

Affidabilità delle prove geofisiche per la caratterizzazione geotecnica in zona sismica

Sebastiano Foti

*Dipartimento di Ing. Strutturale Edile e Geotecnica, Politecnico di Torino
E-mail: sebastiano.foti@polito.it*

Parole chiave: Onde elastiche, velocità di propagazione, metodi sismici, $V_{s,30}$

SOMMARIO. Le prove geofisiche rappresentano uno strumento indispensabile per la costruzione del modello geotecnico di riferimento per le analisi sismiche. In particolare, l'evoluzione delle normative e dello stato della pratica progettuale negli ultimi anni ha portato ad un'ampia diffusione dei metodi sismici. La scelta della metodologia d'indagine dipende in maniera sostanziale dagli obiettivi della caratterizzazione e dal contesto progettuale. La valutazione dell'accuratezza e dell'affidabilità dei risultati ottenuti rappresenta un elemento chiave. La presente nota, dopo un'illustrazione dei metodi più diffusi, discute i requisiti fondamentali per l'ottenimento di risultati attendibili, considerando le incertezze epistemiche e sperimentali associate a ciascun metodo. Vengono richiamati i risultati ottenuti in alcune recenti esperienze su siti campione in cui le misure sono state ripetute utilizzando diverse tecniche e/o multiple realizzazioni della stessa tecnica. Anche un'attenta e scrupolosa esecuzione delle prove comporta margini d'incertezza, variabili in funzione delle metodologie di indagine, che devono essere tenuti in conto sia in fase di programmazione delle indagini sia in fase di analisi dei risultati sperimentali.

1 INTRODUZIONE

La risposta sismica del sito è principalmente governata dalle sollecitazioni di taglio indotte dal sisma. La valutazione dei fenomeni di amplificazione stratigrafica richiede la definizione di un adeguato modello costitutivo e la calibrazione dei relativi parametri. In particolare la velocità di propagazione delle onde di taglio, esplicitamente legata al modulo elastico di taglio a piccole deformazioni, rappresenta un parametro chiave nella costruzione del modello geotecnico di riferimento per le analisi sismiche, sia nel caso di analisi semplificate sia nel caso di analisi con modelli costitutivi avanzati. I metodi geofisici di tipo sismico consentono la sua determinazione nello stato naturale dei terreni e delle rocce, senza l'inevitabile disturbo associato al prelievo dei campioni per le prove in laboratorio, e alla scala di interesse per le applicazioni.

Anche altre tecniche geofisiche possono essere di ausilio nella costruzione del modello di riferimento, soprattutto per quanto concerne la definizione degli orizzonti stratigrafici, ma non verranno discusse nella presente nota.

La velocità delle onde di taglio o il modulo di taglio a piccole deformazioni possono anche essere stimati utilizzando le correlazioni empiriche proposte in letteratura, ad esempio quelle concernenti le prove penetrometriche dinamiche SPT o le prove penetrometriche statiche CPT

(una disamina molto dettagliata è riportata da Wair et al., 2012). A tale riguardo si osserva comunque che, considerando le incertezze insite nelle correlazioni empiriche e la dipendenza delle stesse dai dati sperimentali dai quali sono state ricavate, appare certamente preferibile fare riferimento alle prove geofisiche che consentono una valutazione diretta e più attendibile. La scarsa attendibilità delle correlazioni empiriche è peraltro confermata da diverse analisi comparative (p. es. Pietrantonì et al., 2013; Lopes et al. 2014).

In virtù della rilevanza del profilo di V_S nel determinare la risposta sismica del sito, molte normative sismiche adottano un valor medio nei primi 30 m ($V_{S,30}$) come singolo parametro di riferimento per la stima dei coefficienti di amplificazione attesi (Borcherdt, 2012). In particolare l'introduzione delle categorie di sottosuolo nelle Norme Tecniche per le Costruzioni del 2008, ha portato ad una rapida diffusione dei metodi geofisici di tipo sismico. A tale diffusione, resa possibile anche grazie alla riduzione dei costi della strumentazione e dei codici di calcolo per l'interpretazione dei dati, non sempre corrisponde un'adeguata qualità delle prove. La valutazione dell'attendibilità dei risultati forniti è pertanto essenziale.

In generale bisognerebbe distinguere l'affidabilità (ossia la ripetibilità: la possibilità di ottenere lo stesso risultato ripetendo la misura) dall'accuratezza (ossia la capacità di una misura di restituire il valore vero). La quantificazione di quest'ultima è particolarmente complessa giacché il valore vero non è noto per i parametri e le proprietà del terreno. I confronti tra i risultati risentono inevitabilmente della differente natura delle tecniche di misura e in generale non è possibile considerare alcuno dei risultati come il valore vero. Nell'ambito delle tecniche geofisiche, l'accuratezza è usualmente quantificata facendo ricorso a simulazioni numeriche in cui il valore vero del parametro è noto poiché stabilito a-priori per la costruzione del modello di riferimento. Ovviamente tale approccio rappresenta un compromesso poiché non è possibile tenere conto delle incertezze sperimentali, che inevitabilmente affliggono la misura.

Per altro verso, una valutazione statistica dell'affidabilità della misura è tipicamente impedita dalla difficoltà di ottenere, nell'ambito della caratterizzazione dei terreni, un numero di misure tali da poter essere considerato un campione rappresentativo della popolazione. Pertanto in questa nota non si cercherà di applicare una metodologia statistica per la valutazione dell'affidabilità, quanto piuttosto un approccio euristico volto a fornire gli elementi per valutare ingegneristicamente quanto i risultati di una prova siano attendibili al fine della valutazione dei parametri.

Le incertezze associate alle stime sperimentali dipendono da numerosi fattori, tra i quali:

- 1) adeguatezza della catena di misura;
- 2) validità delle ipotesi utilizzate per l'interpretazione;
- 3) perizia dell'operatore nell'esecuzione della prova e nell'interpretazione dei risultati.

L'ultimo punto potrebbe apparire per certi versi banale, ma certamente è il più difficile da quantificare. E' comunque utile discuterlo giacché rappresenta uno degli aspetti cruciali, se non il più critico in assoluto. Purtroppo lo stato della pratica per la sperimentazione sui terreni è, infatti, in molti casi lontano da quello che potrebbe ritenersi un livello accettabile. La verifica dei risultati ottenuti nelle prove sperimentali richiede una grande attenzione e una sufficiente conoscenza dei metodi da parte di chi è poi chiamato a utilizzare quei risultati stessi per la costruzione del modello geotecnico di progetto.

Nella presente nota, dopo una descrizione delle tecniche geofisiche di utilizzo corrente nella pratica ingegneristica, saranno analizzate le principali fonti d'incertezza, utilizzando alcuni casi di studio per illustrare e quantificare la variabilità dei risultati attesi.

2 I METODI

Diversi metodi d'indagine sismica possono essere utilizzati per valutare il profilo di velocità delle onde di taglio. In generale possono essere classificati in metodi in foro e metodi dalla superficie, in funzione del fatto che le misure siano effettuate prevedendo il posizionamento degli strumenti di misura rispettivamente all'interno del terreno o sul piano campagna. Spesso tale differenza è indicata utilizzando le categorie metodi invasivi e non-invasivi. Quest'ultima classificazione può però apparire fuorviante poiché in realtà tutti i metodi geofisici prevedono la misura della propagazione nel mezzo nel suo stato naturale indisturbato senza invadere il volume misurato, quindi sono tutti a rigore non-invasivi. Per inverso l'utilizzo della categoria "metodi in foro" apparentemente esclude le prove del cono sismico (SCPT) (Campanella, 1994) e del dilatometro sismico (SDMT) (Marchetti et al., 2007), che sono metodologicamente analoghe alle prove down-hole, con la sola differenza che i ricevitori sono collocati all'interno delle aste utilizzate per infiggere in profondità il cono o il dilatometro, invece che in un foro.

Nella presente nota si farà riferimento alle tipologie di prova più diffuse nell'ambito della pratica professionale per la valutazione del profilo di V_S : prove cross-hole (CHT), prove down-hole (DHT), prove basate sull'analisi della propagazione delle onde superficiali.

Le prove di sismica a rifrazione e a riflessione per onde di taglio trovano minore diffusione in ragione di maggiori oneri e difficoltà per l'acquisizione del dato sperimentale. Inoltre le prove di sismica a rifrazione presentano alcune limitazioni intrinseche che ne limitano l'applicabilità in specifiche situazioni stratigrafiche, ad esempio nel caso in cui strati più rigidi sovrastino strati meno rigidi (Reynolds, 1997).

Spesso i modelli di riferimento delle tecniche sismiche sono monodimensionali. Quest'aspetto riveste una rilevanza differente per le diverse tecniche. Infatti, nel caso della prova cross-hole questo è tipicamente un aspetto trascurabile perché localmente, nello spazio ridotto compreso tra i fori, le deviazioni dall'orizzontale degli strati sono poco rilevanti. Invece nel caso delle prove per onde superficiali l'ipotesi riguarda l'intero volume sottostante allo stendimento di misura, e quindi una porzione consistente del sottosuolo in cui le variazioni laterali possono essere importanti.

