geomaterials (from Annan A. & Cosway S., 1992; Davis J. & Annan A., 1989)

Materiali	Conducibilità (S/m)	Permittività Relativa
Aria	0	1
Acqua pura	$10^{-4} \sim 3 \cdot 10^{-2}$	81
Acqua di mare	4	81
Sabbia secca	$10^{-7} \sim 10^{-3}$	4 ~ 6
Sabbia satura con acqua	$10^{-4} \sim 10^{-2}$	30
Suolo sabbioso secco	$1.4 \cdot 10^{-4}$	2.6
Suolo sabbioso bagnato	$6.9 \cdot 10^{-3}$	25
Suolo limoso secco	$1.4 \cdot 10^{-4}$	3-4
Suolo limoso bagnato	$2.1 \cdot 10^{-2}$	19
Suolo argilloso secco	$2.7 \cdot 10^{-4}$	3-5
Suolo argilloso bagnato	$5.0 \cdot 10^{-2}$	15
Argilla satura con acqua	$10^{-1} \sim 1$	8 ~ 12

Misure di laboratorio per la determinazione delle proprietà elettromagnetiche dei terreni sono state realizzate da Santamarina J. & Fam M. (1997). La stima dei valori di permittività elettrica direttamente in sito è stata tentata da Al-Attar et Al. (1982), utilizzando i segnali trasmessi da antenne radar disposte in due fori paralleli e ricavando i profili verticali delle proprietà elettromagnetiche del mezzo.

7. ONDE ELETTROMAGNETICHE NEI TERRENI

I metodi elettromagnetici si basano sulla risposta del sottosuolo in seguito alla propagazione di un campo elettromagnetico, costituito da due vettori tra loro ortogonali, la cui ampiezza varia nel tempo; un primo vettore definisce l'intensità del campo elettrico (**E**), il secondo l'intensità del campo magnetico (**H**).

Il campo elettromagnetico può essere generato dal passaggio di una corrente alternata, sia in una bobina di ridotte dimensioni (alcuni centimetri) costituite da molti avvolgimenti, sia da una bobina con un singolo avvolgimento di grandi dimensioni (dell'ordine di metri o decine di metri).

Il campo di frequenza della radiazione elettromagnetica è molto ampio, dalle micropulsazioni atmosferiche a bassa frequenza (inferiore a 10 Hz), fino ai raggi X e raggi gamma a frequenze superiori a 10^{16} Hz, attraverso la banda del visibile alle frequenze di 10^{15} Hz. Per le applicazioni geofisiche, il campo di frequenza è compreso tra poche decine di Hertz per le *metodologie in dominio di frequenza*, fino alle radiofrequenze ($10 \div 1000$ MHz) per le *indagini georadar*. Nel campo di frequenza inferiore a 1 MHz nei terreni mediamente conduttivi, la propagazione del campo elettromagnetico avviene essenzialmente per il contributo delle correnti galvaniche. Viceversa diventa sostanziale l'apporto delle correnti di spostamento per frequenze di propagazione superiori a 1 MHz.

Nel campo delle basse frequenze (inferiori a 1 MHz), il campo elettromagnetico, generato da una bobina trasmittente, si propaga nel sottosuolo: in presenza di una struttura elettricamente conduttiva, la componente magnetica del campo primario induce la circolazione di correnti secondarie all'interno della struttura stessa. Le correnti secondarie generano un campo magnetico secondario, che viene rilevato da una bobina ricevente posta in superficie. Nelle misure in dominio di frequenza il ricevitore misura anche il campo primario, che si propaga direttamente dal trasmettitore al ricevitore nell'aria, e restituisce il valore della risultante vettoriale tra il campo primario e secondario. In genere la risposta differisce rispetto al campo primario sia in fase che in ampiezza; dall'analisi delle differenze in fase e in ampiezza si ricavano informazioni circa la natura, la forma, la geometria e la profondità della struttura elettricamente conduttiva.

Nel campo delle radiofrequenze usualmente impiegate nei sistemi georadar ($10 \div 1000$ MHz), la propagazione dell'onda elettromagnetica nel sottosuolo dipende prevalentemente dal valore di permittività elettrica del mezzo. La quantità di energia che viene riflessa da un oggetto nel sottosuolo dipende dalle caratteristiche di attenuazione del mezzo (funzione sia della permittività elettrica che della conducibilità elettrica del sottosuolo) e dalle caratteristiche fisiche dell'oggetto (forma, dimensione e proprietà elettromagnetiche).

