MINISTERO DELL'UNIVERSITÁ DELLA RICERCA SCIENTIFICA E TECNOLOGICA

UNIVERSITÁ DEGLI STUDI DI TRIESTE

FACOLTÁ DI SCIENZE

ISTITUTO DI GEODESIA E GEOFISICA

TESI DI DOTTORATO DI RICERCA IN GEOFISICA DELLA LITOSFERA E GEODINAMICA

Misure in situ delle caratteristiche elastiche ed anelastiche dei terreni dall'inversione delle relazioni di dispersione delle onde superficiali

Dottorando:
ALESSANDRO VUAN '65

Relatore:
Ill.mo Chiar.mo Prof.
GIULIANO FRANCESCO PANZA

Correlatore:
Dr.
GIOVANNI COSTA

Coordinatore:
Ill.mo Chiar.mo Prof.
MARIA ZADRO

VIII CICLO DI DOTTORATO
1992 - 1995

INDICE

Ringraziamenti 1

Riassunto 2

PRIMA PARTE 5

1. Introduzione 5

2. Sintesi modale 8
2.1 Introduzione 8
2.2 Considerazioni teoriche e caratteristiche del calcolo 8
2.3 Integrale di energia 12
2.4 Attenuazione dovuta all'anelasticitá 13
2.5 Modellazione di una sorgente esplosiva 14
2.6 Esempi di calcolo 16

3. Analisi delle onde superficiali 20
3.1 Generalitá 20
3.2 Analisi bidimensionale tempo-frequenza 21
3.3 Misure di dispersione usando la rappresentazione bidimensionale tempo-frequenza e i filtri flottanti 23
3.4 Misure di velocitá di fase 27
3.5 Trasformata bidimensionale di Fourier 28

4. Inversione 32
4.1 Introduzione 32
4.2 Inversione lineare 33
4.3 Metodo di Backus e Gilbert 34
4.4 Espansione in serie 36
4.5 Discretizzazione del modello 37
4.6 Calcolo delle derivate parziali delle curve di dispersione 37
4.7 Inversione non lineare: Il metodo "Hedgehog" 39

5. Misure di attenuazione 42
5.1 Introduzione 42
5.2 Dipendenza del fattore di qualitá, Q, dalla frequenza 43
5.3 Meccanismi di attenuazione 44
5.4 Metodi di determinazione dell'attenuazione 45
5.4.1 Il metodo dei rapporti spettrali 46
5.4.2 Il metodo "rise time" o del "tempo di salita" 47
5.5 Misure di Q in un mezzo reale 49
5.6 Misura dell'attenuazione delle onde superficiali 51
5.7 Misure di attenuazione ottenute per confronto con simogrammi sintetici 53

6. Metodi di determinazione della velocitá delle onde di taglio nei terreni 55
6.1 Introduzione 55
6.2 Misure di rigiditá 55
6.3 Metodi sismici "cross, up e down hole" 57
6.4 Metodi sismici a rifrazione e a riflessione 59
6.5 Sismica a rifrazione 59
6.6 Sismica a riflessione 60
6.7 Metodi che utilizzano le onde superficiali 60
6.8 Metodo del cono sismico 62
6.9 Discussione 63

SECONDA PARTE 65

7.Misure in situ della velocitá delle onde di taglio utilizzando dati di sismica a riflessione 66
7.1 Introduzione 66
7.2 Acquisizione e informazioni preliminari 68
7.3 Elaborazione dei dati 71
7.4 Risultati 77

8. Analisi e calcolo del "ground roll" di dati sismici multi componente 81
8.1 Acquisizione dei dati 81
8.2 Individuazione delle curve di dispersione delle onde superficiali 86
8.3 Inversione 92
8.4 Meccanismi di eccitazione delle onde di Love da sorgenti esplosive 96
8.5 Calcolo di sismogrammi sintetici 99
8.6 Discussione 108

9. Misure per la correzione degli effetti di sito in prossimitá di stazioni accelerometriche 113
9.1 Introduzione 113
9.2 Acquisizione finalizzata alle misure in situ 114
9.3 Elaborazione dei dati acquisiti presso la stazione di Simaz 119
9.4 Risultati 121

10. Misure finalizzate a studi di tipo geotecnico 124
10.1 Introduzione 124
10.2 Caratteristiche litostratigrafiche del sito e acquisizione dei dati 125
10.3 Determinazione della dispersione con il metodo FTAN 127
10.4 Inversione 135
10.5 Discussione 140

11. Conclusioni 144

Riferimenti bibliografici 147

Ringraziamenti

Esprimo la mia gratitudine a Giuliano Panza e a Giovanni Costa per la loro disponibilitá, i loro suggerimenti ed il supporto nella stesura della tesi. Doverosi ringraziamenti devono essere rivolti ad Anatoly Levshin per gli utili consigli e ad Alfredo Mazzotti e Tina Nunziata per aver concesso parte dei dati utilizzati nel lavoro. Un ulteriore ringraziamento va a tutto il personale dell'Istituto di Geodesia e Geofisica dell'Universitá degli Studi di Trieste.

Riassunto

La conoscenza dei parametri elastici ed anelastici superficiali gioca un ruolo molto importante in un numero considerevole di applicazioni geofisiche.

In questa tesi viene presentata una metodologia per le misure in situ delle velocitá delle onde di taglio e la stima dell'attenuazione nei terreni basata sull'inversione delle relazioni di dispersione delle onde superficiali ed il calcolo di sismogrammi sintetici completi.

Nella metodologia sono particolarmente rilevanti le tecniche di tipo sismologico che sono applicate a dati di sismica a riflessione e a rifrazione, sia per la prosezione petrolifera che per quella geotecnico-ingegneristica.

La definizione dei parametri elastici ed anelastici nei primi 100 metri e' fondamentale negli studi geotecnici ai fini della classificazione litologica dei materiali e per scopi di ingegneria antisismica.

Nel campo della sismica di esplorazione le velocita' delle onde S degli strati piú superficiali sono essenziali per la correzione delle statiche e nello studio delle tecniche di acquisizione per il miglioramento del rapporto segnale-rumore.

Per scopi di microzonazione sismica, una dettagliata conoscenza dei parametri dinamici dei sedimenti é utile nella modellazione bidimensionale degli effetti di sito, ed, in alcuni casi, la correzione di tali effetti in prossimitá delle stazioni accelerometriche risulta di fondamentale importanza.

La prima parte della tesi é teorica e contiene la descrizione delle principali tecniche che stanno alla base del metodo messo a punto, mentre nella seconda parte sono descritte alcune applicazioni della metodologia stessa.

Inizialmente vengono descritti gli algoritmi utilizzati nel calcolo di sismogrammi sintetici completi utilizzando il metodo della somma modale (cap. 2), le tecniche per l'analisi delle onde superficiali e la definizione delle relazioni di dispersione (cap. 3) e le metodologie di inversione non lineare (cap. 4). Nei capitoli 5 e 6 sono esaminate e discusse le diverse tecniche utilizzate in campo geotecnico per la definizione delle caratteristiche elastiche ed anelastiche.

Gli aspetti applicativi sono contenuti nella seconda parte della tesi. La prima applicazione riguarda dati di sismica a riflessione multicanale (cap.7), acquisiti con le tecniche standard (impiego di sistemi di cariche ripartite e gruppi di geofoni per singolo canale di registrazione). Tale acquisizione, anche se strutturata per eliminare le onde superficiali, non impedisce nel caso studiato la deduzione della dispersione delle onde di Rayleigh. La particolare omogeneita' del materiale campionato e la disponibilitá delle informazioni riguardanti le velocitá sia delle onde compressionali che delle onde trasversali consentono, inoltre, una precisa classificazione granulometrica.

Nel capitolo successivo (cap.8) sono analizzati dati acquisiti preliminarmente ai rilievi di simica a riflessione. Si tratta di dati sismici multicomponente per lo studio del rumore coerente. In questo caso il fenomeno del "ground roll" viene osservato ed analizzato in tutti i suoi diversi aspetti. In particolare viene esaminato il meccanismo di eccitazione della componente trasversale da parte della sorgente esplosiva. Tale fenomeno, osservato comunemente in tutte le registrazioni sismiche, viene spiegato con l'aiuto della sintesi modale.

Nel capitolo 9 viene trattata l'acquisizione, la registrazione e l'elaborazione di dati di sismica a rifrazione per la correzione degli effetti di sito in prossimita' di stazioni accelerometriche localizzate su sedimenti incoerenti.

Il capitolo 10, a carattere geotecnico, presenta invece il confronto tra la metodologia sviluppata nella tesi e la tecnica SASW (Spectral Analysis of Surface Waves). Nel capitolo si sottolinea l'efficacia dell'impiego dei filtraggi ad equalizzazione di fase (FTAN) nell'individuazione delle curve di dispersione.

Tutte le misure sono controllate confrontando nel dominio temporale i segnali sintetici con quelli osservati, ottenendo in tal modo una stima delle proprietá anelastiche dei materiali.

PRIMA PARTE

1. Introduzione

Negli ultimi anni le discipline geofisiche sono state al centro di un processo di sviluppo dovuto essenzialmente all'integrazione delle informazioni. In questo quadro si inserisce questa ricerca, nella quale alcune tecniche proprie della sismologia vengono applicate alla sismica di esplorazione, alla sismica a rifrazione ed agli altri metodi sismici per l'indagine geotecnica.

In particolare saranno approfondite le tematiche riguardanti le onde superficiali ed il loro utilizzo nella modellazione strutturale, argomento trattato in campo sismologico da alcuni decenni e tuttora attuale in aree non densamente monitorate.

I campi di applicazione delle onde superficiali nella modellazione strutturale in rapporto alle diverse frequenze e velocitá sono molto diversi (Tab. 1). Il contenuto di questa tesi puó essere collocato nell'ambito della geofisica superficiale e coinvolge un numero notevole di applicazioni, dalla sismica di esplorazione a quella superficiale, dalla geotecnica all'ingegneria civile.

Tab. 1.I - Campi di applicazione delle onde superficiali nella modellazione strutturale. L.V.Z. e I.V.Z. si riferiscono rispettivamente alla Low Velocity Zone e alla Intermediate Velocity Zone, termini che vengono utilizzati nel campo della "reflection seismology" per definire le caratteristiche zone superficiali di bassa velocitá.