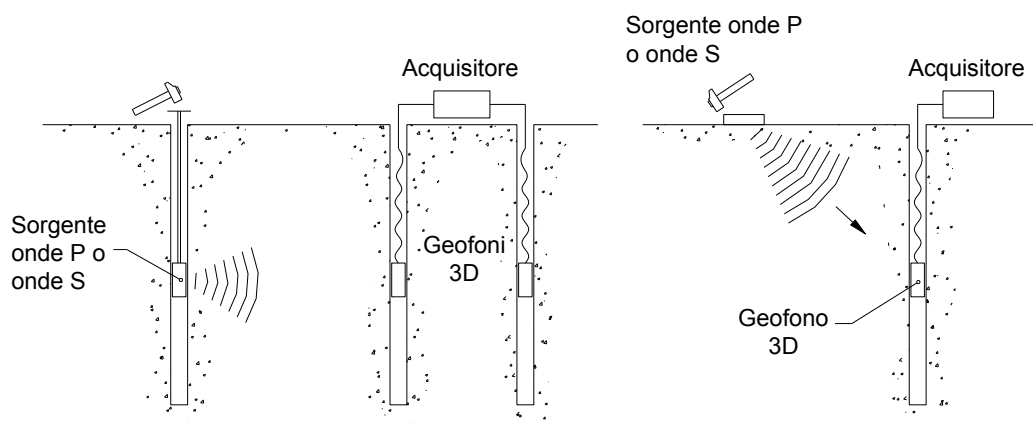


Figura 1: Schemi di acquisizione per prove a) Cross-Hole e b) Down-Hole

2.1 Prove Cross-Hole

Le prove cross-hole (CHT) (Stokoe e Woods, 1972) sono basate su misure dirette dei tempi di percorrenza di onde di volume lungo percorsi orizzontali utilizzando sorgenti e ricevitori posti alla stessa profondità all'interno del terreno (Figura 1a). Spostando la sorgente e i ricevitori a diverse profondità è possibile ottenere un dettagliato profilo monodimensionale di velocità delle onde S e P. Il grado di dettaglio relativo è molto elevato e la risoluzione raggiungibile con questo metodo non può essere raggiunta con altri metodi.

La modalità di esecuzione consigliata prevede 3 fori: nel primo viene collocata la sorgente che genera la perturbazione mentre negli altri due vengono collocati i ricevitori (Figura 1a). In questa configurazione la velocità può essere determinata sulla base della differenza tra gli arrivi in corrispondenza del secondo e terzo foro (Figura 3), evitando la necessità del sistema di sincronizzazione (trigger) che segnala l'istante di attivazione della sorgente e rappresenta una delle principali fonti di errore nell'interpretazione della prova eseguita con due soli fori (Figura 2). Per contro la necessità di realizzare tre fori attrezzati aumenta notevolmente gli oneri di esecuzione della prova, soprattutto perché i fori devono essere rivestiti e cementati ed è inoltre necessario effettuare misure inclinometriche per avere una stima accurata della distanza tra sorgenti e ricevitori alle diverse profondità. La cementazione dell'intercapedine tra foro e rivestimento costituisce un altro elemento critico (particolarmente negli strati più superficiali) e può essere verificata mediante l'esecuzione di misure soniche (diagrafie). Tipicamente l'interasse tra i fori è variabile tra i 2 e i 5 m in relazione alle velocità di propagazione attese. Infatti in materiali di elevata rigidità (e.g. rocce) distanze brevi comportano tempi di percorrenza ridotti sui quali l'errore di identificazione del tempo di primo arrivo incide maggiormente e la separazione tra le componenti del moto associate ad onde P ed onde S diviene problematica; quindi è preferibile adottare distanze maggiori tra i fori. Viceversa nel caso di terreni molto deformabili, la maggiore attenuazione spaziale del segnale può rendere problematica l'interpretazione ed è quindi preferibile disporre i fori ravvicinati tra loro.

Un aspetto critico della prova CHT, comune anche ad altri metodi sismici invasivi, è rappresentato dall'accoppiamento meccanico tra ricevitori e pareti dei fori di sondaggio, che può essere garantito con diversi dispositivi meccanici, pneumatici o idraulici. 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. L'esecuzione di misure duplicate con inversione di polarità della sorgente facilita l'identificazione dell'istante di arrivo delle onde S (Figura 2 e Figura 3).

Tipicamente, l'identificazione degli istanti di arrivo delle onde S e P viene fatta manualmente mediante ispezione visiva dei segnali sismici registrati, anche se talvolta sono utilizzate tecniche più raffinate basate su strumenti dell'analisi dei segnali come la cross-correlazione o correlazione mutua. Gli esempi riportati in Figura 2 e Figura 3 rappresentano segnali di ottima qualità in cui l'individuazione dei tempi di primo arrivo delle diverse componenti d'onda non presenta grossi margini di errore. In presenza di rapporti segnali/rumore più bassi l'interpretazione può divenire ambigua, pertanto in termini di controllo di qualità è sempre opportuno verificare visivamente i dati grezzi rappresentati dalle tracce sismiche per valutare l'attendibilità del risultato. Questo principio può applicarsi a tutti i metodi che si basano sull'individuazione dei tempi di primo arrivo e quindi oltre che alle prove cross-hole anche alle prove down-hole.

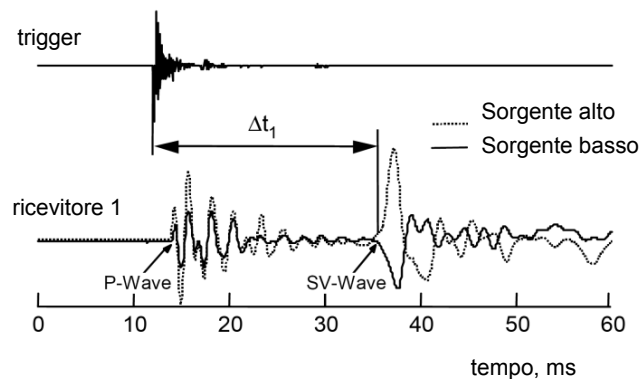


Figura 2: Prova CHT: esempio di tracce sismiche per la determinazione del tempo diretto tra sorgente e primo ricevitore (modificata da Stokoe e Santamarina, 2000).

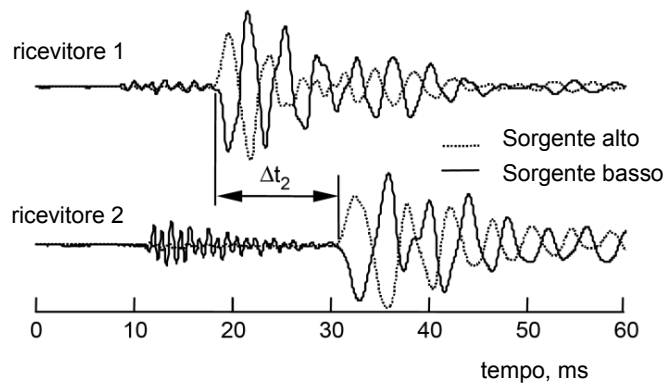


Figura 3: Prova CHT: esempio di tracce sismiche per la determinazione del tempo di intervallo tra due ricevitori (modificata da Stokoe e Santamarina, 2000).

Riassumendo, le incertezze nei risultati delle prove cross-hole sono associate principalmente a:

- determinazione dei tempi di primo arrivo nel segnale registrato;
- valutazione dell'effettiva distanza tra i due punti di misura (che richiede la correzione per tener conto della deviazione dalla verticalità dei fori);
- accuratezza del sistema di trigger (nelle misure con due soli fori: uno occupato dalla sorgente, l'altro da un ricevitore);
- inadeguatezza del modello interpretativo.

Con riferimento a quest'ultimo punto, l'interpretazione della prova presuppone l'omogeneità del terreno nella zona compresa tra i due fori alla specifica profondità di esecuzione della misura, ossia una stratificazione che sia localmente a strati piani e paralleli. Inoltre assume che il tempo di primo arrivo identificato corrisponda al percorso diretto lungo la congiungente tra i due punti di misura. Questa ipotesi può rivelarsi fallace in presenza di interfacce tra strati aventi proprietà meccaniche molto differenti, nel qual caso il fenomeno della rifrazione critica può portare alla

formazione di una onda di testa che arriva prima dell'onda diretta, con conseguente sovrastima delle velocità di propagazione. Lo standard ASTM D4428 propone una metodologia per verificare se questo errore interpretativo condizioni la stima per una specifica misura.

Uno studio sull'affidabilità dei risultati ottenuti nelle prove cross-hole è riportato da Callerio et al. (2013). In particolare, gli Autori hanno ripetuto sia le misure dei tempi di propagazione sia le misure di deviazione dalla verticalità dei fori diverse volte per poter quantificare oltre ai valori medi anche le corrispondenti deviazioni standard. I risultati ottenuti mostrano che, mentre l'incertezza associata alla deviazione dalla verticalità cresce con la profondità, quella associata alla stima del tempo di primo arrivo rimane sostanzialmente stabile. Pertanto l'affidabilità delle prove cross-hole appare molto condizionata dalle misure di deviazione dalla verticalità dei fori che devono essere condotte con grande attenzione, soprattutto quando le velocità di propagazione delle onde di taglio V_S e di compressione V_P sono poi utilizzate per la stima della porosità (Foti et al., 2002; Foti e Lancellotta, 2004), giacché l'errore tende a essere più rilevante per la stima della V_P .

L'accuratezza del sistema di monitoraggio della sorgente (trigger) costituisce l'elemento critico del sistema di misura qualora la prova sia effettuata utilizzando due soli fori (Figura 2). Infatti, si può introdurre di un errore sistematico, che si ripete in maniera identica per le diverse misure a ogni profondità d'indagine. Oltretutto, trattandosi nella maggior parte dei casi di un ritardo rispetto all'effettiva attivazione della sorgente, la conseguenza è una sottostima dei tempi di percorrenza e quindi una sovrastima delle velocità di propagazione (ossia un errore spesso a sfavore di sicurezza). Per questo motivo lo standard ASTM D4428 consiglia l'adozione della configurazione a tre fori.

Sulla base degli elementi sopra descritti, è possibile affermare che l'attendibilità di una prova cross-hole dipende principalmente dalla qualità della strumentazione e delle misure effettuate, mentre l'interpretazione non richiede tecniche particolarmente complesse.

2.2 Prove Down-Hole

Le prove down-hole (DHT) rappresentano un compromesso in termini di accuratezza e costi di esecuzione in quanto l'utilizzo di un solo foro consente un notevole risparmio. La perturbazione meccanica avviene in questo caso sulla superficie del piano campagna nelle immediate vicinanze del foro e l'onda viene rilevata da uno o più ricevitori posizionati all'interno del foro stesso (Figura 1b). La misura viene quindi ripetuta variando la profondità alla quale sono collocati i ricevitori (ASTM D7400-07). L'interpretazione può essere effettuata seguendo diversi approcci.