In linea di principio, l'attenuazione è fortemente condizionata dalla conducibilità elettrica del mezzo; in terreni elettricamente conduttivi, terreni argillosi o con elevato contenuto di ioni nella fase fluida, le onde radar vengono attenuate in misura significativa, limitando la possibilità di penetrazione del segnale a pochi metri; viceversa, i mezzi lapidei e il ghiaccio costituiscono materiali dove la propagazione delle radiofrequenze è ottimale e può variare da qualche decina fino a centinaia di metri.

8. METODI ELETTROMAGNETICI

Tecniche TD e FD

Tra le tecniche elettromagnetiche attualmente più diffuse nella prospezione geofisica per scopi ingegneristici si distinguono principalmente, in base al principio di funzionamento dei diversi sistemi di misura, due metodologie: *tecniche che operano nel dominio del tempo* (TD), e *tecniche che operano nel dominio delle frequenze* (FD). Nei metodi TD le proprietà elettromagnetiche del sottosuolo vengono misurate in funzione del tempo, mentre le tecniche FD consentono di

misurare un determinato parametro elettromagnetico ad una o più frequenze di eccitazione. Il campo elettromagnetico può essere naturale, come nel caso di misure di tipo tellurico, oppure artificiale e generato in prossimità della zona di indagine.

I metodi che operano nel dominio delle frequenze (FD) di interesse in campo ingegneristico utilizzano due piccole bobine (di dimensioni centimetriche o decimetriche), una che opera da trasmettitore e l'altra da ricevitore. Le bobine sono solitamente separate tra loro da una distanza costante, che a seconda delle strumentazioni è compresa tra 0,75 m e 100 m. Le modalità di misura prevedono lo spostamento del dispositivo lungo un profilo prestabilito. La profondità di indagine dipende principalmente dalla spaziatura tra le bobine e dalla frequenza di eccitazione, solitamente compresa tra circa 300 Hz per i dispositivi a grande separazione tra le bobine, e i 20.000 Hz per gli strumenti con distanza tra le bobine di 0,75 m.

Tra le differenti soluzioni in termini di strumentazione di misura si annoverano le *tecniche Slingram* e gli strumenti denominati *Ground Conductivity Meter*. Questi ultimi costituiscono un dispositivo particolare che consente di ricavare dalla componente in fase del campo magnetico secondario, misurato alla bobina ricevente, il valore della conducibilità elettrica apparente (vedi Fig. 22). La descrizione dettagliata delle diverse metodologie è riportata nel testo di Frischknecht F. et Al. (1991).

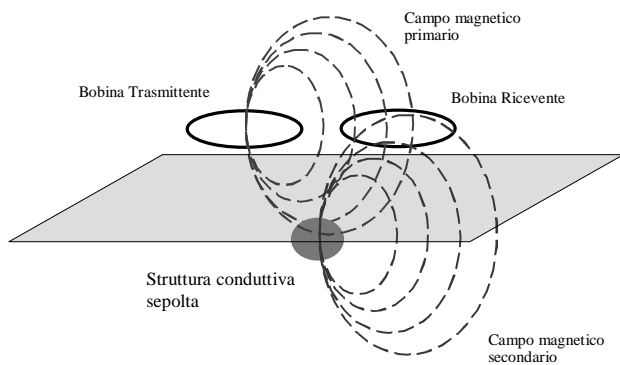


Fig. 22 – Principio di funzionamento della propagazione nel campo magnetico primario e secondario relativo a rilievi elettromagnetici (da Frischknecht F. et Al., 1991)

Fig. 22 – Principle of functioning of propagation in the primary and secondary magnetic field relative to electromagnetic surveys (from Frischknecht F. et Al., 1991)

Le tecniche che operano nel dominio delle frequenze (FD) sono utilizzate per la mappatura delle proprietà elettromagnetiche del sottosuolo in siti di interesse in campo ingegneristico. In tale contesto, i campi applicativi sono molteplici e comprendono la caratterizzazione dei siti contaminati, l'identificazione di oggetti e strutture sepolte, la verifica del grado di compattazione dei terreni, la verifica della continuità ed integrità di diaframmi e barriere di contenimento, la caratterizzazione della qualità dello strato di impermeabilizzazione delle discariche.