Frequenza (Hz)	Lunghezza d'onda (Km)	Velocitá di fase (Km/s)	Profonditá di penetrazione max. (Km)	Campo di applicazione
10 - 50	0.005 - 0.05	0.03 - 0.5	0.020	Ingegneria civile, Archeologia e Studi geotecnici
1 - 2	0.5 - 2.0	0.8 - 1.5	0.6	Studi sulla "L.V.Z." e "I.V.Z."
0.1 - 0.2	5 - 20	2.0 - 3.0	13	Bacini sedimentari
0.03 - 0.1	30 - 100	3.0 - 3.5	120	Studi crostali
0.003 -	200 - 1000	4.0 - 5.0	2000	Studi sul mantello superiore

Solamente negli ultimi 10 anni nel campo dell'esplorazione petrolifera sono stati incrementati gli sforzi per acquisire maggiori informazioni non solo strutturali (andamento degli orizzonti sismici) ma anche litologiche (tipologia di facies, grado di fratturazione,

porositá). Riguardo a quest'ultimo punto é andata crescendo l'attenzione verso la sismica che utilizza le onde di taglio prima semplicemente considerata come una curiositá o una alternativa alla sismica tradizionale ora vista come un'indispensabile integrazione alle metodologie standard. Questo ampliamento degli interessi ha favorito l'inter-disciplinaritá e lo scambio di conoscenze fra sismica e sismologia, anche se il trattamento delle onde di taglio in sismologia é concentrato su lunghezze d'onda e profonditá di penetrazione diverse rispetto a quelle usate nella sismica.

Sempre in questo campo la stima dei parametri elastici superficiali utilizzando dati sismici multi componente con ricevitori in profonditá e in superficie é diventata essenziale per dedurre possibili effetti di anisotropia o di eterogeneitá e per impedire il deterioramento della qualitá dei dati. Questo vale in misura rilevante per i profili in cui sono utilizzate le onde trasversali dove anomalie in ampiezza, statiche e la presenza di onde superficiali sono sempre associate con sedimenti scarsamente compatti, e inomogenei.

Inoltre il tentativo di semplificare le metodologie di acquisizione nella sismica a riflessione, allo scopo di diminuire i costi (riduzione nel numero dei geofoni con alleggerimento della geometria per i singoli canali di registrazione), garantendo allo stesso tempo la possibilitá di ottenere registrazioni ad alta qualitá, ha favorito i primi tentativi di impiego di filtraggi ad equalizzazione di fase o che sfruttano le proprietá di polarizzazione del rumore coerente dovuto alle onde superficiali, impiego che seppure con altre finalitá risulta giá ampiamente sperimentato in campo sismologico.

Come giá sperimentate sono anche le tecniche di inversione della dispersione delle onde superficiali per la stima delle velocitá della crosta e del mantello, che peró non sono state mai applicate alla stima delle caratteristiche fisiche dello strato aerato e del subaerato dei bacini sedimentari.

In campo geotecnico il miglioramento delle misure in laboratorio per quanto riguarda il modulo di rigiditá ha confermato il comportamento non-lineare delle relazioni sforzo-deformazione e ha dimostrato come tale modulo risulti superiore se misurato localmente in condizioni di bassa deformazione rispetto a quello determinato usando le tecniche di laboratorio convenzionali. L'avere capito che i livelli di deformazione locale attorno alle costruzioni

sono bassi rispetto a quelli determinati in laboratorio ha condotto gli addetti ai lavori a rivalutare il valore di rigiditá ricavato mediante le prospezioni sismiche. Queste garantiscono una determinazione dei parametri su volumi rappresentativi dei terreni per lo stato di stress presente effettivamente, e per queste ragioni forniscono valori altamente attendibili. Da questo punto di vista i metodi di prospezione sismica superficiale non devono essere piú limitati alla localizzazione degli orizzonti sismici ma possono essere utilizzati anche per ricavare i parametri che vengono usati dagli ingegneri per prevedere fenomeni quali la stabilitá dei versanti o effetti delle vibrazioni sulle fondamenta e sui muri di contenimento. L'analisi delle onde superficiali rappresenta quindi l'unico metodo capace di garantire con costi modesti dei valori attendibili. La sismica cross-hole e down-hole pur offrendo risultati analoghi richiede infatti perforazioni che dal punto di vista ambientale e dei costi non sono convenienti.

Tutte queste considerazioni portano alla conclusione che nello studio di una struttura sedimentaria é necessaria l'osservazione simultanea sia delle velocitá compressionali e di taglio sia dei rispettivi valori di attenuazione.

Le applicazioni dell'analisi delle onde superficiali nell'esplora-zione geofisica sono relativamente poche e recenti. Jolly e Mifsud (1977) hanno effettuato degli esperimenti in cui si dimostrava la stretta relazione tra le proprietá del "ground roll" e quelle degli strati in prossimitá della superficie. Le proprietá di dispersione di tale disturbo erano strettamente correlate sia al contrasto di impedenza acustica tra lo strato non consolidato e quello sottostante sia alla profonditá della sorgente energizzante. Al Husseini, Glover e Barley (1981) hanno analizzato le diverse proprietá di dispersione del rumore coerente in Arabia Saudita allo scopo di determinare i filtri multi canale da applicare per una dato sistema di acquisizione nelle esplorazioni sismiche a riflessione. McMechan e Yedlin (1981) hanno usato un metodo per l'analisi delle onde superficiali giá sviluppato in sismologia (Nolet e Panza, 1976). La loro analisi per dati di sismica a riflessione in mare si limita al modo fondamentale delle onde superficiali che ha una penetrazione molto bassa nell'intervallo in frequenza tipico della sismica a riflessione. Gabriels, Snieder e Nolet (1987) hanno presentato un lavoro in cui si dimostra la possibilitá di

determinare la velocitá delle onde S attraverso l'analisi dei modi superiori delle onde di Rayleigh nello spazio delle frequenze e dei numeri d'onda (F-K). Infine Herrmann e Russel (1990) hanno proposto una tecnica di filtraggio chiamata "phase match filtering" in cui vengono utilizzate le tecniche di selezione del segnale giá sviluppate in sismologia con la "multiple filter tecnique" (Dziewonsky, Bloch e Landisman, 1969). Questo metodo viene applicato a singoli segnali nel caso di dati con scarso campionamento spaziale in cui non é possibile il filtraggio bidimensionale.

L'individuazione delle curve di dispersione (Levshin e al., 1992), le tecniche di inversione non-lineare (Keilis-Borok e Yanovskaja, 1967; Valyus, 1969; Valyus e al., 1972; Panza, 1981) e la sintesi modale (Panza, 1985) costituiscono i passaggi fondamentali di tutto il lavoro. In particolare quest'ultimo punto risulta un valido termine di riferimento e confronto per testare le possibilitá e la correttezza del metodo sviluppato.

L'applicazione dei metodi che consentono l'individuazione delle curve di dispersione (velocitá di fase e gruppo) proprie del modo fondamentale e dei primi modi superiori e la loro inversione non lineare, permette di ricavare un insieme circoscritto di modelli della distribuzione della velocitá delle onde di taglio in prossimitá della superficie. Tale conoscenza risulta basilare se integrata con informazioni supplementari come le velocitá compressionali e le densitá per la deduzione delle caratteristiche litologiche. L'ulteriore possibilitá di un confronto con sismogrammi sintetici completi permette non solo di definire in modo approssimativo le caratteristiche anelastiche del mezzo studiato ma rappresenta anche un valido riferimento nell'interpretazione di tutte le fasi presenti.

L'originalitá del lavoro consiste nella sperimentazione di determinate tecniche, non ancora utilizzate nel campo della geofisica superficiale, e nella proposta di un metodo per le misure in situ che risulta efficace e poco costoso.

Il presente lavoro é strutturato in una parte teorica in cui si descrivono tali tecniche e in una parte sperimentale in cui queste vengono applicate a dati di sismica a riflessione, sismica a rifrazione e sismica che utilizza il metodo SASW (Spectral Analysis of Surface Waves; Stokoe e Nazarian, 1985) per la definizione della velocitá delle onde di taglio in profonditá e la stima dell'attenuazione.

2. Sintesi modale

2.1 Introduzione

In sismologia e nella prospezione sismica sono utilizzati molti metodi di simulazione sia numerica che analitica delle forme d'onda che differiscono principalmente per le ipotesi semplificatrici che stanno alla base degli stessi. Queste ipotesi si riferiscono in generale a riduzioni nella complessitá del modello (omogeneitá degli strati, stratificazione orizzontale, ecc..), della perturbazione dinamica (incidenza di onde piane SH, P-SV) e delle proprietá reologiche del mezzo (mezzo elastico, viscoelastico lineare, ecc...). Tra i diversi metodi quello che sará applicato in questo lavoro utilizza la propagazione secondo i modi normali (Panza, 1985; Panza e Suhadolc, 1987; Florsch e al., 1991) considerando strati omogenei ed isotropi separati da discontinuitá del primo ordine (strati piani e paralleli, 1D). Il metodo é praticamente libero da approssimazioni per modelli strutturali monodimensionali e puó inoltre essere esteso ai casi in due e tre dimensioni (Vaccari e al., 1989; Fäh e al., 1994). I codici di calcolo consentono la soluzione dell'equazione generale del moto in modo completo considerando anche l'anelasticitá del mezzo (Knopoff, 1964; Schwab e Knopoff 1971). Il vantaggio di questo tipo di scelta risulta evidente quando é necessaria la maggior completezza possibile nella sintesi di tutte le fasi presenti ed in particolare delle onde di Rayleigh e di Love in un intervallo in frequenza molto ampio.

2.2 Considerazioni teoriche e caratteristiche del calcolo

Nel caso in cui il mezzo possa considerarsi una successione di strati piani, paralleli, omogenei ed isotropi viene utilizzato il metodo delle matrici di propagazione di Thomson (1950) e Haskell (1953). Questo metodo matriciale consente la definizione della funzione di dispersione come prodotto di tante matrici-strato quanti sono gli strati del modello. Ogni matrice é il risultato dell'applicazione delle condizioni al contorno per le onde di Rayleigh (P-SV) e quelle di Love

(SH), e cioé l'annullamento degli sforzi sulla superficie libera, il decadimento esponenziale nel semispazio e la continuitá per sforzi e spostamenti alle singole interfacce. L'uso di tale metodo particolarmente indicato per essere implementato sui calcolatori permette la costruzione di sismogrammi sintetici completi in un'ampia banda di frequenze e velocitá di fase. Per n-1 strati posti su di un semispazio (Fig. 2.1) se consideriamo le onde di tipo P-SV, le condizioni al contorno sono quattro per ogni interfaccia piú due per la superficie libera. Ottenere le soluzioni di (4n-2) equazioni omogenee e determinare un uguale numero di costanti significa trovare gli zeri di un determinante i cui elementi sono funzione delle velocitá di fase c, della lunghezza d'onda λ, della densitá ρ e dei moduli elastici di ciascuno strato.