Una possibilità è quella di riferirsi all'intervallo temporale tra i primi arrivi delle onde P ed S a due ricevitori posizionati a diverse profondità (distanza tipicamente compresa tra 1m e 2m), assegnando la velocità stimata al punto intermedio. Tale approccio consente un'elevata risoluzione spaziale ed una stima locale alle diverse profondità. Purtroppo però risente molto delle incertezze nella determinazione dell'istante di primo arrivo ai due ricevitori, soprattutto quando il rapporto segnale/rumore delle registrazioni è basso. Infatti la determinazione locale della velocità di propagazione è equivalente, dal punto di vista numerico, alla instabile operazione di differenziazione. Per tale ragione sono da evitare interpretazioni d'intervallo con l'utilizzo di un singolo ricevitore posizionato a diverse profondità in due diverse acquisizioni (metodo del pseudo-intervallo).

Una strategia alternativa è basata sull'interpretazione dei tempi diretti con la costruzione di una dromocrona che rappresenta la variazione dei tempi di primo arrivo con la profondità. Le

pendenze medie consentono la stima delle velocità di propagazione medie per ciascuno strato. Alla minore risoluzione e sensibilità alle piccole variazioni, si accompagna, in tale interpretazione, una maggiore robustezza. In presenza di marcate eterogeneità del deposito di terreno, l'usuale assunzione di percorsi di propagazione rettilinei delle onde può comportare errori consistenti nell'interpretazione ed è pertanto necessario utilizzare metodi di inversione che tengano conto della curvatura dei raggi sismici (Stokoe et al., 1989).

La determinazione dei fattori che condizionano l'attendibilità del risultato diventa quindi più variegata. In linea di principio il primo metodo rappresenta la condizione di misura più semplice e non richiede particolari artifici interpretativi. Pertanto questo metodo potrebbe sembrare preferibile anche perché garantisce un'elevata risoluzione. Tuttavia la stima è molto sensibile agli errori aleatori di misura e, in particolare, di determinazione del tempo di primo arrivo. Infatti, la distanza tra i due punti di misura è molto ridotta (tipicamente 1 m) per la necessità di valutare le proprietà locali del singolo strato, pertanto le differenze tra i tempi di primo arrivo sono piccole e gli errori sulla loro determinazione sono amplificati.

Il secondo metodo garantisce una maggiore robustezza della stima, però il risultato è condizionato dalla scelta dell'operatore di considerare una certa discretizzazione del sottosuolo in strati di spessore variabile. Questa scelta è usualmente indirizzata dalle informazioni stratigrafiche ottenute durante la perforazione del sondaggio e dall'osservazione del dato sperimentale.

Infine il terzo metodo comporta la soluzione di un problema inverso ed è pertanto necessario considerare le problematiche legate alla non unicità della soluzione che verranno successivamente discusse per il caso delle onde superficiali. In particolare la soluzione è usualmente ricercata adottando un criterio di regolarizzazione per favorire la convergenza e questo può influenzare il risultato ottenuto, soprattutto laddove esistano significativi contrasti di rigidità.

L'affidabilità delle prove down-hole è stata oggetto di uno studio comparativo condotto in Corea nei pressi della città di Pyeongtek (Kim et al., 2013). Le condizioni lito-stratigrafiche locali sono caratterizzate dalla presenza di un substrato roccioso relativamente poco profondo (circa 15 m dal piano campagna), sovrastato da terreno residuale derivante dall'alterazione del substrato stesso. Sei diversi operatori hanno eseguito misure down-hole all'interno dello stesso foro. Le misure sono state interpretate da ciascuno degli operatori utilizzando sia il metodo dell'interpolazione lineare (Figura 4a), sia l'inversione dei tempi di primo arrivo tenendo conto della curvatura dei raggi sismici (Figura 4b). Le interpretazioni basate sul primo dei due metodi portano a differenze minori, confermando la maggiore robustezza. In particolare i profili di Figura 4a possono essere raggruppati in due diverse classi, in funzione dell'ipotesi stratigrafica introdotta nell'interpretazione. Infatti, alcuni operatori hanno interrotto la continuità dello strato intermedio assumendo un'interfaccia stratigrafica nel modello sismico intorno ai 10 m. Questa scelta porta localmente a rilevanti differenze di velocità, tuttavia le velocità medie rimangono in pratica invariate poiché i profili sono equivalenti rispetto all'informazione sperimentale disponibile.

Per quanto riguarda invece l'interpretazione che tiene conto della curvatura dei raggi sismici (Figura 4b), le differenze appaiono significativamente maggiori. È opportuno rimarcare che si tratta di una reinterpretazione degli stessi dati con un metodo teoricamente più rigoroso. Le incertezze sui singoli valori dei tempi di primo arrivo assumono però maggiore rilevanza. Inoltre, in virtù della discretizzazione maggiore del modello, aumenta il numero di parametri da stimare con conseguenti problemi di convergenza del processo d'inversione. Come già detto in precedenza, questo richiede la scelta di un criterio di regolarizzazione per favorire la convergenza e comporta una incertezza epistemica che si riflette sul risultato finale.

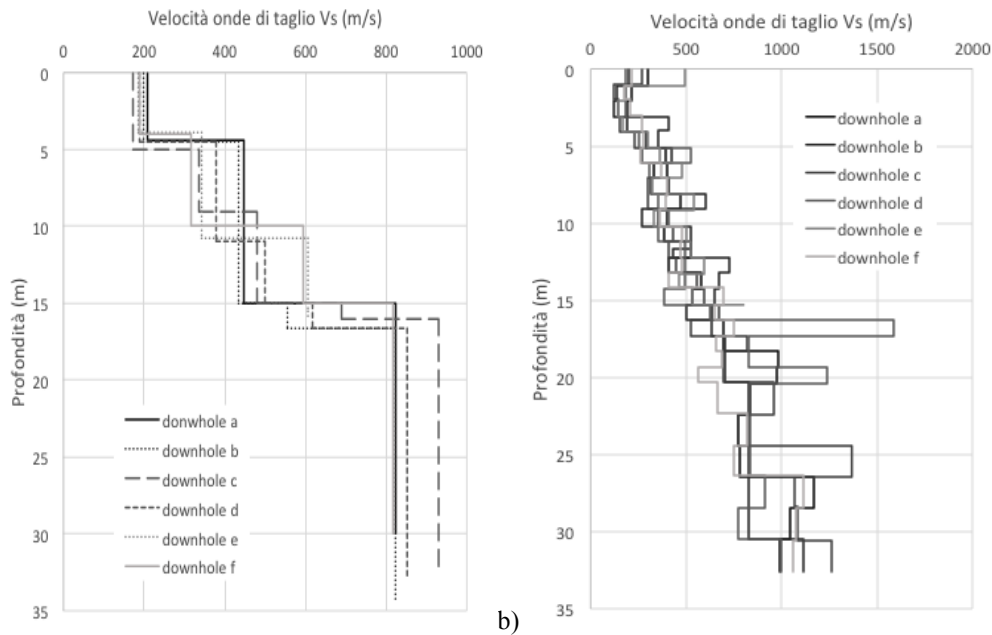


Figura 4: Confronto tra prove down-hole ripetute all'interno dello stesso foro: a) interpretazione basata sull'interpolazione lineare dei tempi di primo arrivo; b) interpretazione basata sull'inversione dei tempi di primo arrivo con simulazione della curvatura dei raggi sismici (Kim et al., 2013).

2.3 Analisi spettrale delle onde di superficie

Le prove non invasive basate sulla propagazione di onde di superficie per la stima del profilo di V_S hanno trovato negli ultimi anni grande diffusione grazie ai ridotti tempi di acquisizione in sito. Una loro trattazione sistematica ed esaustiva è sviluppata in Foti et. (2014).

L'idea di base trova spunto nelle applicazioni in campo sismologico per la caratterizzazione degli strati della crosta terrestre utilizzando registrazioni di eventi sismici (Romanowicz, 2002). La prima applicazione in campo geotecnico risale allo Steady State Rayleigh Method (Jones, 1958), che venne però abbandonato a causa della lunga e complessa modalità di prova. La diffusione del metodo in ambito ingegneristico avviene invece con l'introduzione del metodo SASW (Spectral Analysis of Surface Waves, Nazarian e Stokoe, 1983), che migliora notevolmente l'applicabilità, proponendo modalità di acquisizione più rapide e tecniche di interpretazione più accurate grazie alla maggiore disponibilità di strumenti elettronici ed informatici. Correntemente, le prove sono effettuate utilizzando prevalentemente approcci multistazione, più robusti ed efficienti del metodo a due stazioni (Park et al., 1999; Foti, 2002).

Il numero di acronimi utilizzati per individuare le prove basate sulla propagazione di onde superficiali (SASW, MASW, SWM, ReMi, SSRM, CSW, etc.) porta talvolta confusione nel settore, nonostante i principi di base siano sostanzialmente gli stessi ed i vari metodi si differenzino solo per le modalità di acquisizione e le tecniche di elaborazione dei dati sperimentali.

Le onde di Rayleigh sono generate, per effetto della presenza di una superficie libera, dalla sovrapposizione delle componenti di moto legate alle onde di compressione ed alle onde di taglio

polarizzate verticalmente. Propagandosi in una zona confinata in prossimità della superficie libera e non su un fronte sferico come le onde di volume, esse si attenuano meno rispetto a queste ultime. Infatti, l'ampiezza delle componenti di moto associate alle onde di Rayleigh decresce con la radice quadrata della distanza dalla sorgente mentre quella delle onde di volume decresce con la distanza dalla sorgente. Nel caso di un semispazio elastico omogeneo ed isotropo è possibile dimostrare che la loro velocità di propagazione delle onde superficiali è indipendente dalla frequenza e che il moto indotto dalla propagazione si smorza rapidamente con la profondità sino ad estinguersi ad una profondità circa pari ad una lunghezza d'onda (Richart et al., 1970).