Nei metodi che operano nel dominio del tempo (TD o TDEM), il campo primario viene applicato per mezzo di impulsi della durata di pochi millisecondi. Il campo secondario invece, viene misurato in assenza del campo primario, in un intervallo temporale di 10 o 100 ms, dall'istante in cui viene annullato il campo primario. Questo principio di funzionamento consente misure più stabili ed accurate rispetto a quanto ottenibile con dispositivi in dominio di frequenza, dove il campo secondario viene misurato in presenza del campo primario, con conseguenti limitazioni sulla qualità dei

dati misurati. Anche in questo caso, come per i dispositivi in dominio di frequenza, esiste una vasta gamma di strumentazioni e di configurazioni di bobine trasmettenti e riceventi. Anche qui, una descrizione dettagliata dei principi di funzionamento e delle diverse configurazioni di misura delle apparecchiature è riportata nel testo di Frischknecht F. et Al. (1991).

Nel contesto delle indagini a piccola profondità, i sistemi TDEM sono in grado di operare con elevata risoluzione verticale e in un campo di profondità compreso tra 5-100 m, con strumentazione a bassa potenza (qualche centinaio di watt). La capacità risolutiva laterale è invece condizionata dalle geometrie delle bobine trasmettenti (qualche decina di metri per lato). Pertanto tali metodologie trovano un efficace impiego nella caratterizzazione geologico-stratigrafica o idrogeologica dei siti di interesse ingegneristico, dove spesso vengono utilizzate a completamento di indagini di *tomografia elettrica*.

Tecniche GPR

Per quel che concerne le *metodologie georadar*, l'attuale ampia diffusione di queste tecniche d'indagine è principalmente dovuta alla molteplicità di applicazioni possibili, alla relativa semplicità di acquisizione dei dati ed alle differenti tipologie di sottosuolo dove la tecnica si è dimostrata efficace. Il georadar o GPR (*Ground Probing Radar*) si basa sulla propagazione e riflessione delle onde elettromagnetiche alle radiofrequenze comprese tra 10 MHz e 1000 MHz.

L'energia elettromagnetica viene irradiata nel sottosuolo sotto forma di impulsi, per mezzo di un antenna trasmittente. In funzione delle caratteristiche elettromagnetiche del mezzo, l'impulso si propaga fino ad essere parzialmente riflesso in corrispondenza delle interfacce di separazione tra due mezzi, aventi differenti caratteristiche elettriche (ad esempio oggetti metallici sepolti in un terreno oppure interfacce lito-stratigrafiche). Il segnale riflesso viene captato da una antenna ricevente, la quale può essere fisicamente accoppiata con l'antenna trasmittente, oppure essere separata da questa.

Per approfondimenti sulla teoria della propagazione delle onde alle radiofrequenze e sulle tecniche di acquisizione e di elaborazione dati georadar si rimanda alla letteratura specialistica (Davis J. & Annan A., 1989; Ulaby F., 1996). Infine si segnala il lavoro di Goodman D. (1994) nel quale sono riportati interessanti applicazioni georadar per indagini a piccola profondità in campo ingegneristico e archeologico nonché utili approfondimenti relativi al trattamento dei dati.

Tra le applicazioni più frequenti della tecnica GPR sono comprese le indagini per l'individuazione di reti tecnologiche sepolte, lo studio del degrado di manti stradali o di piste aeroportuali, le ricerche per rilevare strutture archeologiche sepolte (Goodman D., 1994). Di recente si sono delineate nuove applicazioni in campi più specifici quali:

- l'analisi non distruttiva di murature antiche e recenti per progettare interventi di restauro strutturale;
- la meccanica delle rocce per lo studio di strati superficiali rocciosi al fine di individuare fratture e discontinuità per una corretta progettazione di una coltivazione, di uno scavo o di una fondazione;
- la geotecnica e l'idrogeologia con lo studio di strati superficiali di depositi sabbiosi per stimarne il contenuto d'acqua e la presenza di un'eventuale inquinante (Harari Z., 1996).