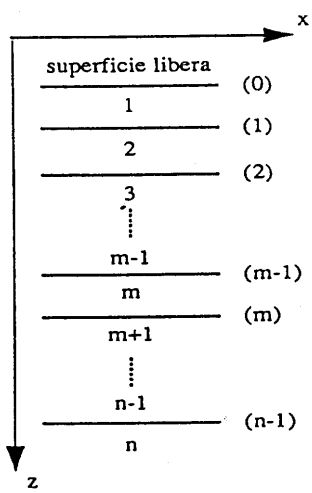


Fig. 2.1 Modello stratificato e sistema di riferimento

La condizione di esistenza delle onde superficiali, la quale definisce anche la funzione di dispersione per le onde di Rayleigh si puó quindi scrivere nel seguente modo:

$$F(\omega,c) = \Delta_R = 0 \qquad (2.1)$$

Nella (2.1), Δ_R rappresenta il prodotto di tante matrici quanti sono gli strati. Per il caso di onde di Rayleigh, Knopoff (1964b) ha proposto una modifica dello schema iniziale che evita la perdita di

precisione, intrinseca nella formulazione originale di Haskell (1953). Risolto in questo modo il problema degli autovalori (velocitá di fase) devono essere determinati gli autovettori o autofunzioni del sistema. Le autofunzioni corrispondono agli spostamenti radiale, u, e verticale, w, e agli sforzi normale, σ, e tangenziale, τ, per lo strato solido m-esimo. Omettendo tutta la pesante trattazione matematica (Schwab e al., 1984), il calcolo di queste variabili per la geometria di figura (2.1) consiste nella determinazione delle costanti A_m, B_m, C_m, D_m per tutti gli strati posti al di sopra del semispazio, e delle costanti A_n e D_n per lo strato piú profondo nel modello, che rappresenta il semispazio.

$$A_m = -\alpha_m^2(\Delta'_m+\Delta''_m)$$

$$B_m = -\alpha_m^2(\Delta'_m-\Delta''_m)$$

$$C_m = -\beta_m^2(\delta'_m-\delta''_m)$$

$$D_m = -\beta_m^2(\delta'_m+\delta''_m) \qquad (2.2)$$

$$A_n = -\alpha_n^2\,\Delta'_n$$

$$D_n = -\beta_n^2\,\delta'_n$$

Come possiamo vedere dalle (2.2) i valori di queste costanti sono dipendenti dalle velocitá delle onde compressionali α_m e di taglio β_m per lo strato m-esimo e da altre costanti Δ'_m, Δ''_m, δ'_m, δ''_m, che derivano dalla combinazione delle soluzioni dell'equazione d'onda scalare e vettoriale in termini di onde piane.

Una volta determinate le velocitá di fase, le velocitá di gruppo possono essere calcolate attraverso l'applicazione della teoria delle funzioni implicite alla funzione di dispersione (Schwab e Knopoff, 1972).

$$U=\frac{c}{1-(dc/d\omega)\,(\omega/c)} \qquad (2.3)$$

Il valore di $dc/d\omega$ si ottiene infatti da:

$$dc/d\omega = -\frac{(\partial F/\partial\omega)_c}{(\partial F/\partial c)_\omega} \qquad (2.4)$$

La totalitá delle soluzioni discrete (ω,c) comprende tutte le soluzioni omogenee che in termini di raggi si propagano nell'intervallo di direzioni comprese entro un'angolo definito da:

$$\vartheta_s = \arccos(\beta/c_m) \quad \text{per le onde S}$$

$$\vartheta_p = \arccos(\alpha/c_m) \quad \text{per le onde P} \qquad (2.5)$$

dove con α e β si indicano le velocitá delle onde P ed S e con c_m la velocitá di fase massima, che solitamente viene scelta uguale a $0.98\beta_n$, dove β_n é la velocitá delle onde S nel semispazio. Oltre alle onde di corpo sono sintetizzabili le onde di Rayleigh (P-SV) e di Love (SH) in senso stretto, cioé i modi fondamentali.

La completezza dell'insieme di soluzioni rappresenta uno dei vantaggi del metodo rispetto ad altri comunemente impiegati (metodo dei raggi, riflettivitá, ecc...). Un ulteriore vantaggio nei confronti degli altri metodi numerici (differenze finite) deriva dal tempo macchina impiegato nel calcolo: da questo punto di vista il metodo di somma modale risulta notevolmente piú economico. Il punto critico nel calcolo di sismogrammi sintetici attraverso la somma modale é da ricercarsi nella determinazione delle velocitá di fase per diversi modi di propagazione con intervalli in frequenza Δf tali da consentire la separazione dei singoli modi e allo stesso tempo una certa efficienza del calcolo. Affinché il calcolo risulti efficiente non é consigliabile determinare per ogni frequenza e per ogni modo gli zeri della funzione di dispersione usando la procedura standard per

la ricerca dello zero (Schwab e Knopoff, 1972). Questa deve essere usata solo quando strettamente necessario come ad esempio all'inizio di ogni modo mentre per gli altri punti la velocitá di fase puó essere stimata attraverso un'estrapolazione cubica e successivamente raffinata per ottenere una sufficiente precisione (Panza, 1990). Una volta superato questo problema é necessario seguire correttamente il modo frequenza per frequenza; questo implica difficoltá proporzionalmente crescenti al crescere delle frequenze poiché i modi di propagazione sono piú vicini nel piano (ω,c).

L'ottimizzazione successiva consiste nella determinazione del minimo numero di strati che devono essere considerati. La riduzione della struttura é strettamente legata al calcolo delle autofunzioni, infatti ad una certa profonditá del modello, variabile con la frequenza e con il tipo di struttura, sforzi e spostamenti devono tendere esponenzialmente a zero (condizione di esistenza dei modi di oscillazione delle onde P-SV e SH). Il problema sta nel determinare la profonditá alla quale si verifica questa condizione per evitare problemi di instabilitá numerica (oscillazioni crescenti delle autofunzioni al di sotto dello zero) che possono causare errori nel calcolo dell'integrale di energia e della velocitá di gruppo (Panza e Suhadolc, 1987).

2.3 Integrale di energia

Una quantitá necessaria per una stima del diverso contributo allo spostamento superficiale da parte dei modi di propagazione é l'integrale di energia I_1 . Per le onde P-SV:

$$I_1=\int_0^{\infty} \rho(z)\left[y_1^2(z)+y_3^2(z)\right] dz \qquad (2.6)$$

Dalla (2.6) é possibile ricavare il valore di I_1 essendo:

$$y_1 = w(z)/w(0) \tag{2.7}$$

$$iy_3 = u(z)/w(0) \tag{2.8}$$

dove u(z), w(z) e w(0) sono le componenti dello spostamento alla generica profonditá z e alla superficie libera.

2.4 Attenuazione dovuta all'anelasticitá

Il trattamento dell'anelasticitá richiede per ragioni di causalitá l'introduzione della dispersione per le onde di corpo (Futtermann 1962). In un mezzo con Q costante, la correzione della dispersione per le onde di volume "body wave dispersion" si puó esprimere come:

$$A_1(\omega) = \frac{A_1(\omega_0)}{1+\frac{2}{\pi} A_1(\omega_0)\, A_2(\omega_0) \ln\frac{\omega_0}{\omega}}$$

$$B_1(\omega) = \frac{B_1(\omega_0)}{1+\frac{2}{\pi} B_1(\omega_0)\, B_2(\omega_0) \ln\frac{\omega_0}{\omega}} \tag{2.9}$$

dove A_1 e B_1 sono le velocitá di fase per le onde P ed S e A_2, B_2 l'attenuazione di fase rispettiva. Il valore ω_0 rappresenta la frequenza di riferimento, ovvero la frequenza alla quale la velocitá di fase é indipendente dall'attenuazione. La formulazione del problema per onde superficiali in geometria piana richiede l'uso di una frequenza angolare reale, volendo considerare strati anelastici le velocitá delle onde P ed S e delle onde superficiali devono essere espresse come

quantitá complesse. In particolare la velocitá di fase di un'onda superficiale puó essere scritta:

$$\frac{1}{c} = \frac{1}{C_1} - iC_2 \qquad (2.10)$$

con C_1 velocitá di fase e C_2 attenuazione di fase. C_2 puó essere stimato utilizzando tecniche variazionali (Takeuchi e Saito, 1972; Aki e Richards, 1980). Poiché tali tecniche costituiscono un metodo approssimato i valori di C_2 possono essere calcolati con un errore percentuale variabile rispetto al metodo esatto. Questo tipo di errore cresce allontanandosi dalle condizioni elastiche e puó creare dei problemi di rumore numerico nel calcolo dei sismogrammi sintetici.

2.5 Modellazione di una sorgente esplosiva

I sismogrammi sintetici possono essere visti come il risultato della convoluzione di un effetto di sorgente con la funzione di trasferimento del mezzo, in questo caso il nostro modello monodimensionale. Molto sinteticamente, abbiamo visto come puó essere risolta l'equazione generale del moto, in modelli che approssimano un mezzo estremamente complesso come la Terra, non contemplando ancora la causa che da origine alla perturbazione elastica.

In questo lavoro considereremo sorgenti impulsive di tipo esplosivo (Takeuchi e Saito, 1972; Harkrider, 1974; Ben Menhaem, 1974). Il potenziale scalare per questo tipo di sorgente é rappresentato dalla (2.11):

$$\overline{\varphi}_{s0}(R) = -\frac{\overline{P}_{0s}}{4\mu_s} a_s^3 \frac{\exp i\left(k_{\alpha s} a_s - \theta_{sp}\right)}{\left[\left(1 - \frac{a_s^2 k_{\beta s}^2}{4}\right) + k_{\alpha s}^2 a_s^2\right]^{1/2}} \frac{\exp(-ik_{\alpha s} R)}{R} \qquad (2.11)$$

nella quale R é la distanza dalla sorgente , a_s é il raggio della cavitá sferica, p é la trasformata di Fourier della funzione temporale che rappresenta l'andamento della pressione alle pareti della cavitá. Lo sviluppo della pressione in un'esplosione frequentemente é assimilabile ad una funzione $\delta(t)$ (Dirac function) ma puó anche richiedere un tipo di modellazione diversa in relazione al materiale presente nei pressi della sorgente. Nel caso di onde di Rayleigh, partendo da questo potenziale, Harkrider (1964) ha ricavato la trasformata di Fourier dello spostamento nelle sue componenti verticale $(\overline{w}_0)_{Rj}$ e radiale $(\overline{q}_0)_{Rj}$:

$$(\overline{w}_0)_{Rj} = ik_{Rj}\overline{p}_{0s}a^3 \frac{\left\{\frac{1}{2\mu_s}\left[\frac{\sigma_s^*(D)}{\dot{\omega}_0/c}\right]_{Hj} - \left[\frac{\dot{u}_s^*(D)}{\dot{\omega}_0}\right]_{Hj}\right\}}{\left[\left(1-\frac{a_s^2k_{\beta s}^2}{4}\right)^2 + k_{\alpha s}^2a_s^2\right]^{1/2}} \times$$

$$\times A_{Rj}\exp i\left(k_{\alpha s}a_s - \theta_{sp}\right) H_0^{(2)}\left(k_{Rj}r\right)$$

$$(\overline{q}_0)_{Rj} = \left[\frac{\dot{u}_0^*}{\dot{\omega}_0}\right]_{Hj} i\pi k_{Rj}\overline{p}_{0s}a^3 \frac{\left\{\frac{1}{2\mu_s}\left[\frac{\sigma_s^*(D)}{\dot{\omega}_0/c}\right]_{Hj} - \left[\frac{\dot{u}_s(D)}{\dot{\omega}_0}\right]_{Hj}\right\}}{\left[\left(1-\frac{a_s^2k_{\beta s}^2}{4}\right)^2 - k_{\alpha s}^2a_s^2\right]^{1/2}} \times \qquad (2.12)$$

$$\times A_{Rj}\exp i\left(k_{\alpha s}a_s - \theta_{sp}\right) H_1^{(2)}\left(k_{Rj}r\right)$$