In un mezzo eterogeneo avente rigidità variabile con la profondità si manifesta il fenomeno della dispersione geometrica, per cui la velocità di fase con cui le onde si propagano diviene funzione della frequenza. Da un punto di vista fisico questo fenomeno può essere spiegato considerando che onde armoniche di diversa frequenza sono caratterizzate da una diversa lunghezza d'onda e conseguentemente interessano strati superficiali di diversa profondità e pertanto volumi di terreno aventi diverse caratteristiche meccaniche e, dunque, diversa velocità di propagazione (Figura 5).

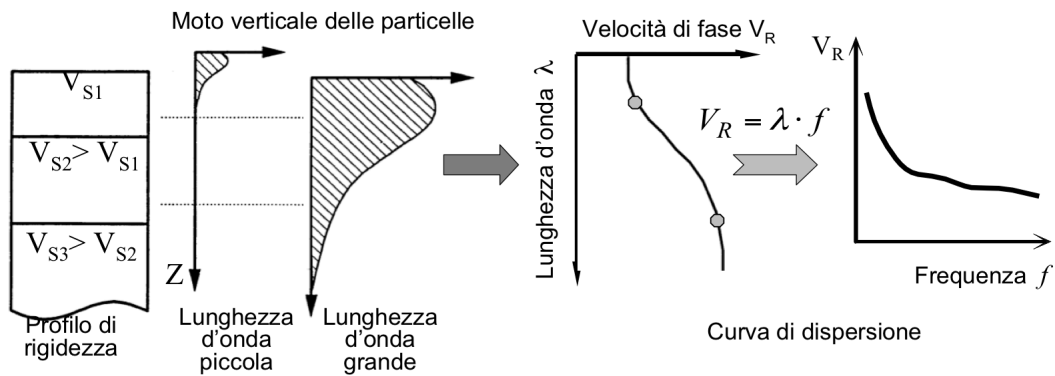


Figura 5: Dispersione geometrica delle onde di Rayleigh in mezzi verticalmente eterogenei.

Da un punto di vista matematico, la modellazione del fenomeno di propagazione in mezzi verticalmente eterogenei porta alla necessità di introdurre diversi modi di propagazione che si combinano per formare la risposta dinamica del sistema (Aki e Richards, 1980). La relazione che lega la velocità di fase delle onde di Rayleigh (V_R) alla frequenza f (Figura 5) viene usualmente definita curva di dispersione e rappresenta l'elemento centrale nell'utilizzo delle onde di Rayleigh ai fini della caratterizzazione dei terreni. Infatti la curva di dispersione è funzione delle proprietà fisico-meccaniche e geometriche del mezzo e, posto di riuscire a stimarla sperimentalmente, può essere utilizzata per la soluzione di un problema inverso avente come obiettivo la stima dei parametri di modello per il terreno.

Il processo di caratterizzazione può essere schematicamente sintetizzato nel diagramma di flusso riportato in Figura 6. Utilizzando un insieme di ricevitori posti sul piano campagna vengono acquisiti dei segnali sismici relativi ad una perturbazione che si propaga lungo la superficie libera. L'analisi dei segnali acquisiti consente una stima della curva di dispersione caratteristica del sito in oggetto, che viene successivamente utilizzata per un processo di inversione fornendo come risultato finale il profilo verticale della velocità delle onde di taglio nel terreno e quindi una stima

del modulo di taglio a piccole deformazioni in funzione della profondità.

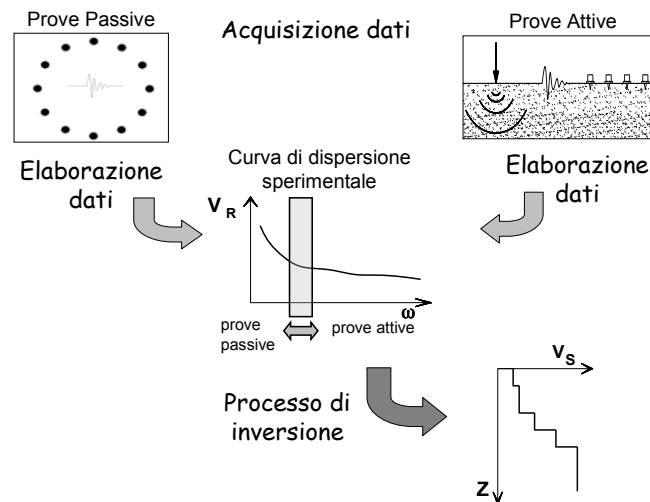


Figura 6: Diagramma di flusso delle prove basate sulla propagazione di onde superficiali.

2.3.1 Prove Attive

La curva di dispersione sperimentale può essere ottenuta utilizzando diversi approcci che si differenziano per modalità di acquisizione del dato sperimentale e per tecniche di analisi dello stesso. La prima metodologia ingegneristica, proposta da Jones (1958), prevedeva l'uso di una sorgente armonica e di un solo ricevitore che veniva spostato radialmente rispetto alla sorgente stessa, ricercando le posizioni tali per cui sorgente e ricevitore fossero in fase per determinare, alle singole frequenze, la corrispondente lunghezza d'onda e quindi la velocità di fase. Ovviamente i tempi di prova venivano fortemente condizionati dalla complessità della procedura.

La prova SASW proposta dai ricercatori dell'Università del Texas (Nazarian e Stokoe, 1983) prevede invece l'utilizzo di una sorgente impulsiva e di una coppia di ricevitori. Sorgenti leggere (es. mazze) vengono utilizzate con i ricevitori disposti a piccola distanza per ottenere informazioni relative alle alte frequenze che si attenuano rapidamente nel terreno, mentre sorgenti più pesanti (es. impatto di un grave) e spaziature maggiori tra i ricevitori consentono di indagare le basse frequenze. Per ogni configurazione di prova la velocità di propagazione per un dato intervallo di frequenza viene ottenuta dall'analisi della fase dello spettro mutuo di potenza per ciascuna coppia di segnali. Assemblando le informazioni ottenute usando diverse configurazioni è possibile ottenere una stima della curva di dispersione per un campo di frequenze sufficientemente ampio in relazione al successivo processo di inversione. Tale metodologia di prova, eventualmente con qualche modifica non sostanziale (es. utilizzo di sorgenti armoniche con sweep in frequenza), si è ampiamente diffusa in ambito geotecnico. I problemi principali sono legati all'interpretazione della fase dello spettro di potenza mutuo (Poggiagliolmi et al., 1982), che, in presenza di bassi rapporti segnale su rumore alle basse frequenze, può portare ad ambiguità interpretative ed errori

sistematici.

L'utilizzo di tecniche basate sull'analisi di più segnali relativi ad una stesa di ricevitori allineati con la sorgente (Nolet e Panza, 1976; Gabriels et al., 1987; McMechan e Yedlin, 1981), consente una stima più rapida e più stabile della curva di dispersione (Foti, 2002). Questa rappresenta attualmente la modalità di prova più diffusa e viene spesso indicata con l'acronimo MASW (Multistation Analysis of Surface Waves; Park et al., 1999). La perturbazione, generata a mezzo di una sorgente impulsiva, viene rilevata secondo uno schema di acquisizione a più ricevitori con spaziatura costante. L'analisi viene effettuata trasformando i segnali dal dominio spazio-tempo in cui sono stati acquisiti in un dominio alternativo, in cui sia possibile ottenere informazioni riguardanti la natura dispersiva del deposito in oggetto. Due metodologie, differenti da un punto di vista formale, ma equivalenti ai fini del risultato finale, possono essere utilizzate: una nel dominio frequenza-numero d'onda (Nolet e Panza, 1976; Gabriels et al., 1987), l'altra nel dominio frequenza-lentezza (McMechan e Yedlin, 1981; Park et al., 1999). In entrambi i casi è possibile dimostrare che le curve di dispersione sono associate ai massimi degli spettri nei rispettivi domini.

In virtù della presenza di diversi modi di propagazione (Aki e Richards, 1980), le informazioni ottenute dall'analisi spettrale sono differenti a seconda dei parametri meccanici e geometrici del deposito. Per determinate condizioni stratigrafiche (es. rigidità crescente con la profondità in assenza di forti contrasti) si ha il predominio del modo fondamentale e quindi le informazioni ottenute riguardano proprio tale modo. In generale però le informazioni ottenute sono invece relative sia al modo fondamentale sia ai modi superiori. Inoltre nelle condizioni di prova usuali, la risoluzione spettrale non è sufficiente per una chiara identificazione dei singoli modi di propagazione ed è pertanto necessario fare riferimento ad una curva di dispersione apparente (Foti, 2002).

2.3.2 Prove Passive

La curva di dispersione sperimentale può anche essere ottenuta a partire da misure passive, sfruttando i microtremori generati da azioni antropiche e fenomeni naturali nelle zone circostanti al sito di interesse (Horike, 1984; Tokimatsu, 1995; Okada, 2003). Le misure passive sono tipicamente relative a componenti armoniche a bassa frequenza e consentono pertanto la caratterizzazione fino a diverse decine e talvolta centinaia di metri di profondità.

Le acquisizioni devono essere preferenzialmente effettuate utilizzando disposizioni bidimensionali dei ricevitori sulla superficie libera, in modo da poter effettuare anche una identificazione della direzione di propagazione delle componenti d'onda rilevate. Le misure passive effettuate utilizzando stendimenti lineari (come ad esempio la tecnica ReMi (Louie, 2001)), portano ad una stima corretta delle velocità solo nel caso in cui il rumore di fondo provenga in modo uniforme da tutte le direzioni (Strobbia e Cassiani, 2011). Per tale ragione è sempre opportuno accompagnarle con acquisizioni attive sullo stesso stendimento, in modo da poter avere perlomeno un riscontro, per gli intervalli di frequenza in cui sia possibile, sulla stima della curva di dispersione sia con il dato passivo sia con il dato attivo.