In base al contesto operativo, diverse sono le esigenze richieste alla tecnica GPR in termini di profondità utile di indagine e di dettaglio:

- per indagini di tipo geologico-tecnico si richiede una moderata risoluzione spaziale (frequenze da qualche decina di megahertz fino a 500 MHz) ma una maggiore profondità utile di indagine (da pochi metri a qualche decina di metri);
- per indagini e controlli non distruttivi su strutture e manufatti si richiede elevata capacità risolutiva. In questo caso le frequenze adottate dai dispositivi radar sono usualmente superiori a 1 GHz e le profondità di indagine raramente superano il metro.

Esempio applicativo

Nel seguito viene illustrata una applicazione dei metodi elettromagnetici che operano nel dominio delle frequenze (FD). L'esempio si riferisce ad un rilievo elettromagnetico con strumentazione GEM-300 (G.S.S.I.-USA) che opera nel campo di frequenza compreso tra 300 e 20000 Hz. Il rilievo è stato realizzato in un'area morfologicamente difficile per la presenza di alcune zone dove era già stato preventivamente eseguito lo scavo e a causa di alcuni elementi di natura antropica (costruzioni metalliche).

Al rilievo geofisico, si richiedeva di individuare la presenza di zone di accumulo di rifiuti inerti costituiti dai fanghi di scarto della lavorazione di materiale di cava. Tali zone costituivano elemento di potenziale pericolo per la stabilità delle opere di fondazione di un impianto industriale che avrebbe dovuto sorgere su questa area. La mappa di Fig. 23 riproduce la distribuzione del valore di componente in fase ottenuto alla frequenza di 6625 Hz, e acquisito con dispositivo multifrequenza in grado di operare nel campo compreso tra i 300 e i 20.000 Hz.

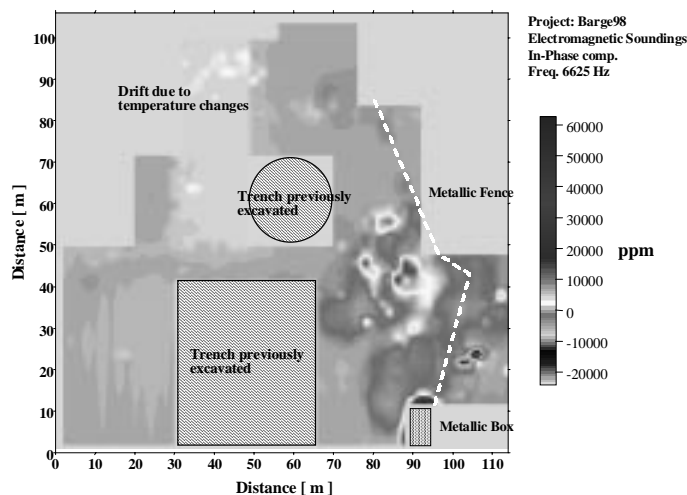


Fig. 23 – Esempio di rilievo elettromagnetico in dominio di frequenza (6625 Hz). La componente in fase, qui rappresentata, si rileva particolarmente sensibile per l'individuazione di zone di accumulo di materiale ferroso, nella vecchia discarica di materiali inerti

Fig. 23 – Example of an electromagnetic frequency domain survey (6625 Hz). The in-phase component shown in the figure reveals to be particularly suitable to ferrous material detection in an old burrow

In prima approssimazione tale mappa si riferisce alla distribuzione delle proprietà elettromagnetiche come contributo degli strati più superficiali del sottosuolo, fino ad una profondità presunta di circa 3-4 m. Le aree di forte anomalia nella risposta individuano le zone a maggiore concentrazione del fango di lavorazione delle pietre. Per contro, la zona con deboli variazioni del parametro investigato, posta nella parte

più a sinistra della mappa, coincide con le zone di deposito alluvionale grossolano non interessate dalla precedente discarica.

La conferma delle marcate variazioni delle caratteristiche elettriche determinate dalla presenza dei fanghi rispetto agli altri materiali inerti, essenzialmente macerie e detriti di edilizia, e rispetto al materiale in posto, è fornita in dettaglio dalla tomografia elettrica riportata in Fig. 24.