Nelle due equazioni si ha che:

$$A_{Rj} = \frac{1}{2}cuI_1 \qquad (2.13)$$

dove c rappresenta la velocità di fase, u la velocità di gruppo, I_1 l'integrale dell'energia (Panza et al., 1973), σ^* è lo sforzo normale, $(\dot{u}_0/\dot{w}_0)_{Hj}$ esprime l'ellitticità del moto dell'onda di Rayleigh, mentre $H_0^{(2)}$ e $H_1^{(2)}$ sono le funzioni di Hankel. Queste funzioni rappresentano una forma alternativa delle funzioni di Bessel e sono utili per

descrivere la propagazione delle onde di tipo cilindrico, quali appunto le onde di Rayleigh. Per quest'ultime sono trascurati i termini di ordine superiore a r, in tal caso si possono ottenere risultati con almeno tre cifre significative se viene soddisfatta la condizione $kr > 10$. L'algoritmo utilizzato per il calcolo dei sismogrammi sintetici include anche altri modelli di sorgente esplosiva: il formalismo utilizzato per la sorgente puntiforme deriva da Takeuchi e Saito, (1972) mentre quello per le sorgenti "underwater" da Wielandt (1975). E' possibile considerare anche sorgenti esplosive con una durata oppure sorgenti multiple.

Una volta definiti i parametri della sorgente conoscendo le autofunzioni, l'integrale di energia e l'ellitticitá é possibile calcolare sismogrammi sintetici mediante una trasformata inversa di Fourier. La descrizione dettagliata degli algoritmi di calcolo é data da Panza, (1985), Panza e Suhadolc, (1987) e Florsch e al., (1991).

2.6 Esempi di calcolo

La propagazione delle onde di Rayleigh e di Love oltre ad essere influenzata dalla profonditá della sorgente é condizionata dalle caratteristiche dei materiali superficiali in particolare dalle proprietá dinamiche e dallo spessore degli strati. Vediamo ora un esempio sintetico di come le forme d'onda, per quanto riguarda ampiezza, durata e contenuto in frequenza siano influenzate dalle velocitá e dall'attenuazione dei materiali superficiali. Le simulazioni numeriche di Fig. 2.2 e 2.3 presentano la radiazione di una sorgente esplosiva istantanea e puntiforme alla profonditá di 1 m per un mezzo semplice a due strati orizzontali le cui caratteristiche sono descritte in Tab. 2.I. Il semispazio é caratterizzato da velocitá delle onde compressionali (Vp) pari a 2000 m/s e da velocitá delle onde di taglio (Vs) di 1160 m/s.

Tab. 2.I - Modelli a due strati per il calcolo di sismogrammi sintetici

Modello	Strato	Spessore(m)	Vp(m/s)	Vs(m/s)	Q
a	1	5	300	150	1000
	2	33	600	300	1000
b	1	5	500	250	1000
	2	33	1000	500	1000
c	1	5	300	150	1000
	2	33	1800	900	1000
d	1	5	300	150	20
	2	33	600	300	20

Il calcolo dei sismogrammi sintetici viene effettuato utilizzando il metodo descritto precedentemente per distanze dalla sorgente comprese tra 35 e 140m e per frequenze inferiori a 30 Hz. L'aspetto fondamentale nei sismogrammi (Fig. 2.2a) é la presenza di onde P-SV a bassa velocitá che costituiscono la parte piú energetica del segnale. Come possiamo vedere dalla Fig. 2.2b, per il modello (b) dove il contrasto di velocitá rimane immutato ma la velocitá delle onde di taglio del primo strato viene incrementata rispetto al modello (a), l'effetto risultante é rappresentato da un decremento nelle ampiezze congiunto con un aumento lieve nelle frequenze delle forme d'onda (evidente solo dallo spettro in ampiezza del segnale). Nel modello (c) (vedi Fig. 2.2c) il contrasto di velocitá tra il primo e il secondo strato ($V_{s1}/V_{s2} = 4$) viene aumentato ma la velocitá dello strato superficiale rimane invariata, identica a quella del modello (a). Le ampiezze delle onde delle figure 2.2a e 2.2c sono essenzialmente le stesse ma la durata del moto viene prolungata, sono inoltre visibili piú distintamente gli arrivi dovuti alle rifrazioni critiche (head waves). Fino ad ora i calcoli sono stati effettuati considerando un fattore di qualitá ($Q = 1000$) relativamente elevato, quindi assumendo un comportamento quasi elastico del materiale. Per caratteristiche dinamiche come quelle utilizzate fino ad ora (velocitá delle onde P ed S molto basse) la propagazione delle onde avviene solitamente in regime anelastico. Nell'ultimo modello considerato le caratteristiche di velocitá e spessore rimangono inalterate rispetto al modello (a) ma cambiano i

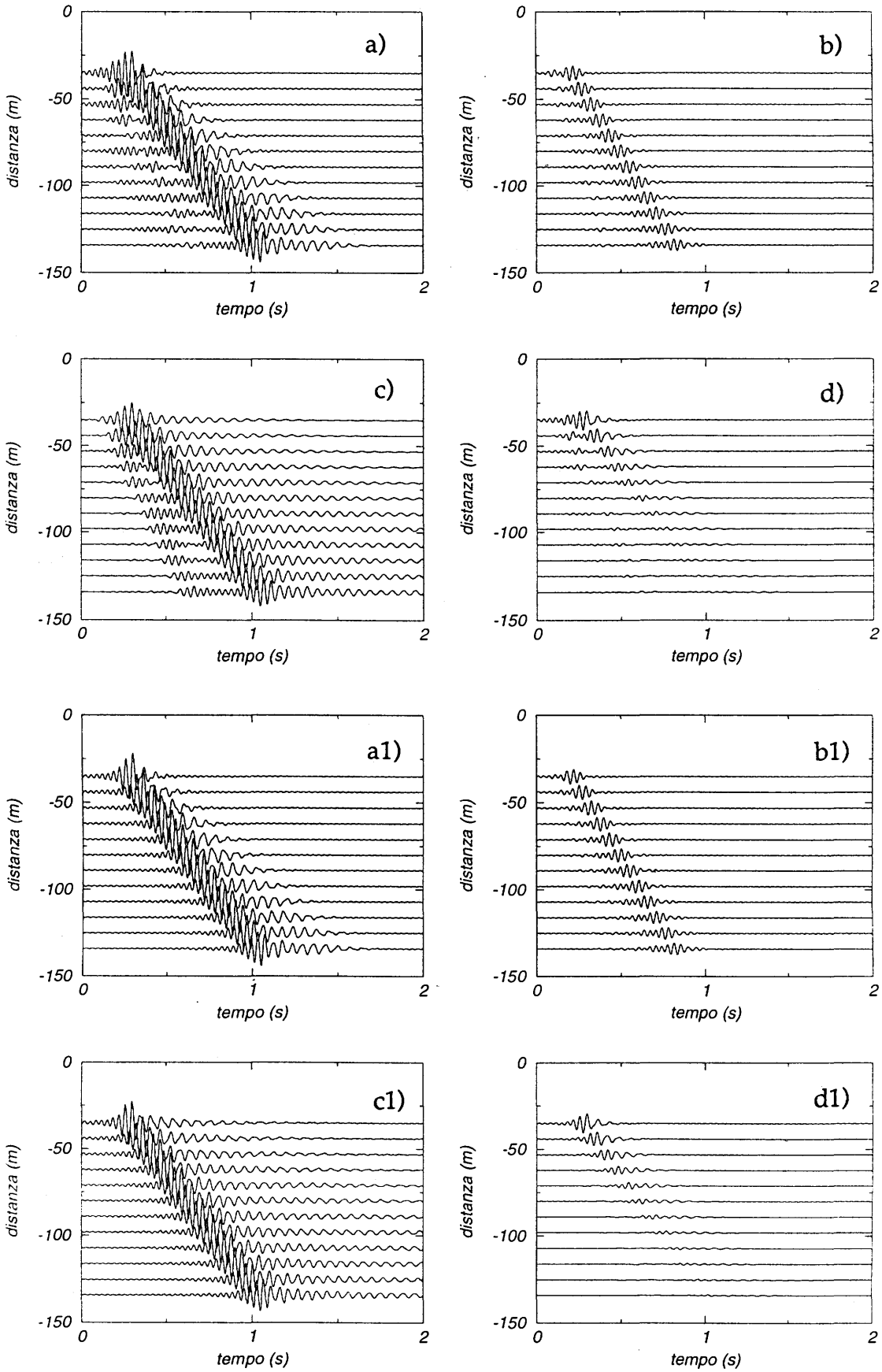


Fig. 2.2 - a) Sismogrammi sintetici completi a 30Hz per il modello a di Tab. 2.I, **b)** per il modello b, **c)** per il modello c e **d)** per il modello d. - **a1)** solo modo fondamentale calcolato considerando il modello a di Tab. 2.I, **b1)** per il modello b, **c1)** per il modello c e **d1)** per il modello d.

valori del fattore di qualitá (Q = 20 nei primi 38 m, 100 per il semispazio). L'introduzione di tale fattore determina un consistente decremento nelle ampiezze in funzione della distanza (Fig. 2.2d). Le figure successive 2.2a1,b1,c1 e d1 rappresentano il calcolo dei sismogrammi sintetici per i diversi modelli (a,b,c,d) utilizzando solamente il contributo dovuto al modo fondamentale delle onde di Rayleigh che, in termini energetici rappresenta la parte preponderante del segnale.

I calcoli fin qui illustrati permettono di evidenziare l'influenza delle proprietá superficiali e l'importanza di un metodo di sintesi completo nella modellazione di strutture che contemplano anche l'anelasticitá.

3. Analisi delle onde superficiali

3.1 Generalitá

Esistono diversi metodi che permettono la determinazione e l'analisi delle curve di dispersione, utilizzando le velocitá di gruppo o di fase del modo fondamentale e/o dei modi superiori a seconda delle finalitá della ricerca. Solitamente in sismologia, il tempo origine e la determinazione ipocentrale risultano affetti da una certa approssimazione e quindi in generale risultano piú attendibili le misure della velocitá di fase, utilizzando il metodo delle due stazioni. Nella determinazione delle curve di dispersione con la stazione singola, quando la localizzazione della sorgente sismica ed il tempo origine sono conosciuti con esattezza, le misure della velocitá di gruppo risultano piú risolutive rispetto a quelle della velocitá di fase (Panza, 1981).