2.3.3 Inversione

Le informazioni sperimentali riguardanti la curva di dispersione sono infine utilizzate per la caratterizzazione del terreno, risolvendo un problema matematico inverso. Il modello usualmente considerato è quello di mezzo elastico lineare a strati omogenei ed isotropi. I parametri necessari a

descrivere pienamente tale modello sono: due costanti elastiche, lo spessore e la densità di ciascuno strato. La natura monodimensionale del modello in oggetto rende implicita l'ipotesi che gli strati siano piani e tra loro paralleli, ipotesi che deve pertanto essere in linea di massima soddisfatta dal deposito di terreno per garantire la significatività del risultato finale.

Un'interessante alternativa è costituita dall'utilizzo di un modello di terreno verticalmente eterogeneo con parametri variabili in modo continuo con la profondità (Rix e Lai, 2006). Tale approccio presenta notevole interesse ingegneristico per la caratterizzazione di materiali omogenei a grana grossa in cui la V_S varia con la tensione di confinamento e quindi con la profondità (Santamarina et al., 2005).

Nella soluzione del problema inverso usualmente vengono adottate alcune semplificazioni, al fine di ridurre il numero di incognite presenti ed alleviare i problemi di non unicità della soluzione. Alcune analisi parametriche hanno mostrato che il numero di Poisson e la densità dei singoli strati rivestono un ruolo marginale (Nazarian, 1984). Pertanto il processo di inversione viene effettuato considerando come incognite solo la velocità delle onde di taglio e lo spessore di ciascuno strato ed assegnando a priori i valori di densità e numero di Poisson.

Il problema inverso può essere risolto con un approccio iterativo: a partire da un profilo di primo tentativo, costruito sulla base di metodi semplificati, ed eventualmente delle informazioni a priori riguardo la stratigrafia, il problema diretto viene risolto diverse volte variando i parametri che definiscono il modello fino al raggiungimento del miglior accordo tra la curva di dispersione simulata e quella sperimentale. Usualmente algoritmi di ottimizzazione ai minimi quadrati vengono utilizzati per automatizzare la procedura. In alternativa, l'utilizzo di metodi stocastici consente l'ottenimento di soluzioni più affidabili limitando il rischio di ricadere in minimi locali del processo di ottimizzazione e consentendo una stima delle incertezze associate alla non-unicità della soluzione, come discusso in seguito.

2.3.4 Valutazione dell'affidabilità

Le incertezze associate ai risultati delle prove possono essere suddivise in incertezze epistemiche, legate principalmente alle ipotesi di modello necessarie per l'interpretazione, e sperimentali. Le prime assumono un peso fondamentale in ragione della necessità di risolvere un problema inverso per giungere alla definizione del profilo di rigidità.

Le ipotesi più frequenti per l'interpretazione sono:

- 1) modello a strati elastici lineari omogenei piani e paralleli;
- 2) moto osservato in superficie causato esclusivamente dalla propagazione di onde piane di Rayleigh;
- 3) modo fondamentale dominante nella propagazione delle onde superficiali;
- 4) alcuni parametri di modello rivestono un ruolo secondario e possono pertanto essere stimati a priori (tipicamente applicato alla densità ed al rapporto di Poisson di ciascuno strato).

Ciascuna di queste ipotesi assume una rilevanza fondamentale per l'affidabilità delle prove. Le ipotesi possono essere rilassate ma a prezzo di una notevole complicazione nell'interpretazione. La maggior parte dei codici di calcolo in commercio fanno proprie queste assunzioni, condizionando l'affidabilità delle prove usualmente condotte nella pratica professionale.

La validità delle prove condotte con questi approcci semplificati è pertanto limitata a situazioni stratigrafiche relativamente semplici:

- 1) perlomeno localmente, nella zona in cui è collocato lo stendimento di misura, non siano

presenti variazioni laterali, ossia gli orizzonti stratigrafici siano paralleli al piano campagna;

- 2) le condizioni stratigrafiche siano tali da rendere plausibile l'assunzione di modo fondamentale dominante (tipicamente questa condizione viene violata in presenza di uno strato superficiale più rigido dello strato sottostante e/o in presenza di bruschi contrasti di rigidità).

Assume infine grande importanza la conoscenza della posizione della falda (o più precisamente della quota di transizione tra terreno non saturo e terreno saturo). Infatti, nelle condizioni sature, tenuto conto delle frequenze di prova caratteristiche delle prove geofisiche in sito, il comportamento del mezzo poroso è governato dalla condizione di assenza di moto relativo tra fase solida e fase fluida (Biot, 1956), pertanto il moto avviene in una condizione assimilabile alla condizione non drenata. I parametri di modello imposti a priori (tipicamente densità e rapporto di Poisson di ciascuno strato) dovranno conseguentemente essere scelti in modo da riprodurre per un mezzo continuo la propagazione in un mezzo poroso saturo. Le conseguenze di una scelta errata da questo punto di vista possono essere molto rilevanti, come mostrato per esempio da Foti e Strobbia (2002) e Brown et al. (2002).

Le incertezze epistemiche di modello sono molto complesse da quantificare. Strobbia e Foti (2006) hanno proposto un test per verificare l'adeguatezza delle ipotesi sulla base dell'analisi del dato sperimentale disponibile.

Meritano un discorso a parte le incertezze legate alla non-unicità della soluzione. Infatti, diverse soluzioni del problema inverso possono considerarsi egualmente valide per il dato sperimentale disponibile. La quantificazione di queste incertezze può essere condotta con metodi d'inversione basati su algoritmi di ricerca globali. A titolo di esempio è riportata in Figura 7 l'inversione del dato sperimentale relativo a una campagna di misura condotta per la valutazione degli effetti sismici locali a Castelnuovo Garfagnana. In particolare la prova è stata eseguita con un approccio multistazione e sorgente sismica attiva (MASW - Multistation Analysis of Surface Waves). I dettagli dell'acquisizione dei dati sperimentali sono riportati in Foti et al. (2002). Il problema inverso è stato risolto utilizzando un metodo stocastico di tipo Monte Carlo multimodale (Maraschini e Foti, 2010).

Trattandosi di un metodo di inversione stocastico, viene minimizzato il rischio di ricadere in un minimo locale (ulteriore fonte di incertezza epistemiche). L'insieme di profili riportati in Figura 7 può essere considerato rappresentativo delle incertezze associate alla non-unicità della soluzione giacché la distanza tra curva di dispersione sperimentale e curva teorica associata a ciascuno dei profili è sufficientemente bassa da poter essere considerata ricadente all'interno delle incertezze sperimentali (si veda Socco e Boiero, 2008 e Foti et al., 2007 per la definizione quantitativa di questi aspetti).

Legato ai problemi di non-unicità della soluzione è il problema della profondità di indagine. Infatti, la mancanza di sufficienti informazioni alle basse frequenze provoca l'equivalenza di tutti i modelli al di sotto di una determinata profondità (Comina et al., 2012). La massima profondità d'indagine è circa pari alla metà della massima lunghezza d'onda per la quale sono disponibili informazioni sperimentali. Quest'ultima è associata alla minima frequenza d'onda per la quale sia possibile ricavare la corrispondente velocità di fase delle onde di superficie. Gli esempi riportati da Comina et al. (2012), mostrano chiaramente come per profondità superiori a circa la metà della massima lunghezza d'onda del dato sperimentale non sia possibile ottenere un'informazione attendibile sul profilo di velocità delle onde di taglio. Per inverso la minima lunghezza d'onda nel dato sperimentale condiziona la risoluzione per gli strati superficiali. A sua volta quest'ultima condiziona l'attendibilità del risultato per l'intero profilo di rigidità (si veda per esempio Foti et

al., 2007). Come indicazione di massima per la caratterizzazione geotecnica, è opportuno che nel dato sperimentale la lunghezza d'onda sperimentale minima non sia superiore a 4-5m: questo richiede una distanza massima tra i singoli ricevitori pari a circa due metri. Per quanto riguarda invece la profondità d'indagine, la necessità di ottenere informazioni relative a grandi lunghezze d'onda richiede una lunghezza dello stendimento indicativamente almeno doppia della profondità di indagine desiderata. Quest'ultima indicazione di massima costituisce una condizione necessaria ma non sufficiente giacché l'effettiva profondità d'indagine sarà poi commisurata alle informazioni disponibili nel dato sperimentale, condizionate non solo dalla lunghezza dello stendimento, ma anche dalle specifiche proprietà del sito e dalle caratteristiche delle sorgenti sismiche utilizzate per la sperimentazione.

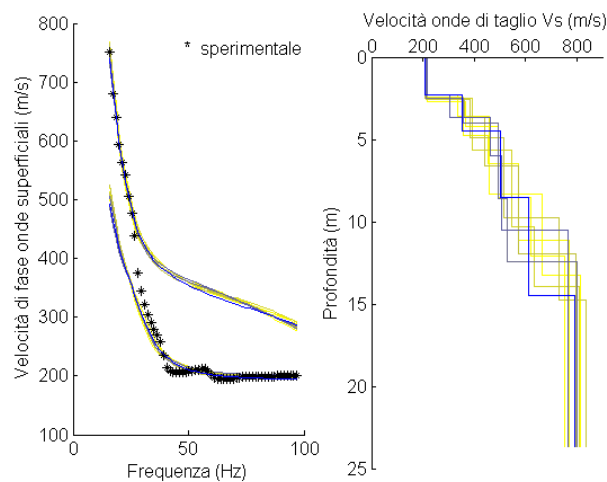


Figura 7: Inversione con metodo Montecarlo multimodale della prova SWM eseguita a Castelnuovo Garfagnana: a) confronto tra la curva di dispersione sperimentale e curve teoriche corrispondenti ai migliori profili; b) Profili di velocità delle onde di taglio selezionati dalla procedura di inversione. Il profilo più scuro rappresenta la migliore soluzione individuata..