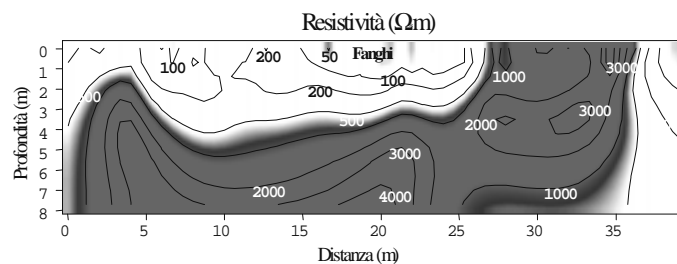


Fig. 24 – Sezione di tomografia elettrica (valori in Ohm m) eseguita in corrispondenza della zona di massima anomalia individuata dalla indagine elettromagnetica (si veda la Fig. 23). Il fango argilloso, elettricamente molto conduttivo, si distingue nella zona più superficiale della discarica dalla formazione alluvionale sabbioso-ghiaiosa in posto

Fig. 24 – Resistivity tomography (Ohm m) performed along a profile crossing the main anomaly of the map of Fig. 23. The clay mud, very conductive, is clearly visible in the shallower zone

Tale sezione è stata realizzata in corrispondenza di una zona di anomalia individuata dall'indagine elettromagnetica. Dalla distribuzione dei valori di resistività elettrica (che è l'inverso della conducibilità) è evidente il netto contrasto tra la zona che delimita la presenza dei fanghi e la formazione detritico-alluvionale in posto.

9. ILL-POSEDNESS DEI PROBLEMI GEOFISICI

L'obiettivo principale di molti metodi geofisici è ottenere informazioni, in genere attraverso una o più variabili di campo, della parte interna di un dominio, attraverso misurazioni eseguite alla sua frontiera (vedi Fig. 25). La formalizzazione di tale obiettivo in termini matematici conduce a formulare una classe di problemi noti come *problemi inversi* (Engl H., 1993), i quali sono conosciuti per essere problemi matematicamente *mal posti* o *instabili* (nel senso di Hadamard).

Delle tre condizioni poste da Hadamard ad un problema matematico affinché esso risulti ben-posto, la condizione più frequentemente violata nei problemi inversi è quella relativa all'unicità della soluzione. L'esistenza di più di una soluzione implica che per uno stesso insieme di dati sperimentali (ad esempio una matrice di misurazioni dei tempi di percorrenza delle onde sismiche per una prefissata combinazione di posizioni sorgente-ricevitore) possono corrispondere più profili stratigrafici.

La non-unicità nella soluzione di un problema inverso è quasi sempre dovuta ad una di queste due cause o ad una loro combinazione: a) insufficienza nel contenuto di informazione dei dati misurati, b) l'informazione contenuta nei dati sperimentali non è completamente indipendente, almeno in certe regioni del dominio di definizione della soluzione. In entrambi i casi i dati misurati non costituiscono un vincolo sufficiente affinché il problema abbia un'unica soluzione.

Quando si interpretano dati sperimentali relativi a prove geofisiche occorre sempre tenere presenti le intrinseche

difficoltà derivanti dal problema della non-unicità della soluzione e più in generale della *ill-posedness*. In letteratura esistono diverse strategie per mitigare il problema della non-unicità del processo di inversione di dati geofisici (Menke W, 1989; Engl H., 1993).

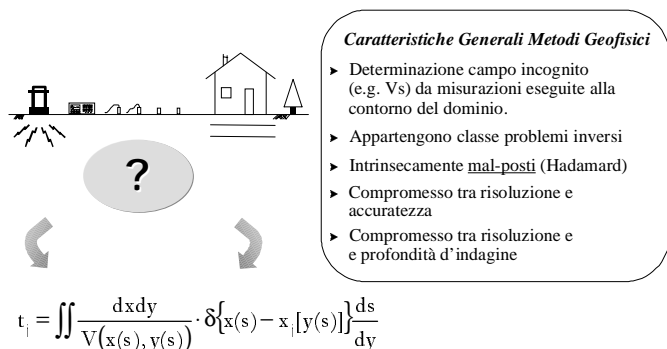


Fig. 25 – Impostazione generale del problema geofisico
 Fig. 25 – *General set-up of the geophysical problem*

Alcune di esse consistono nel vincolare la soluzione o le sue funzioni derivate a possedere determinate proprietà di comportamento globale come ad esempio la regolarità; altre invece consistono nell'introdurre nel problema dell'informazione *nota a priori*.