Nella maggior parte dei lavori che sono stati pubblicati sull'argomento (identificazione delle curve di dispersione nei profili sismici, per frequenze comprese tra 5 e 30 Hz) (v. Gabriels et al., 1987) sono frequentemente impiegate le velocitá di fase per le analisi di dispersione. La ragione principale di questa preferenza é da ricercarsi nella possibilitá di individuare le variazioni locali di spessore o di velocitá nella parte sottostante allo stendimento dei ricevitori. In questo caso non si tiene in considerazione della parte di propagazione compresa tra la sorgente e il singolo ricevitore. Diversamente la velocitá di gruppo fornisce informazioni strutturali su un modello medio di velocitá (onde S) tra la sorgente ed il ricevitore.

Per quanto riguarda la velocitá di fase, il metodo utilizzato per l'individuazione delle curve di dispersione é rappresentato dalla trasformata bidimensionale di Fourier che permette una buona risoluzione per i modi superiori anche quando questi si propagano secondo curve di dispersione simili. Come vedremo in seguito il tipo di acquisizione del dato condiziona in maniera rilevante l'applicabilitá o meno della trasformata nel dominio frequenze (f) - numeri d'onda (k) ai fini dell'identificazione dei modi superiori. Infatti la campionatura spaziale (numero di record) non sempre risulta sufficiente per evitare effetti di aliasing.

Il metodo che misura la velocitá di gruppo del segnale, operante sulla singola traccia sismica, quindi applicabile in modo generale é derivato dalla "multiple filter tecnique" (Dziewonski e Hales, 1972) e risulta piú rapido nel calcolo ma poco adatto all'applicazione ai modi superiori, soprattutto a frequenze tipiche della sismica attiva.

Esiste un terzo metodo per la misura delle curve di dispersione della velocitá di fase (non utilizzato in questa tesi), equivalente alla trasformata bidimensionale di Fourier, che prende in considerazione tutto il campo d'onda (McMechan e Yedlin, 1981). Mediante una trasformazione lineare si ottiene il passaggio dal dominio (t, d) tempi-distanze a quello (τ, p) tempi intercetti-slowness ($p = 1/c$, dove c é la velocitá di fase), successivamente viene applicata una trasformata di Fourier su (t) per ottenere una rappresentazione nel dominio (f, c) frequenza-velocitá di fase. Herrmann (1987) e Mokthar (1988) hanno sperimentato questa tecnica ottenendo buoni risultati nell'evidenziazione delle curve di dispersione per i modi superiori.

3.2 Analisi bidimensionale tempo-frequenza

La rappresentazione bidimensionale tempo-frequenza per lo studio delle onde superficiali fu introdotta in forma digitale da Dziewonski et al. (1969). Successivamente furono approfonditi aspetti importanti quali la forma del filtro utilizzato (Nyman, 1977) ed il potere risolutivo (Levshin et al., 1972). In questa tesi é stata usata una nuova versione della "FTAN", (Levshin et al., 1992), caratterizzata dall'introduzione di un filtraggio aggiuntivo "floating point filtering" in grado di facilitare la selezione del segnale. Questo tipo di analisi, la cui finalitá é la separazione di singoli modi di propagazione partendo dal segnale completo, richiede un'approccio bidimensionale in quanto la legge di dispersione, caratteristica delle onde superficiali, é espressa da una funzione di due variabili (tempo e frequenza). E' cosí possibile interpretare un segnale in termini di curve di dispersione di piú modi rappresentando le ampiezze spettrali istantanee (db) in funzione del periodo e della velocitá di gruppo.

Dato un segnale definito da una funzione reale X(t), possiamo esprimerne lo spettro nel modo seguente:

$$S(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} X(t) \exp(-i\omega t)\, dt \qquad (3.1)$$

Il metodo della analisi tempo-frequenza si basa sull'uso di un sistema di filtri $H(\omega)$ passa banda con frequenza centrale variabile ω_i, attraverso il quale viene fatto passare il segnale in esame.

$$H(\omega) = \exp\left(-\alpha\left(\frac{\omega-\omega_i}{\omega_i}\right)^2\right) \qquad (3.2)$$

dove α rappresenta il parametro che controlla il potere risolutivo del filtro.

Il risultato di questo filtraggio e cioé del prodotto convolutivo del segnale X(t) con un generico filtro G(t) puó essere considerato come una funzione complessa in due variabili ω_i e t:

$$Y(\omega_i,t) = \int_{-\infty}^{\infty} S(\omega) \exp\left(-\alpha\left(\frac{\omega-\omega_i}{\omega_i}\right)^2\right) \exp(i\omega t)\, d\omega \qquad (3.3)$$

La (3.3) non é altro che la rappresentazione bidimensionale tempo-frequenza del nostro segnale. Per la visualizzazione grafica viene usata una funzione logaritmica di $|Y(\omega_i,t)|$ che rappresenta l'inviluppo del segnale dopo il passaggio attraverso il filtro con frequenza centrale ω_i.

Per le onde superficiali le massime ampiezze si dispongono lungo le curve di dispersione della velocitá di gruppo (Ratnikova, 1990). Dobbiamo tener presente che la funzione $|Y(\omega_i,t)|$ non é solo correlata al segnale ma dipende anche dalle caratteristiche del filtro scelto dall'operatore. Diverse scelte di $H(\omega-\omega_i)$ portano a diverse funzioni $|Y(\omega_i,t)|$ pur mantenendo invariato il segnale in input. Quindi un'analisi di questo tipo deve tenere in considerazione oltre la funzione $|Y(\omega_i,t)|$ anche il modo in cui la forma del filtro influisce sull'operazione. Spesso la scelta del filtro puó essere guidata dalle

proprietá del segnale; nel caso del trattamento delle onde superficiali é stato dimostrato che la miglior risoluzione nel dominio tempo-frequenza senza distorsioni di fase si ottiene impiegando un filtro di tipo gaussiano (Levshin, 1972). Come si puó intuire la funzione $|Y(\omega_i,t)|$ é dipendente dalla funzione $\alpha(\omega)$. Quest'ultima ha effetto sull'ampiezza della banda in frequenza del nostro sistema di filtri e quindi sulla separazione o meno tra rumore e segnale. La scelta di $\alpha(\omega)$ puó essere condizionata dalle proprietá di dispersione delle onde superficiali: come dimostrato da Lander (1978) é possibile determinare un valore ottimale di $\alpha(\omega)$ in funzione della distanza sorgente-ricevitore, piú precisamente la larghezza di banda del filtro ottimale decresce all'aumentare della distanza. Queste considerazioni non sono applicabili universalmente ma riguardano segnali con periodi compresi tra 1 - 100 secondi. L'applicazione della FTAN a segnali con periodi inferiori richiede una diversa definizione di $\alpha(\omega)$ (Keilis-Borok, 1989):

$$\alpha_{opt}(\omega_i) = \frac{\omega_i}{2}\left|\frac{d\tau_{gr}(\omega)}{d\omega}\right|_{\omega=\omega_i} \qquad (3.4)$$

dove $\tau_{gr}(\omega)$ viene definito "group time" (tempo di arrivo per una determinata frequenza del pacchetto d'onde). Deviazioni da questo andamento per $\alpha(\omega)$ portano ad una minor risoluzione nell'identificazione delle curve di dispersione.

3.3 Misure di dispersione usando la rappresentazione bidimensionale tempo-frequenza e i filtraggi flottanti

Le rappresentazioni di $|Y(\omega_i,t)|$ possono essere usate direttamente per determinare le curve di dispersione, prima peró di calcolare le velocitá di fase $c(\omega)$ e di gruppo $U(\omega)$ devono essere eliminati tutti gli effetti distorsivi dello spettro di fase non correlati alla propagazione del modo considerato. Lo spettro di fase $\phi(\omega)$ nel caso di onde in un mezzo lateralmente omogeneo é definito da:

$$\phi(\omega)=k(\omega)\,r + \phi_s(\omega)= -\frac{\omega r}{c(\omega)} + \phi_s(\omega) \qquad (3.5)$$

Dove $k(\omega)$ é il numero d'onda, r la distanza percorsa dall'onda, $c(\omega)$ la velocitá di fase e $\phi_s(\omega)$ é la fase iniziale della sorgente: $k(\omega)$ e $c(\omega)$ dipendono solamente dalle caratteristiche del mezzo.

Una volta determinata in modo approssimativo la curva della velocitá di gruppo o il segnale di interesse (possono essere separate anche altre fasi non disperse, es. onde P) é possibile un miglioramento nella risoluzione delle curve di dispersione mediante l'applicazione di un filtraggio di tipo lineare. La trasformazione impiegata si puó sintetizzare in quattro fasi:

a) filtraggio passa banda nel dominio tempo-frequenza;

b) equalizzazione di fase con ritorno nel dominio temporale;

c) applicazione di una finestra temporale G(t) per selezionare il segnale e nuova rappresentazione spettrale;

d) ritorno alla forma originaria del segnale senza il contributo dovuto al rumore addizionando la fase precedentemente tolta (fase b);

Il filtro descritto separa la parte del piano tempo-frequenza nella quale si trova il segnale, dalla parte in cui per la presenza di rumore o altri segnali sufficientemente energetici si hanno distorsioni (fase a).

Sul diagramma $\log|Y(\omega_i,t)|$ vengono identificati per determinate frequenze i valori di $\tilde{\tau}(\omega)$ (tempi di arrivo del pacchetto d'onde in funzione della frequenza), definito "group time", viene successivamente applicata un'interpolazione cubica. Dal $\tilde{\tau}(\omega)$ viene calcolato in modo approssimativo il ritardo di fase del segnale $\left(\tilde{\phi}(\omega)\right)$.

$$\tilde{\phi}(\omega) = -\int_0^{\infty} \tilde{\tau}(\eta)d\eta + C_1\omega + C_2 \qquad (3.6)$$

dove C_1 e C_2 sono costanti.

Se ora sommiamo,

$$\int_0^{\infty} \tilde{\tau}(\eta)d\eta - C_1\omega - C_2 \qquad (3.7)$$

allo spettro di fase reale del segnale $\phi(\omega)$, nel caso in cui lo spettro di fase $\left(\tilde{\phi}(\omega)\right)$ sia una buona approssimazione dello spettro reale $\phi(\omega)$, $|\phi(\omega) - \left(\tilde{\phi}(\omega)\right)|$ sará molto prossimo a zero e la trasformata inversa dará

come risultato un segnale compresso e non disperso sfasato di un intervallo temporale controllato dalle costanti C_1 e C_2. La parte del segnale non desiderata viene rimossa mediante applicazione di una finestra temporale in ampiezza allo scopo di ottenere il segnale filtrato. Una volta riportato il segnale nel dominio delle frequenze il passo finale consiste nella restituzione della fase originale:

$$-\int_0^{\infty} \tilde{\tau}(\eta)d\eta + C_1\omega + C_2$$

allo spettro reale $\phi(\omega)$.