A titolo di esempio la massima lunghezza d'onda disponibile nel dato sperimentale di Figura 7 è pari a 50 m (velocità di fase circa 750 m/s per frequenza 15 Hz) suggerendo una profondità di indagine pari a circa 25 m. Invece la minima lunghezza d'onda disponibile è pari a circa 2 m (velocità di fase circa 200 m/s per frequenza 100 Hz), suggerendo una risoluzione massima in prossimità della superficie pari a circa 1 m, che quindi rappresenta il minimo spessore dello strato superficiale per il quale il risultato possa ritenersi attendibile.

Nell'esempio riportato in Figura 7 si osserva un'altra importante caratteristica della soluzione. Infatti, il profilo di rigidezza che rappresenta la miglior soluzione del processo d'inversione associa alla curva di dispersione sperimentale i primi due modi di propagazione delle onde superficiali. L'interpretazione dello stesso dato sperimentale con un approccio semplificato basato sull'ipotesi che il modo fondamentale sia dominante comporterebbe un errore epistemico rilevante sul risultato finale (si vedano gli esempi riportati da Maraschini et al., 2010). E' opportuno ricordare che la grande maggioranza dei codici di calcolo commerciali utilizzati per

l'interpretazione delle prove nella pratica professionale utilizza questa ipotesi e quindi l'attendibilità dei risultati deve essere valutata con grande attenzione in tutte le situazioni in cui i modi superiori influenzino in maniera rilevante la propagazione. In linea di massima ciò avviene in presenza di significativi contrasti di rigidità e/o in presenza di uno strato superficiale avente rigidità maggiore degli strati sottostanti, per quanto non possa escludersi anche in situazioni stratigrafiche differenti.

Le incertezze epistemiche possono essere ridotte introducendo eventuali informazioni a priori disponibili per il sito in oggetto, quali ad esempio informazioni stratigrafiche ricavate da fori di sondaggio. In Figura 8 è riportata una diversa interpretazione dei dati sperimentali di Figura 7. Infatti, la stratigrafia del sito identificata da un foro di sondaggio riporta la presenza di materiali alluvionali a grana grossa sopra un substrato roccioso costituito da argillite. L'interfaccia tra i due materiali è stata individuata a 9 m di profondità dal piano campagna. Tenendo conto che a questa transizione litologica è attribuibile un marcato contrasto di rigidità, la soluzione del problema inverso è stata ripetuta imponendo la presenza di un'interfaccia del modello stratificato a tale quota.

Dal punto di vista della corrispondenza tra dato sperimentale e curve di dispersione corrispondenti ai migliori profili, le due diverse interpretazioni non comportano variazioni significative, per quanto la minima distanza sia ovviamente ottenuta con i modelli di Figura 7, poiché l'assenza del vincolo stratigrafico consente una migliore ottimizzazione dei parametri di modello. Pertanto le due soluzioni sono da considerarsi equivalenti rispetto al dato sperimentale relativo alla propagazione delle onde superficiali. Tuttavia la seconda interpretazione (Figura 8) è da considerarsi più attendibile perché onora contestualmente anche l'informazione a priori (profondità del substrato) ricavata dal foro di sondaggio.

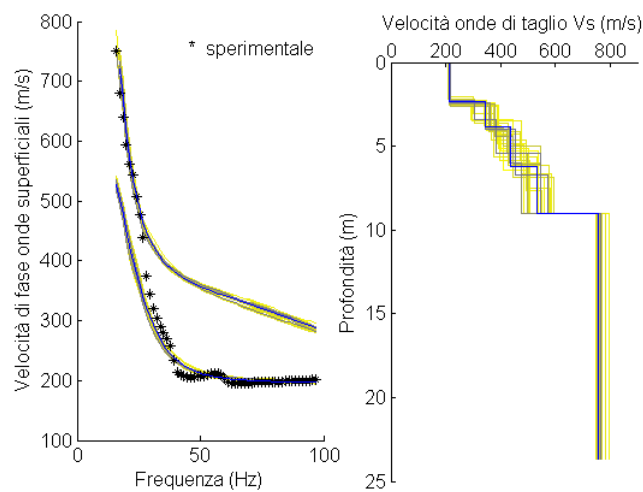


Figura 8: Inversione con metodo Montecarlo multimodale della prova MASW eseguita a Castelnuovo Garfagnana condotta imponendo la presenza di un'interfaccia al contatto tra il deposito superficiale e il substrato roccioso: a) confronto tra la curva di dispersione sperimentale e curve teoriche corrispondenti ai migliori profili; b) Profili di velocità delle onde di taglio selezionati dalla procedura di inversione. Il profilo più scuro rappresenta la migliore soluzione individuata..

Le due interpretazioni portano alla stima di profili di rigidità sostanzialmente diversi. In particolare è importante osservare le conseguenze riguardanti la diversa posizione del substrato sismico, che influenza in maniera sostanziale lo studio della risposta sismica locale. E' inoltre interessante osservare che l'introduzione del vincolo stratigrafico comporta anche una riduzione delle incertezze associate alla non unicità della soluzione, che si evidenzia in una minore variabilità dei parametri di modello tra le soluzioni riportate in Figura 7 e Figura 8.

La validazione del risultato deve tener conto della complessità delle procedure per l'elaborazione dei segnali (processing) e per la soluzione del problema inverso, richiamate in precedenza. Tuttavia è possibile segnalare alcuni controlli che possono essere effettuati per una verifica di massima dei dati e dei risultati del processo di interpretazione:

- il dato sperimentale deve essere acquisito con strumentazione adeguata in relazione agli obiettivi della campagna di indagine. In particolare per le indagini sui terreni, devono essere utilizzati preferibilmente geofoni a bassa frequenza (frequenza naturale inferiore a 5Hz);
- le dimensioni degli stendimenti di misura devono essere adeguate in relazione alle profondità di indagine obiettivo della campagna di caratterizzazione. In prima approssimazione la distanza massima tra i ricevitori deve essere pari circa al doppio della profondità di indagine desiderata per le prove attive;
- l'esecuzione della prova in più direzioni o in versi opposti lungo lo stesso allineamento (ossia con sorgente posizionata ai due estremi opposti) può consentire una verifica sommaria dell'ipotesi di conformazione del sottosuolo a strati piani e paralleli sulla base del confronto tra le diverse curve di dispersione ottenute;
- la corrispondenza tra curva di dispersione sperimentale e curva di dispersione numerica relativa alla soluzione individuata deve essere buona per tutto il range di frequenza per il quale sono disponibili informazioni sperimentali;
- le profondità di indagine devono essere congruenti con l'informazione sperimentale effettivamente disponibile. In particolare la massima profondità di indagine è circa pari alla metà della massima lunghezza d'onda disponibile ($\lambda = V_R/f$) mentre non è possibile differenziare strati superficiali per profondità minore a circa la metà della minima lunghezza d'onda disponibile.

Per quanto riguarda le condizioni ambientali al contorno due aspetti sono da segnalare: gli effetti del rumore di fondo e la presenza di pavimentazioni rigide. Per quanto concerne il rumore, naturalmente esso rappresenta un disturbo nei confronti dell'esecuzione della prova (in modalità attiva). In virtù del fatto che tutte le elaborazioni avvengono nel dominio della frequenza è importante sottolineare che la presenza di rumore avente frequenze dominanti in un intervallo ristretto non compromette completamente la possibilità di ottenere risultati attendibili. Infatti se la curva di dispersione può essere ricostruita correttamente in intervalli di frequenza sufficientemente ampi è possibile sfruttare tali informazioni per la soluzione del problema inverso e la stima del profilo di V_S .

Riguardo la presenza di pavimentazioni rigide, queste costituiscono un elemento di complicazione nella fase di interpretazione della prova. Infatti la presenza di uno strato rigido superficiale nel modello altera la curva di dispersione sperimentale per effetto della sovrapposizione modale e deve essere accuratamente tenuta in conto. E' pertanto preferibile, ove possibile, effettuare le prove scegliendo allineamenti esterni a zone pavimentate.

3 CASI DI STUDIO

I confronti tra i risultati ottenuti con diverse metodologie devono essere condotti con particolare cautela in quanto condizionati dalle importanti differenze esistenti per le specifiche modalità di esecuzione ed interpretazione che possono rendere poco significativo il confronto stesso.

In primo luogo è necessario tenere in conto il diverso volume investigato dalle prove in foro e dalle prove di superficie (Figura 9). Il confronto tra diversi metodi assume che il sottosuolo sia orizzontalmente stratificato. Infatti, le prove CHT e DHT non risentono in maniera rilevante delle variazioni laterali, mentre queste possono condizionare pesantemente il risultato delle prove condotte dalla superficie.

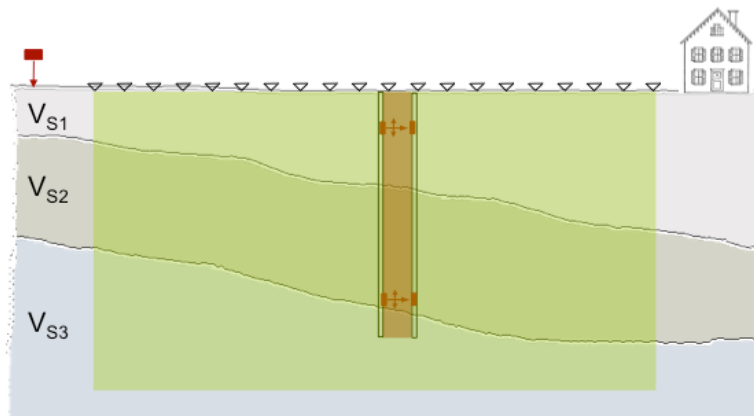


Figura 9: Confronto tra i volumi di terreno investigati dalle prove in foro (misure locali) e dalle prove dalla superficie (misure globali), che implicano differente risoluzione spaziale e rappresentatività dei parametri ricavati.

Inoltre è necessario considerare la differente risoluzione: come evidenziato nel Paragrafo 2.3.4, la risoluzione ottenibile con le prove dalla superficie decresce al crescere della profondità mentre le prove in foro, essendo basate su una misura locale, garantiscono un dettaglio buono (per le DHT) o ottimo (per le CHT) anche a profondità elevata.