10. CONSIDERAZIONI FINALI

In questo articolo sono state illustrate alcune tra le più importanti tecniche geofisiche oggi utilizzate per la caratterizzazione geotecnica dei depositi di terreno. Al fine di meglio apprezzare e mettere in evidenza le potenzialità ma anche i limiti di ciascun metodo geofisico sono stati brevemente richiamate alcune definizioni relative alle proprietà meccaniche ed elettromagnetiche dei terreni, unitamente ad alcuni aspetti essenziali sulla propagazione in questi materiali di onde sismiche ed elettromagnetiche.

Le prove geofisiche costituiscono un eccellente mezzo d'indagine per determinare i parametri di stato e di comportamento dei terreni riferiti al loro *stato iniziale*. Alcune di queste prove sono non-invasive e quindi possono essere eseguite direttamente da piano campagna senza la necessità di eseguire fori di sondaggio o introdurre sonde. Esse consentono di ottenere in modo rapido ed economico importanti informazioni sulle proprietà fisiche, e di comportamento dei geomateriali ma anche relative alle caratteristiche stratigrafiche, litologiche e macrostrutturali dei depositi. Alcune di loro come le tecniche elettromagnetiche, risultano anche utili nella individuazione di cavità o di strutture sotterranee naturali o artificiali.

I metodi geofisici non sono tuttavia esenti da limitazioni. I risultati da essi forniti sono spesso di difficile interpretazione, e spesso la formalizzazione in termini matematici di un problema geofisico conduce alla formulazione di problemi inversi che sono intrinsecamente *mal-posti* poiché la loro soluzione viola la condizione di unicità.

Nell'opinione degli autori, i migliori risultati ai fini della caratterizzazione geotecnica si ottengono associando i vantaggi delle prove geofisiche a quelli delle prove geotecniche convenzionali.

RINGRAZIAMENTI

Il primo Autore desidera esprimere un sincero ringraziamento allo Studio Geotecnico Italiano s.r.l. (Milano) per il supporto e l'assistenza fornita nella stesura di questo lavoro e per la gentile concessione alla pubblicazione dei dati sperimentali relativi alle prove geofisiche eseguite all'Aeroporto Leonardo da Vinci (Roma).

BIBLIOGRAFIA

1. Burland J.B. (1990) "On the Compressibility and Shear Strength of Natural Clays" *Geotechnique* 40, No.3, pp. 329-378.
2. Lai, C.G. and Rix, G.J. (1998). "Simultaneous Inversion of Rayleigh Phase Velocity and Attenuation for Near-Surface Site Characterization.", Georgia Institute of Technology, School of Civil and Environmental Engineering, Report No. GIT-CEE/GEO-98-2, July, 1998, 258 pp.
3. Ishihara, K. (1996). "Soil Behaviour in Earthquake Geotechnics.", Oxford Science Publications, Oxford, UK, pp. 350.
4. Aki, K., and Richards, P.G. (1980). "Quantitative Seismology: Theory and Methods.", W.H. Freeman and Company, San Francisco, 932 pp.
5. Kramer, S.L. (1996). "Geotechnical Earthquake Engineering.", Prentice-Hall, New Jersey, pp.653.
6. White, J.E. (1983). *Underground Sound: Applications of Seismic Waves*. Elsevier Science, 253 pp.
7. Mok, Y.J., Sanchez-Salinerio, I., Stokoe, K.H., II, and Roesset, J.M. (1988). "In Situ Damping Measurements by Crosshole Seismic Method.", *Earthquake Engineering and Soil Dynamics II - Recent Advances in Ground Motion Evaluation*, ASCE Geotechnical Special Publication No. 20, J.L. Von Thun, Ed., 305-320.
8. Robertson, P.K., Campanella, R.G., Gillespie, D., and Rice, A. (1985). "Seismic CPT to Measure In-Situ Shear Wave Velocity.", *Publication, Measurement and Use of Shear Wave Velocity for Evaluating Dynamic Soil Properties*, ASCE, New York, pp. 18-34.
9. Kanecko et Al. (1990). "Low-Frequency Shear Wave Logging in Unconsolidated Formations for Geotechnical Applications.", *Geophysical Applications for Geotechnical Investigations*, ASTM STP 1101, F.L. Paillet and W.R. Saunders, Eds. ASTM, Philadelphia, pp. 79-98.
10. Steeples, D.W, Baker, G.S., Schmeissner, C.M., Macy, B.K. (1999) "Geophones on a board". *Geophysics*, 64, n 03, 809-814.
11. Van der Veen, M., Green, A.G. (1998) "Land streamer for shallow seismic data acquisition: evaluation of gimbal-mounted geophones". *Geophysics*, 63, n04, 1408-1413
12. Reynolds, J.M. (1997) "An introduction to applied and environmental geophysics". Wiley and Sons.
13. Miller, R.D., Pullan, S.E., Steples, D.W., Hunter, J.A. (1986) "Field comparison of shallow P-Wave seismic sources" *Geophysics*, 55, n 11, 2067-2092.
14. Doll, W.E., Miller, R.D., Xia, J. (1998) " A non-invasive shallow seismic source comparison on the Oak Ridge Reservation, Tennessee" *Geophysics*, 63, n04, 1318-1331.
15. Buhemann, J., Holliger, K. (1998) "Comparison of high-frequency seismic sources at the Grimsel test site, central Alps, Switzerland" *Geophysics*, 63, n04, 1363-1370.