Riassumendo il "floating point filtering" consiste in una sequenza di filtri in frequenza e finestre temporali la cui ampiezza di banda nel dominio temporale viene mantenuta costante per ogni frequenza ω. La cosa piú importante in questo tipo di trattamento é l'equalizzazione di fase: si cerca in tal modo di rendere debolmente disperso il segnale deformando il campo (ω,t). Questo si realizza trasformando la fase spettrale dell'intero segnale una volta conosciuta approssimativamente la curva di dispersione. In questo modo l'effetto sul segnale dovuto alla propagazione all'interno del mezzo viene minimizzato e un'onda dispersa nel dominio temporale diventa un impulso ben distinto (fase b). L'uso di una finestra temporale G(t) che permette la selezione del segnale, accompagnato dal ritorno alla rappresentazione spettrale costituisce la terza fase (c) del processo. Infine con l'aggiunta della fase tolta in precedenza (fase b) si ritrova il segnale disperso "pulito" dal rumore (d).

Questo tipo di filtraggio nasce principalmente per separare le onde superficiali disperse (Fig. 3.1), ma puó anche essere utilizzato per estrarre le onde P e le onde S come qualsiasi altra fase. In quest'ultimo caso, le fasi estratte sono utilizzate sia per ricavare informazioni sui parametri di sorgente mediante analisi spettrale sia per calcolare le velocitá medie delle onde P ed S fra la stazione e l'ipocentro nell'ipotesi di propagazione in un mezzo omogeneo.

Un procedimento simile a quello fin qui descritto é stato utilizzato per la sottrazione nel dominio temporale del rumore coerente su dati derivanti dall'esplorazione sismica: una volta isolato il segnale dovuto all'onda superficiale questo viene eliminato dalla

traccia sismica, evidenziando senza distorsioni il segnale sottostante (riflessioni profonde) prima mascherato. (Herrmann e Russel, 1990).

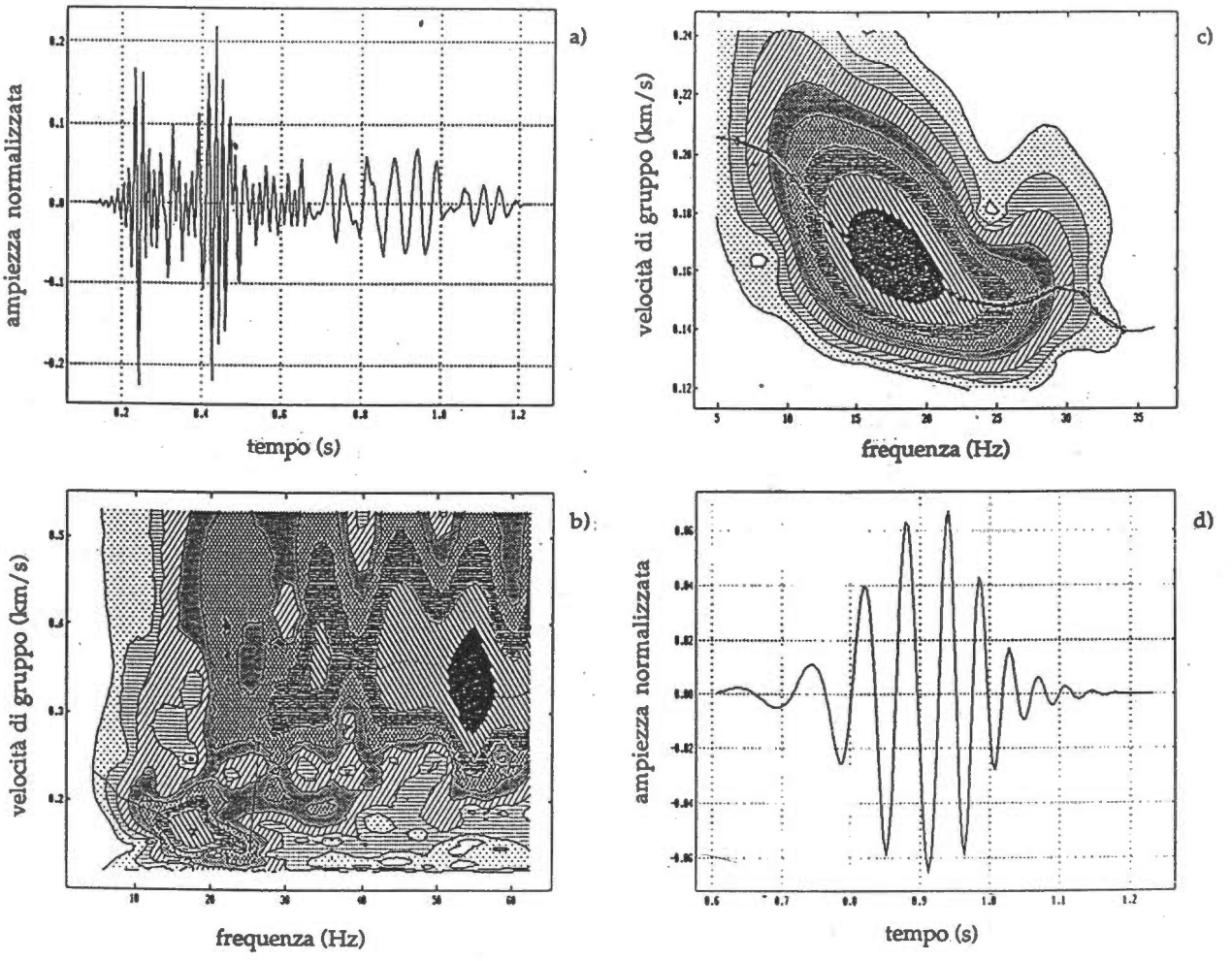


Fig. 3.1 - Esempio di separazione del modo fondamentale delle onde di Rayleigh nel contesto di un segnale registrato a 140 m circa da una sorgente impulsiva. a) Segnale completo, b) diagramma FTAN globale, c) diagramma FTAN dopo l'applicazione del "Floating Point Filtering" e d) modo fondamentale separato. Il segnale considerato é parte di una sezione di sismica a rifrazione descritta nel cap. 9.

3.4 Misure di velocitá di fase

Le misure di velocitá di fase attraverso i metodi convenzionali presuppongono che la forma d'onda considerata sia di un solo tipo (e.g. modo fondamentale per le onde di Rayleigh) e che questa possieda velocitá di propagazione dipendenti dalla frequenza.

La misura della velocitá di fase utilizzando la singola stazione é data:

$$c(\omega) = \frac{r}{t_0 + (\varphi_0(\omega) - \varphi(\omega) - 2\pi N) / \omega} \qquad (3.8)$$

dove r rappresenta la distanza ipocentrale, t_0 é il tempo origine, $\varphi_0(\omega)$ é la fase iniziale della sorgente che é indeterminata se il meccanismo di sorgente non é conosciuto, $\varphi(\omega)$ é lo spettro di fase del segnale e N é un intero indeterminato che in genere puó essere scelto in base a precedenti osservazioni. La dipendenza del metodo di misura della velocitá di fase con una sola stazione dalla fase iniziale della sorgente ne ha impedito un applicazione diffusa, che si dimostra comunque utile per studi di tipo crostale, utilizzando eventi locali, nel caso non si abbiano grossi cambiamenti nella geologia lungo la direttrice stazione-ipocentro.

Nel caso in cui si abbiano registrazioni per due stazioni lungo la stessa direttrice, possiamo misurare le curve di dispersione della velocitá di fase, per l'intervallo compreso tra queste, utilizzando la rappresentazione tempo-frequenza dei due segnali. Supponiamo di avere le curve del "group time" $\tau^1(\omega)$ e $\tau^2(\omega)$ e le fasi stimate provvisoriamente $\varphi^1(\omega)$ e $\varphi^2(\omega)$ dove $\varphi^k(\omega)$ (k=1,2) é ottenuto da $\varphi^k(\Omega_i)$ per interpolazione parabolica e $\varphi^k(\Omega_i)$ é dato dalla seguente formula:

$$\varphi^k(\Omega_i) = \arg Y^k(\omega_i,t)|_{t=\tau(\omega_i)} \qquad (3.9)$$

Possiamo cosí ottenere la seguente stima sulla velocitá di fase:

$$C(\omega) = \frac{r_1 - r_2}{\tau^1(\omega) - \tau^2(\omega) - (\varphi^1(\omega) - \varphi^2(\omega) + 2\pi N)/\omega} \qquad (3.10)$$

Qui N rappresenta un intero non definito e scelto in base alla condizione che $C(\omega)$ deve essere compresa entro un intervallo di

possibili velocitá per una frequenza di riferimento selezionata in precedenza. Questo metodo risulta quindi indipendente dalla conoscenza del meccanismo di sorgente ma é strettamente dipendente dall'allineamento delle stazioni lungo la stessa direttrice.

3.5 Trasformata bidimensionale di Fourier

Per una precisa e non ambigua individuazione delle curve di dispersione dei modi superiori delle onde di Rayleigh per quanto riguarda la velocitá di fase é necessaria una trasformata bidimensionale nel dominio (f,k) (Nolet e Panza, 1976; Gabriels e al., 1987). La trasformata di Fourier su di una sequenza bidimensionale, ad esempio una sezione sismica, ha la proprietá di discriminare eventi coerenti non facilmente distinguibili nel dominio distanze-tempi (x,t). Questo tipo di analisi é alla base tuttora dei metodi di filtraggio multi canale utilizzati nella sismica a riflessione nel tentativo di separare le riflessioni piú profonde dal segnale coerente causato dalle onde superficiali ("pie-slice filtering", e.g. Ylmaz, 1980).