Numerosi confronti riportati in letteratura mostrano comunque che l'accordo tra i risultati è buono se le prove sono condotte e interpretate in maniera scrupolosa (AGI, 1992; Brown et al., 2002; Moss 2008; Comina et al., 2011).

Un esempio è riportato in Figura 10, dove oltre ad uno dei risultati delle prove down-hole di cui alla Figura 4a, è riportato il risultato di una prova in foro eseguita con il PS-suspension logging (Nigbor e Imai, 1994). In questa prova, uno strumento contenente sorgente sismica e ricevitori viene collocato all'interno di un singolo foro, consentendo la misura della V_S e della V_P alle diverse profondità.

Inoltre nello stesso sito sono state eseguite alcune prove sperimentali basate sull'analisi della propagazione delle onde superficiali. Tra le diverse misure eseguite sono prese in considerazione per i seguenti confronti solamente quelle che hanno consentito la stima della curva di dispersione sperimentale in un intervallo di frequenze sufficientemente ampio, tale da garantire un'adeguata caratterizzazione degli strati superficiali fino al substrato sismico di riferimento. Infatti, come specificato nel Paragrafo 2.3.4, questo aspetto rappresenta un requisito imprescindibile per

ottenere un risultato affidabile. In particolare tra le prove riportate da Kim et al. (2013), solamente tre soddisfano questo criterio e sono state utilizzate per il confronto di Figura 10.

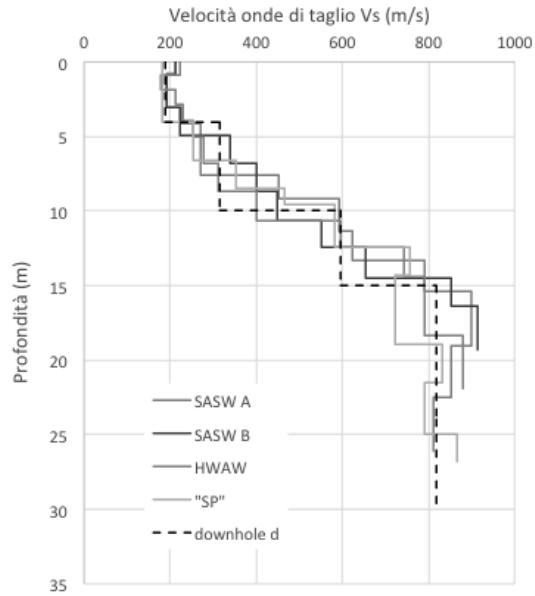


Figura 10: Confronto tra profili di velocità delle onde di taglio ottenuti con diverse metodologie di prova (SASW e HWAW: Analisi delle onde superficiali; SP: P-S suspension logging) (dati da Kim et al., 2013).

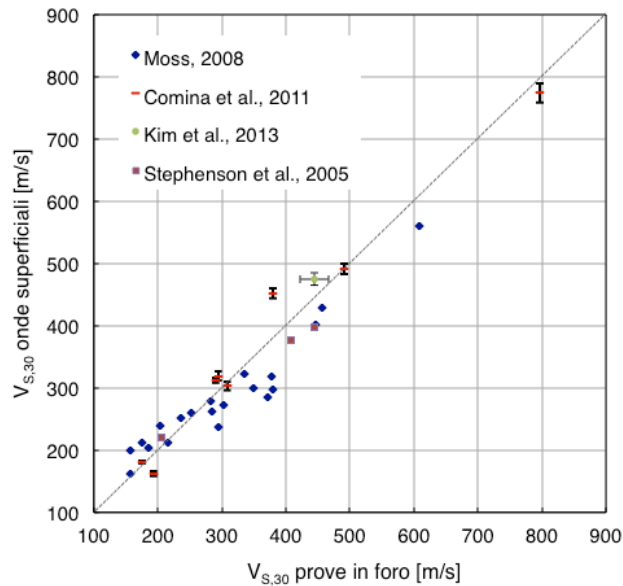


Figura 11: Confronto tra valori di $V_{s,30}$ ottenuti con prove in foro e prove basate sull'analisi delle onde superficiali.

Un parametro significativo per il confronto è costituito dalla velocità media in funzione della profondità, valutata con riferimento ai tempi di percorrenza (Brown et al., 2002). In particolare con riferimento ai primi 30 m, il confronto può essere condotto sulla $V_{S,30}$, che, come evidenziato in precedenza, rappresenta il parametro di classificazione nei metodi semplificati di stima dell'amplificazione sismica proposti dalle normative tecniche per le costruzioni (Borcherdt, 2012). Nella Figura 11 sono confrontati i risultati di prove in foro (CHT, DHT o PS-suspension logging) con i risultati dell'analisi della propagazione delle onde superficiali. In genere il confronto è abbastanza positivo per tutte le classi di sottosuolo.

In Figura 11, i dati dello studio di Comina et al. (2011) riportano anche una stima dell'incertezza associata alla non unicità della soluzione, quantificata come deviazione standard dell'insieme di profili che onorano in maniera equivalente il dato sperimentale disponibile. L'incidenza della non unicità della soluzione appare modesta per la stima della $V_{S,30}$. Infatti, quest'ultima rappresenta un parametro medio globale che non è sensibilmente influenzato dalle differenze dei parametri di modello tra i profili equivalenti.

Per il solo sito studiato da Kim et al. (2013) è stato possibile stimare la deviazione standard associata al risultato delle prove in foro, mostrando che comunque anche queste siano affette inevitabilmente da una certa incertezza associata alla misura e all'interpretazione.

Un confronto sistematico delle incertezze è stato recentemente realizzato nell'ambito del progetto InterPacific (Hollender et al., 2014), in cui tre siti sono stati caratterizzati utilizzando ripetute realizzazioni di prove in foro e di superficie. I siti, due in Francia e uno in Italia, sono stati selezionati in modo da essere rappresentativi di diverse situazioni stratigrafiche: il sito di Cadarache è caratterizzato da un affioramento litoide; il sito di Grenoble è costituito da alluvioni grossolane relativamente rigide con un substrato sismico profondo, non identificabile con le usuali metodologie di prova; il sito di Mirandola presenta depositi relativamente deformabili sopra un substrato sismico collocato intorno ai 100 m di profondità. Per ciascun sito sono state ripetute diverse misure in foro (DHT, CHT, SDMT, PS suspension logging). E' stato inoltre acquisito un dato sismico di superficie costituito da prove attive e prove passive che è stato distribuito a diversi gruppi di analisti che lo hanno interpretato utilizzando diversi approcci per l'analisi della propagazione delle onde superficiali.

I risultati ottenuti nello studio mostrano livelli di incertezza comparabili tra prove in foro e prove dalla superficie per quanto attiene le velocità medie di propagazione riferite alle medesime profondità. Tuttavia la minore risoluzione garantita dalle prove basate sulla propagazione delle onde superficiali si riflette in maggiori incertezze nell'individuazione degli orizzonti stratigrafici e conseguentemente nella stima delle velocità di propagazione soprattutto in profondità.

4 CONCLUSIONI

La scelta della metodologia di prova dipende da una serie di fattori tra cui gli obiettivi della campagna di caratterizzazione ed il budget disponibile. Inoltre è essenziale che la tecnica sia individuata tenendo conto delle specifiche limitazioni e delle condizioni del sito.

Come tutte le misure sperimentali, le prove geofisiche sono affette da incertezze derivanti da errori di misura (aleatori o sistematici) e da incertezze epistemiche. La quantificazione di queste incertezze rappresenta un elemento fondamentale per la valutazione dell'affidabilità dei risultati ottenuti.

La rilevanza delle incertezze epistemiche è certamente maggiore per le prove basate sull'analisi delle onde superficiali, in ragione della necessità di risolvere un problema inverso per la stima del profilo di velocità delle onde di taglio. In particolare alcune assunzioni a-priori possono condizionare in maniera rilevante i risultati. L'utilizzo delle informazioni disponibili e un'attenta analisi del dato sperimentale costituiscono elementi essenziali per garantire l'affidabilità dei risultati ottenuti. In particolare, la disponibilità di informazioni stratigrafiche consente un miglioramento significativo dell'attendibilità dei risultati. In questa ottica è importante che tutte le informazioni sul sito siano rese disponibili durante la fase di esecuzione ed interpretazione delle prove.

Per inverso gli errori di misura assumono un ruolo predominante per le prove cross-hole e down-hole, per le quali il processo interpretativo è sicuramente più semplice. Tuttavia elementi di soggettività nell'interpretazione comportano comunque un margine d'incertezza.

I confronti intra-metodo e inter-metodo operati su alcuni siti in cui sono disponibili misure ripetute mostrano una buona congruenza dei risultati, indicando una buona attendibilità anche per le prove dalla superficie, che consentono un'importante riduzione dei costi. Si mette tuttavia in evidenza la necessità di adeguati controlli di qualità sia sui dati sperimentali sia sulla loro interpretazione.