16. White, R.E. (1992) "The accuracy of estimating Q from seismic data". *Geophysics*, 57, n 11, 1508-1511
17. Dasgupta, R., Clark, R.A. (1998) "Estimation of Q from surface seismic reflection data" *Geophysics*, 63, n 06, 2120-2128.
18. Yilmaz, O. (1987) "Investigation in geophysics. Vol.2: seismic data processing" Tulsa SEG.
19. Baker, G., Steeples D.W., Schmeissner C. (1999) "In situ high frequency P-wave measurements within 1 m of the earth's surface". *Geophysics*, 64, n 02, 323-325.
20. Barchrach, R., Nur, A. (1998) "High resolution shallow seismic experiments in sand. Part II: velocities in shallow unconsolidated sand " *Geophysics*, 63, n 04, 1234-1240.
21. Suyama, K. Imai, T., Ohtomo, H. Ohta, Takahashi, T. (1998) "Delineation of structures in alluvium and diluvium using SH waves reflection and VSP methods". *Shear waves Exploration, Geophysical development n1, SEG.*
22. Mavko G.C.C. & Mukerji T. (1995). "Fluid substitution: estimating changes in V_p without knowing V_s " *Geophysics*, 60, No. 04, 1348-1356.
23. Palmer, D. (1980) "The generalized reciprocal method of seismic refraction interpretation" Tulsa SEG.
24. Sambuelli L. & Deidda G.P. (1999). "Swiphone: new seismic sensor with increased response to SH waves.", *Proc. of 5th EEGS-ES Meeting, Budapest, SEP5. Italian patent TO98A4000030.*
25. Stokoe, K.H., II, Nazarian, S., Rix, G.J., Sánchez-Salinero, I., Sheu, J.C., and Mok, Y.J. (1988). "In Situ Seismic Testing of Hard-to-Sample Soils by Surface Wave Method," *Earthquake Engineering and Soil Dynamics II - Recent Advances in Ground Motion Evaluation, ASCE Geotechnical Special Publication No. 20, J.L. Von Thun, Ed., 264-278.*
26. SGI (1999). *Indagini Geofisiche Pista Charlie – Aeroporto Leonardo da Vinci, Roma, Relazione Tecnica Interna, Studio Geotecnico Italiano s.r.l., Febbraio 1999.*
27. Foti, S. (2000). "Multistation Methods for Geotechnical Characterization Using Surface Waves.", Ph.D. Dissertation, Politecnico di Torino, pp. 229.
28. Rix, G.J., Lai, C.G., Spang, A.W., Jr. (1999a). "In-Situ Measurement of Damping Ratio Using Surface Waves." Accepted for publication to *ASCE Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 29 pp.
29. Rix, G.J., Lai, C.G., and Foti, S. (1999b). " A New Technique in Surface Wave Testing for Simultaneously Determine the Experimental Dispersion and Attenuation Curves at a Site.", Submitted for publication to *ASTM Geotechnical Testing Journal*, 33 pp.
30. Tokimatsu, K. (1995). "Geotechnical Site Characterization Using Surface Waves." *Proceedings, First International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering, Tokyo*, 36 pp.
31. Capon, J. (1969). High-Resolution Frequency-Wavenumber Spectrum Analysis, *Proc. IEEE*, Vol. 57, pp. 1408-1418.
32. Zywicki, D.J. & G.J. Rix (1999) "Frequency-Wavenumber Analysis of Passive Surface Waves," *Proceedings, Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems*, pp. 75-84.
33. Gardner, R. J. (1995). "Geometric Tomography.", *Not. Amer. Math. Soc.* 42, 422-429.
34. Menke, W. (1989). "Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory.", Revised Edition, *International Geophysics Series, Vol.45, Academic Press*, 289 pp.
35. Engl, H.W. (1993). "Regularization Methods for the Stable Solution of Inverse Problems." *Surveys on Mathematics for Industry*, Vol. 3, pp. 71-143.