Data una funzione continua x(t) nella variabile t, la trasformata di Fourier é definita dal seguente integrale:

$$X(\omega)=\int_{-\infty}^{\infty} x(t)\, e^{-i\omega t}dt \qquad (3.11)$$

dove ω rappresenta la frequenza angolare $\omega=2\pi f$.
Mediante un antitrasformata possiamo ritrovare x(t) da X(ω):

$$X(t)=\int_{-\infty}^{\infty} x(\omega)\, e^{i\omega t}d\omega \qquad (3.12)$$

X(ω) solitamente é una funzione complessa e puó essere espressa attraverso altre due funzioni dipendenti dalla frequenza:

$$X(\omega)=A(\omega)e^{i\phi(\omega)} \qquad (3.13)$$

$A(\omega)$ e $\phi(\omega)$ sono rispettivamente lo spettro di ampiezza e lo spettro di fase che possono essere calcolati dalle (3.14) e (3.15),

$$A(\omega)=X_r^2(\omega)+X_i^2(\omega) \tag{3.14}$$

$$\phi(\omega)=\text{arctg}\frac{X_i(\omega)}{X_r(\omega)} \tag{3.15}$$

dove $X_r(\omega)$ e $X_i(\omega)$ sono la parte reale e quella immaginaria della trasformata di Fourier $X(\omega)$,

$$X(\omega)=X_r(\omega) + iX_i(\omega) \tag{3.16}$$

riferendoci alla (3.16)

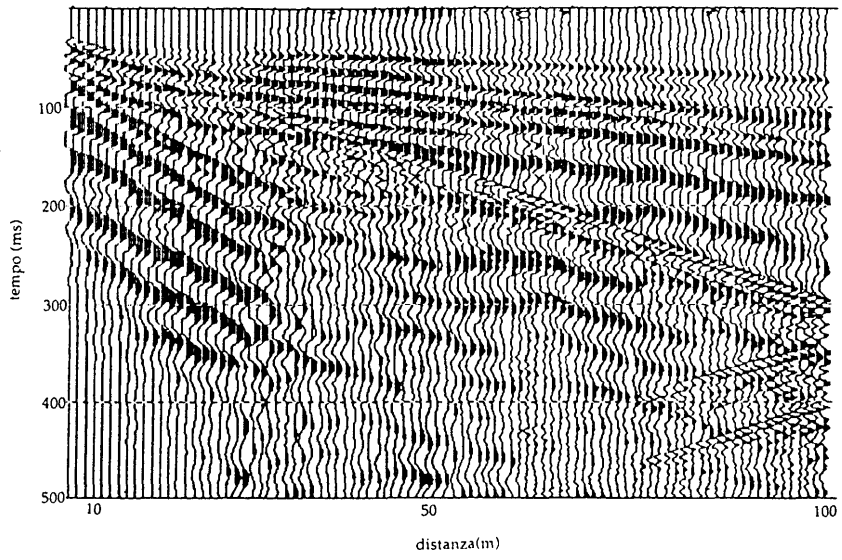
$$X_r(\omega)=A(\omega)\cos\phi(\omega) \tag{3.17}$$

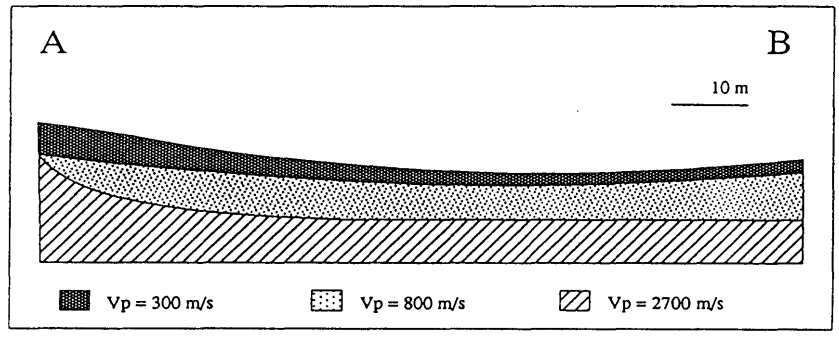
$$X_i(\omega)=A(\omega)\sin\phi(\omega) \tag{3.18}$$

La trasformata di Fourier di una sequenza temporale é data dalle componenti individuali in frequenza definite attraverso funzioni coseno in termini di ampiezza e fase. Queste componenti possono essere isolate scomponendo in questo modo il segnale. In una sezione sismica ogni traccia é una serie discreta campionata secondo un certo intervallo di tempo, Δt, mentre la globalitá delle tracce formano una matrice finita caratterizzata da un intervallo di campionamento sia temporale che spaziale (distanza tra le singole tracce Δx) uniforme. La trasformata bidimensionale di una sequenza come un campo d'onda $P(x,t)$ é data dalla (3.19) (Bracewell, 1965).

$$P(k_x,\omega)=\int\int P(x,t)e^{(ik_x x-i\omega t)}dx\,dt \tag{3.19}$$

L'integrazione doppia presente nella (3.19) viene calcolata in due passi successivi, prima trasformando rispetto a t,





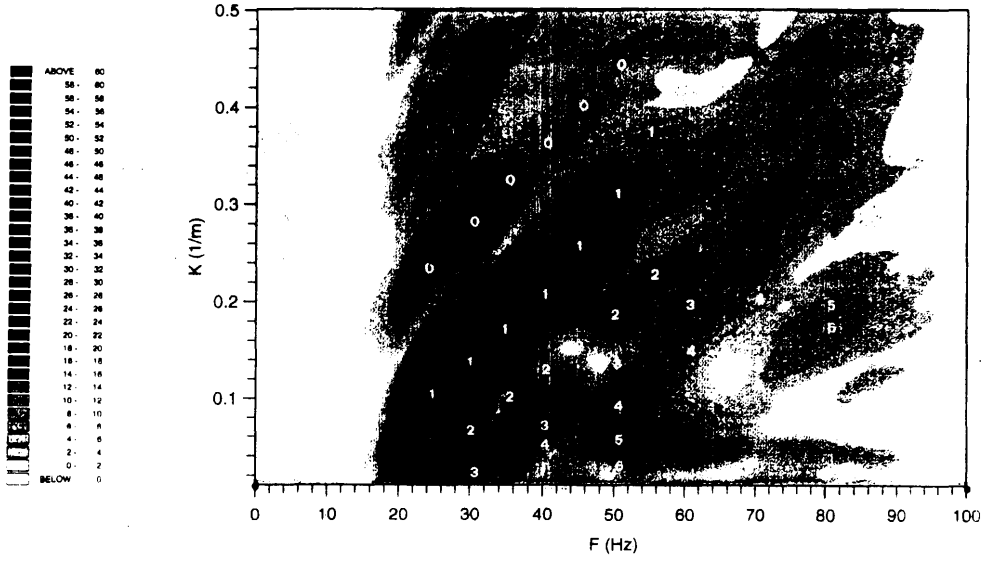


Fig. 3.2 - Applicazione della trasformata bidimensionale di Fourier a dati di piccola sismica a rifrazione. a) Sezione osservata lungo uno stendimento di geofoni di circa 100m, utilizzando una sorgente impulsiva e un intervallo tra i canali di 1m, b) struttura di velocitá delle onde compressionali dopo l'analisi dei primi arrivi e c) spettro bidimensionale in ampiezza (curve di dispersione della velocitá di fase 0 = modo fondamentale, 1,2,3.... = modi superiori)

$$P(x,\omega)=\int P(x,t)e^{(-i\omega t)}\,dt \qquad (3.20)$$

e quindi rispetto a x.

$$P(k_x,\omega)=\int P(x,\omega)e^{(ik_x t)}\,dx \qquad (3.21)$$

Dobbiamo tenere presente che se operiamo una trasformazione di Fourier discreta (DFT) le integrazioni sono sostituite da sommatorie. In Fig. 3.2 possiamo vedere un'applicazione della trasformata bidimensionale di Fourier a dati di sismica a rifrazione (Fig. 3.2a,b). Nel dominio f-k (Fig. 3.2c) vengono evidenziati il modo fondamentale ed i modi superiori delle onde di Rayleigh.

4. Inversione

4.1 Introduzione

La gran parte dei problemi geofisici connessi con le metodologie di inversione possono essere formulati come dei problemi di ottimizzazione, dove una funzione soggetta a vari limiti viene minimizzata. Le tecniche di inversione devono fornire gli strumenti per dedurre la distribuzione spaziale delle caratteristiche dei materiali all'interno della Terra considerando misurazioni effettuate in superficie. La considerazione che l'ottimizzazione sia alla base di molti problemi di inversione viene dal fatto che questi in genere non ammettono mai soluzioni univoche. Quindi possiamo scegliere tra i modelli possibili una soluzione o un gruppo di soluzioni oppure in alternativa analizzare le varie proprietá per ogni gruppo di soluzioni. Nel primo caso la scelta dovrebbe escludere gli aspetti non realistici, semplificando la complessitá del problema e ottimizzandola, invocando una appropriata limitazione come ad esempio l'errore quadratico medio. Nel secondo caso si deve comunque ricorrere all'ottimizzazione: se infatti vogliamo trovare un limite superiore ed inferiore per quanto riguarda una particolare caratteristica, che puó essere un valore medio in una determinata regione della Terra, dobbiamo calcolare il massimo ed il minimo valore sulla totalitá dei modelli in accordo con le misure osservate.

Due sono i metodi che vengono principalmente usati tuttora: il primo conosciuto come inversione lineare (Backus e Gilbert, 1968, 1970) é basato su una procedura iterativa di perfezionamento del modello strutturale attraverso piccole variazioni di un modello iniziale conosciuto a priori; il secondo metodo invece combina diverse tecniche non lineari di prova e riprova per la ricerca della corrispondenza, entro gli errori di misura tra i valori calcolati per un certo numero di modelli e le osservazioni (Montecarlo, Hedgehog ecc..).

La scelta dell'insieme dei modelli viene limitata sia dalla discretizzazione cui é soggetta la descrizione del modello sia dal numero di parametri che sono variabili nel processo. Tale parametrizzazione é quindi basata su una conoscenza preliminare di

alcuni aspetti quali la distribuzione di velocitá (P e S) e densitá rispetto alla profonditá. I risultati per entrambi i metodi di inversione sono quindi strettamente dipendenti dalle informazioni iniziali. Il metodo di inversione lineare puó peró trovare come soluzione un minimo relativo, mentre metodi come l'Hedgehog consentono l'esplorazione sistematica di una porzione dello spazio multi dimensionale dei parametri scelto a priori, e l'unica limitazione consiste nell'assumere che le soluzioni costituiscano un insieme semplicemente connesso.

4.2 Inversione lineare

Nel caso esista un numero finito di osservazioni geofisiche, dipendenti da uno o piú parametri fisici con una distribuzione sconosciuta e sia disponibile un modello matematico in grado di permettere il calcolo degli stessi valori in funzione di una definita distribuzione dei parametri, allora possiamo definire la soluzione come soluzione del problema diretto.

Il problema inverso corrispondente é la determinazione della distribuzione del parametro in base ai valori osservati.

Moltissimi problemi geofisici possono essere modellati utilizzando l'integrale di Fredholm del primo tipo (Twomey, 1977):

$$y(t) = \int_r A(t,r)\, x(r)\, dr \qquad (4.1)$$

dove:

t,r = sistema di coordinate per lo spazio dei dati e del modello,

x(r) = parametri del modello desiderati, come densitá, velocitá o attenuazione,

y(t) = valori osservati,

A(t,r) = matrice che mette in relazione i parametri del modello con le osservazioni.

Nel contesto dell'equazione (4.1) la finalitá dell'inversione lineare é rappresentata dall'individuazione di soluzioni fisicamente accettabili per il modello x(r), che dovrá in qualche modo soddisfare i dati osservati y(t). Backus e Gilbert (1968) osservarono che sebbene i modelli geofisici possano generalmente essere visti come funzioni

continue di r, le misure osservate di solito implicano un numero discreto di dati. In questo caso la 1 deve essere modificata come:

$$y_i = \int_r A_i(r)\, x(r)\, dr \ , \qquad i = 1,2,.....m \tag{4.2}$$

dove m rappresenta il numero totale delle osservazioni. Esistono molti modi di invertire la (4.2) per trovare x, date le osservazioni y_i: le tecniche maggiormente conosciute e che qui descriveremo sono il metodo di Backus e Gilbert, l'espansione in serie, la discretizzazione del modello.