References

- [1] AGI, 1992. Caratteristiche geotecniche dell'argilla del Fucino. *Rivista Italiana di Geotecnica*, 25(3-4), 145-159
- [2] Aki K., Richards P.G. 2002. *Quantitative seismology: theory and methods*. 2a ed., University Science Books, Herndon, USA
- [3] ASTM D4428/D4428M-07 Standard Test Methods for Crosshole Seismic Testing, ASTM International, West Conshohocken, PA, www.astm.org.
- [4] ASTM D7400-07 Standard Test Methods for Downhole Seismic Testing, ASTM International, West Conshohocken, PA, www.astm.org.
- [5] Biot M.A. 1956. Theory of Propagation of Elastic Waves in Fluid-Saturated Porous Solid, I Lower Frequency Range. *Journal of Acoustical Society of America*, 2, 168-178.
- [6] Borchardt R.D., 2012. VS30 – A Site-Characterization Parameter for Use in Building Codes, Simplified Earthquake Resistant Design, GMPEs, and ShakeMaps. 15th World Conf. Earthquake Eng., Lisbon, CD-Rom
- [7] Brown, L.T., Boore, D. M. and Stokoe, K. H. II [2002] Comparison of shear-wave slowness profiles at ten strong-motion sites from noninvasive SASW measurements and measurements made in boreholes, *Bull. Seism. Soc. Am.* 92, 3116–3133.
- [8] Callerio A., Janicki K., D. Milani, S. Priano, Signori M., 2013. Cross-hole Tests at Zelazny Most Tailings Pond, Poland - Highlights and Statistical Interpretation of Results. *Near Surface Geoscience 2013*, Bochum, Germany, CD-Rom.
- [9] Campanella R.G. 1994. Field methods for dynamic geotechnical testing. *Dynamic Geotechnical Testing II (STP 1214)*, ASTM, Philadelphia, 3-23.
- [10] Comina C., Foti S., Boiero D., Socco L.V. 2011 Reliability of VS,30 evaluation from surface waves tests, *Journal of Geotechn. and Geoenv. Eng., ASCE*, 137(6), 579-586.
- [11] Comina C., Foti S., Socco L.V. 2012 Inversion Uncertainty in Surface Wave Analysis, *Proc. of Geocongress 2012, ASCE GSP 225*, 2736-2745
- [12] Foti S. 2002. Numerical and experimental comparison between 2-station and multistation methods for spectral analysis of surface waves, *RIG*, 36(1), 11-22.

- [13] Foti S. 2003. Small Strain Stiffness and Damping Ratio of Pisa Clay from Surface Wave Tests. *Geotechnique*, 53(5), 455-461.
- [14] Foti S. 2005. Surface Wave Testing for Geotechnical Characterization, in *Surface Waves in Geomechanics: Direct and Inverse Modelling for Soils and Rocks*, Lai C.G. and Wilmanski K. eds, Springer-Verlag, Wien, in press
- [15] Foti S., Comina C., Boiero D. 2007. Reliability of combined active and passive surface wave methods, *RIG*, 41(2), 39-47.
- [16] Foti S., Lai C.G., Lancellotta R. 2002 Porosity of Fluid-Saturated Porous Media from Measured Seismic Wave Velocities, *Geotechnique*, vol. 52 (5), 359-373
- [17] Foti S., Lai C.G., Rix G.J., Strobbia C.L., 2014. Surface wave methods for near-surface site characterization. CRC Press, Boca Raton, Florida, USA
- [18] Foti S., Lancellotta R. 2004 Soil porosity from seismic velocities, Technical Note, *Geotechnique*, vol. 54 (8), 551-554
- [19] Foti S., Lo Presti D.C., Pallara O., Rainone M., Signanini P. 2002 Indagini Geotecniche e geofisiche per la caratterizzazione del sito di Castelnuovo G.na (Lucca), *RIG*, vol. 36(3), 42-60
- [20] Foti S., Strobbia C. 2002 Some notes on model parameters for surface wave data inversion, Proc. of SAGEEP 2002, Las Vegas, USA, February 10-14, CD-Rom
- [21] Gabriels P., Snieder R., Nolet G. 1987. In situ measurements of shear-wave velocity in sediments with higher-mode Rayleigh waves. *Geophys. Prospect.*, 35, 187-196
- [22] Hollender F., Bard P.Y., Cornou C., Cox B.R., Foti S., Garofalo F., Ohrnberger M., Sicilia D., 2014. The INTERPACIFIC project: a cooperative exercise for assessing reliability and accuracy of seismic methods. Proc. EAGE Conference, Amsterdam, CD-Rom
- [23] Horike M. 1985. Inversion of phase velocity of long-period microtremors to the S-wave-velocity structure down to the basement in urbanized areas. *J. Phys. Earth*, 33, 59-96.
- [24] Jones R.B. 1958. In-situ measurement of the dynamic properties of soil by vibration methods. *Geotechnique*, 8(1), 1-21.
- [25] Kim D.S., Park H.J., Bang E.S. 2013, Round Robin Test for Comparative Study of In-Situ Seismic Tests., in *Geotechnical and Geophysical Site Characterization 4*, Eds R.Q. Coutinho & P.W. Mayne, CRC Press, Leiden (NL), 1427-1434
- [26] Lopes I., Santos J.A., Carrilho Gomes R., 2014 VS profile: measured vs empirical correlations. A Lower Tagus river valley example. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, in press
- [27] Louie J.N. 2001. Faster, better: shear-wave velocity to 100 meters depth from refraction microtremor arrays. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 91(2), 347-364.
- [28] Maraschini M., Ernst F., Foti S., Socco V. 2010 A new misfit function for multimodal inversion of surface waves, *Geophysics*, 75 (4), 31-43
- [29] Maraschini M., Foti S. 2010 A Monte Carlo multimodal inversion of surface waves, *Geophysical Journal Int.*, 182 (3), 1557-1566
- [30] Marchetti D., Marchetti S., Monaco P., Totani G. 2007. Risultati di prove in sito mediante dilatometro sismico (SDMT) Atti del XXIII Convegno Nazionale di Geotecnica, AGI, Patron Ed.
- [31] McMechan G.A., Yedlin M.J. 1981. Analysis of dispersive waves by wave field transformation. *Geophysics*, 46, 869-874.
- [32] Moss R.E.S. 2008 Quantifying measurement uncertainty of thirty-meter shear-wave velocity, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 98, No. 3, pp 1399 – 1411.
- [33] Nazarian S. 1984. In situ determination of elastic moduli of soil deposits and pavement

- systems by Spectral-Analysis-of-Surface waves method. PhD Diss., Un. of Texas at Austin.
- [34] Nazarian, S. and Stokoe, K.H. II 1983. Use of the Spectral Analysis of Surface Waves for Determination of Moduli and Thickness of Pavement Systems. Transportation Research Record, No.954, TRB, Transportation Research Board, Washington, D.C.
- [35] Nigbor R., Imai T., 1994. The Suspension P-S Velocity Logging Method. Geophysical Characterization of Sites, ISSMFE Special Publication TC 10, R.D. Woods Editor
- [36] Nolet G. and Panza G.F. 1976. Array analysis of seismic surface waves: limits and possibilities. *Pure and Applied Geophysics*, 114, 776–790.
- [37] NTC. 2008. Norme Tecniche per le Costruzioni. D.M. 14 gennaio 2008.
- [38] Okada H. 2003. The microtremor survey method. Geophysical monograph series, number 12, SEG, Tulsa, USA.
- [39] Park C.B., Miller R.D., Xia J. 1999. Multichannel analysis of surface waves, *Geophysics*, 64, 800-808.
- [40] Pietrantonio M., Tagliaferri A., Petrangeli M. 2013. Valutazione dell'affidabilità delle prove SPT per la caratterizzazione sismica dei terreni. *Rivista Italiana di Geotecnica*, Patron Editore, Bologna, 47(1), 17-31
- [41] Poggiagliolmi E., Berkhout A.J., Boone M.M. 1982. Phase unwrapping, possibilities and limitations, *Geophysical Prospecting*, vol. 30, 281-291.
- [42] Reynolds J.M., 1997. An introduction to applied and environmental geophysics, Wiley, Chichester, UK.
- [43] Richart F.E. Jr, Wood R.D., Hall J.R. Jr 1970. *Vibration of soils and foundations*. Prentice-Hall, New Jersey.
- [44] Rix G.J., Lai C.G. 2006. Model-based uncertainty in surface wave inversion. *Proceedings of GeoCongress 2006*. DeGroot D.J., DeJong J.T., Frost J.D., Baise L.G. Eds., ASCE.
- [45] Romanowicz B. 2002. Inversion of surface waves: a review. In *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology – Part A*, Lee W.H.K., Kanamori H., Jennings P.C., Kisslinger C. Eds, Academic Press, London.
- [46] Santamarina J. C., Rinaldi V.A., Fratta D., Klein K.A., Wang Y., Cho G.C., Cascante G. 2005. Chapter 4: A Survey of Elastic and Electromagnetic Properties of Near-Surface Soils, *Near-*
- [47] Socco L.V., Boiero D., 2008. Improved Monte Carlo inversion of surface wave data. *Geophysical Prospecting*, 56(3), 357-371.
- [48] Stephenson W.J., Louie J.N., Pullammanappallil S., Williams R.A., Odum J.K., 2005. Blind Shear-Wave Velocity Comparison of ReMi and MASW Results with Boreholes to 200 m in Santa Clara Valley: Implications for Earthquake Ground-Motion Assessment. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 95, No. 6, pp. 2506–2516
- [49] Stokoe K. H., Woods R. D. 1972. In-situ shear wave velocity by cross-hole method. *Journal of the Soil Mechanics & Foundations Division*, ASCE, 98(5), 443-460.
- [50] Stokoe K.H. II, Mok Y.J., Lee N., Lopez R. 1989. In situ seismic methods: recent advances in testing, understanding and applications, *Atti Conferenze Geotecniche di Torino*, XIV ciclo.
- [51] Stokoe K.H. II, Santamarina J.C. 2000. Seismic-wave-based testing in geotechnical engineering, *GEOENG 2000*, Melbourne, Australia, 19-24 Nov., CD-Rom
- [52] Strobbia C., Foti S. 2006 Multi-Offset Phase Analysis of Surface Wave Data (MOPA), *J. Applied Geophysics*, Elsevier, vol.59 (4), 300-313
- [53] Strobbia C., Cassiani G. 2011. Refraction microtremors: Data analysis and diagnostics of key hypotheses. *Geophysics*, 76(3), MA11-MA20.

- [54] Tokimatsu K. 1995. Geotechnical Site Characterisation using Surface Waves. Proc. IS Tokyo 1995, Balkema, 1333-1368
- [55] Wair B.R., DeJong J.T., Shantz T., 2012. Guidelines for Estimation of Shear Wave Velocity Profiles, PEER Report 2012/08, University of California, USA