36. Santamarina, J.C. and Fratta, D. (1998). "Introduction to Discrete Signals and Inverse Problems in Civil Engineering.", *ASCE Press, Reston, Virginia*, pp. 327.
37. Archie, G.E. (1942) The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics, *Trans. AIME*, Vol.146, pp.54-62.
38. Jackson, P.D., Taylor Smith D., Stanford P.N. (1978). Resistivity Porosity – Particle shape relationship for marine sands. *Geophysics*, 43, pp. 1250-1268.
39. Annan A.P. & Cosway S.W. (1992). Ground penetrating radar survey design, *Sensors & Software Inc. (paper prepared for the Annual Meeting of SAGEEP, Chicago.*
40. Davis, J.L., and Annan A.P. (1989). Ground Penetrating Radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy. *Geophysical Prospecting*, 37, pp. 531-551.
41. Santamarina, J.C., Fam, M. (1997). Dielectric permittivity of soils mixed with organic and inorganic fluids (0.2 GHz to 1.30 GHz), *J. Environmental and Engineering Geophysics*, Vol.2, No.1, pp.37-51.
42. Al-Attar, A., Scott H.F., Daniels D.J. (1982). Wideband measurement of microwave characteristic of soils, *Electron. Lett.*, Vol.18, N.5, pp.194-196.
43. Frischknecht, F.C., Labson, V.F., Spies, B.R., and Anderson, W.L. (1991). Profiling methods using small sources, in *Electromagnetic methods in applied geophysics*, Vol. 2, Applications: SEG, Tulsa, OK, Nabighian, M.N., Ed.
44. Ulaby F.T. (1996). *Fundamentals of applied electromagnetics*. Prentice-Hall, Inc. Upper Saddle River, New Jersey, 407 pp.
45. Goodman, D. (1994). Ground-penetrating radar simulation in engineering and archeology. *Geophysics*, 59, 2, pp.224-232.
46. Harari, Z. (1996). Ground Penetrating Radar for imaging stratigraphic feature and groundwater in sand dunes. *J. Applied Geophysics*, 36, pp.43-52.

SUMMARY

The objective of this work is to illustrate the use of some of the most important geophysical techniques for geotechnical site characterization. Most of the interest is focused to the seismic methods because of their relevance to the applications in geotechnical engineering. The description of these methods is preceded by two brief sections dedicated to recall the definitions of soil mechanical properties and some important concepts of seismic wave propagation in soil deposits. The main purposes of these sections are a) to put in evidence, in relation to the quantities measured during geophysical testing, of the dependence of the geotechnical parameters from the constitutive model used to represent soil mechanical behaviour, and b) to recall the attention on some of the difficulties that are inherent to geophysical methods and which are related to the complexity of soils when considered as media where the propagation phenomena take place. These introductory sections are then followed by a brief description of some of the most commonly used seismic methods in geotechnical engineering and also of some advanced techniques. In the second part of the paper are then illustrated the principles and capabilities of some electromagnetic methods that have recently expanded their use in geotechnical engineering. Finally, the article is ended with a brief section dedicated to a problem affecting most geophysical problems which is that of ill-posedness.