4.3 Metodo di Backus e Gilbert

Il metodo (Backus e Gilbert, 1968) rappresenta la soluzione generale dell'equazione (4.2), in quanto non richiede nessuna parametrizzazione a priori per il modello x(r). La soluzione é una funzione continua, limitata solo dalla massima risoluzione ottenibile dal particolare integrale di Fredholm utilizzato. Il modello viene costruito per ogni punto r^1 come combinazione lineare di tutti i punti osservati y_i. In particolare i termini dell'equazione (4.2) vengono sostituiti da sommatorie nel modo seguente:

$$\sum_{i=1}^{m} h_i(r^1)\, y_i = \sum_{i=1}^{m} h_i(r^1) \int_r A_i(r)\, x(r)\, dr \tag{4.3}$$

dove $h_i(r^1)$ rappresenta un data set di costanti non ancora conosciute nel punto r^1. L'equazione (4.3) puó essere scritta come:

$$\sum_{i=1}^{m} h_i(r^1)\, y_i = \int_r R(r^1,r)\, x(r)\, dr \tag{4.4}$$

dove

$$R(r^1,r) = \sum_{i=1}^{m} h_i(r^1)\, A_i(r) \tag{4.5}$$

Il problema essenziale del metodo é la ricerca di un data set $h_i(r^1)$ che consenta l'approssimazione dei termini dell'equazione (4.5) a una funzione delta di Dirac:

$$R(r^1,r) = \sum_{i=1}^{m} h_i(r^1)\, A_i(r) \approx \delta(r^1 - r) \qquad (4.6)$$

Sostituendo la (4.6) nella (4.4) si ottiene:

$$\int_r R(r^1,r)\, x(r)\, dr \approx \int_r \delta(r^1 - r)\, x(r)\, dr = \hat{x}(r^1 \qquad (4.7)$$

che fornisce una stima del modello mediante la combinazione lineare dei dati

$$\hat{x}(r^1) = \sum_{i=1}^{m} h_i(r^1)\, y_i \qquad (4.8)$$

L'equazione (4.5) rappresenta il nucleo di risoluzione per la stima del modello (4.8). La stima sará una media pesata dei possibili modelli attorno al punto r^1, come evidenziato dall'equazione (4.7).

L'applicazione di questo metodo richiede la costruzione di una funzione mediante la tecnica dei minimi quadrati in termini di residui fra il nucleo di risoluzione e la delta di Dirac (4.6). Per ogni punto r^1, viene trovato un set di $h_i(r^1)$ in grado di minimizzare la somma dei quadrati dei residui. Limiti addizionali possono essere imposti per controllare la varianza della soluzione che puó essere incorporata nella funzione di minimizzazione.

Un vantaggio del metodo é costituito dal fatto che la forma della soluzione dipende solo dall'equazione originale (4.2). Nessuna parametrizzazione del modello viene richiesta. Lo svantaggio risiede nel fatto che i coefficienti dell'inversione $h_i(r^1)$ devono essere ricostruiti in un sistema di equazioni ai minimi quadrati per ogni punto r^1. Quando il numero di osservazioni diventa grande, i tempi per trovare una soluzione possono crescere in modo non accettabile. Gli altri metodi che verranno qui di seguito discussi possono risultare piú efficienti nei tempi di calcolo rispetto al metodo di Backus e Gilbert in quanto richiedono una parametrizzazione del modello.

4.4 Espansione in serie

In casi particolari puó essere possibile parametrizzare il modello in termini di serie troncate delle funzioni di base linearmente indipendenti:

$$x(r) = \sum_{j=1}^{n} b_j f_j(r) \tag{4.9}$$

dove:

$f_j(r)$ = funzione di base,

b_j = coefficiente per la funzione di base,

n = numero totale dei coefficienti.

Sostituendo la (4.9) nella (4.2) otteniamo:

$$y_i = \int_r A_i(r) \sum_{j=1}^{n} b_j f_j(r)\, dr \tag{4.10}$$

che puó essere riscritta come:

$$y_i = \sum_{j=1}^{n} \left\{ \int_r A_i(r)\, f_j(r)\, dr \right\} b_j \tag{4.11}$$

Considerando l'integrazione tra parentesi come elementi di una matrice la (4.11) puó essere scritta nella forma semplice:

$$y_i = \sum_{j=1}^{n} A_{ij} b_j \tag{4.12}$$

L'equazione (4.12) puó essere invertita per b_j attraverso gli algoritmi standard ai minimi quadrati. Una volta determinati i coefficienti questi possono essere sostituiti nell'equazione (4.9) per ottenere una soluzione continua.

4.5 Discretizzazione del modello

La discretizzazione del modello é frequentemente utilizzata per problemi tomografici (McMechan, 1983) dove la struttura di velocitá viene suddivisa in un grande numero di blocchi, con l'assunzione che ogni blocco abbia velocitá costante. Il metodo viene utilizzato sia in geometria sferica che in geometria piana.

4.6 Calcolo delle derivate parziali delle curve di dispersione.

Lo scopo del processo di inversione é la determinazione dei parametri strutturali del modello che non sono conosciuti a priori o sono conosciuti approssimativamente. Nell'interpretazione delle curve di dispersione osservate, vengono spesso usate le derivate parziali rispetto a determinati parametri del mezzo. Il calcolo di queste rappresenta il passo piú importante nella maggior parte delle tecniche di inversione lineare (Dorman e Ewing, 1962; Backus e Gilbert, 1970) e permette la definizione delle relazioni funzionali tra i dati della dispersione e il modello strutturale corrispondente.

Da un confronto tra i valori delle derivate parziali delle velocitá di fase e di gruppo rispetto alle velocitá delle onde P , alle densitá e alle velocitá delle onde S si é visto che l'andamento delle curve di dispersione delle onde di Rayleigh e di Love é dipendente principalmente dalle velocitá delle onde di taglio (β_i): variazioni comparabili nei rimanenti parametri strutturali non influenzano in maniera cosí significativa tali caratteristiche (Nolet, 1981; Panza, 1981).

Lo sviluppo di un metodo di inversione lineare nel caso multi modale richiede un calcolo efficiente delle derivate parziali delle relazioni di dispersione per le onde di Love e di Rayleigh. Il calcolo veloce ed accurato delle derivate parziali della velocitá di fase e di gruppo rispetto ai parametri strutturali richiede un algoritmo basato sui piú moderni metodi di calcolo della dispersione.

Secondo la teoria delle funzioni implicite (Schwab e Knopoff, 1972) vengono calcolate analiticamente le derivate della velocitá di fase rispetto a un parametro strutturale p_m (e.g. velocitá delle onde P,

velocitá delle onde S, densitá), dove m esprime l'indice dello strato preso in considerazione.

$$\frac{\partial c}{\partial p_m} = - \frac{\partial F / \partial c}{\partial F / \partial p_m} \qquad (4.13)$$

dove F é la funzione di dispersione. Utilizzando la teoria delle funzioni implicite le derivate della velocitá di fase sono quindi usate per ricavare le derivate della velocitá di gruppo rispetto ad ogni parametro per lo strato m-esimo dalla formula:

$$\left.\frac{\partial U}{\partial p_m}\right|_\omega = \frac{U}{c}\left(2 - \frac{U}{c}\right)\left.\frac{\partial c}{\partial p_m}\right|_\omega + \omega \frac{U^2}{c^2} \frac{\partial}{\partial \omega}\left(\left.\frac{\partial c}{\partial p_m}\right|_\omega\right)\Bigg|_{p_m} \qquad (4.14)$$

il calcolo numerico della (4.14) viene eseguito applicando il ben noto algoritmo di Rodi (1975).

Il termine,

$$\frac{\partial c}{\partial p_m}$$

é ottenuto analiticamente per due frequenze ω e $\omega + \Delta\omega$, dove $\Delta\omega$ deve essere sufficientemente piccolo.

Una volta che sono state individuate le curve di dispersione sperimentali, si considera un modello strutturale di partenza e si calcolano le velocitá di fase e di gruppo allo scopo di confrontare le curve osservate con quelle teoriche. Per ridurre le differenze esistenti tra le curve nell'intervallo in frequenza considerato le derivate parziali sono essenziali in quanto forniscono indicazioni sui valori della variazione della velocitá di fase e di gruppo in funzione dei parametri strutturali, dove questi valori sono massimi si possono ottenere le maggiori variazioni di U e di c modificando il parametro strutturale considerato. Per piccole variazioni del parametro possiamo considerare la velocitá di gruppo come una funzione lineare della velocitá delle onde S .

4.7 Inversione non lineare: Il metodo "Hedgehog"

La maggior parte dei problemi geofisici implica relazioni non lineari ma questo non significa che i concetti e le teorie lineari non vengano applicate. Lo spazio vettoriale lineare viene conservato anche per questo tipo di problemi che vengono in genere trattati con le approssimazioni descritte nel par. 4.2.

I problemi di tipo lineare possono essere risolti applicando una teoria matematica comune, questo non vale per problemi di tipo non lineare che richiedono una differenziazione caso per caso. Il solo fattore comune riguarda il modo in cui si costruiscono i possibili modelli, in sintesi il modo in cui il problema non lineare viene semplificato in un problema lineare.

Solitamente il modello strutturale non conosciuto viene sostituito da un set di parametri e la determinazione del modello si riduce alla determinazione dei valori numerici di questi parametri. Vengono indicati i possibili limiti all'interno dei quali il nostro modello puó esistere e vengono scelte le diverse strutture generate dalla variazione dei parametri entro detti limiti. Per ogni modello vengono calcolati i valori teorici e le differenze con quelli osservati. L'insieme dei modelli per i quali queste differenze sono comprese entro gli errori di misura costituisce la soluzione del problema. In sintesi il problema si riduce alla determinazione di una zona di minimo per una funzione multi dimensionale nello spazio dei parametri sconosciuti del modello. Lo svantaggio di questo tipo di metodologia deriva dall'introduzione di un numero di parametri elevato, soprattutto quando si richiede una modellazione raffinata. In questo caso risultano fondamentali le conoscenze a-priori del modello. La regione multi dimensionale indagata viene cosí divisa da una rete nella quale i nodi sono i punti in cui viene calcolata la funzione dei parametri. Il metodo piú semplice per la costruzione di questa rete é quello di posizionare i nodi a distanze costanti lungo gli assi delle coordinate (Panza, 1981).

Come abbiamo giá visto questo processo comporta una rappresentazione del modello attraverso un numero di parametri finito e l'indicazione di limiti stabiliti a priori per questi ultimi. Questo significa dividere la struttura in strati ed approssimare ogni variabile fisica all'interno di ogni singolo strato. L' approssimazione

consiste nel rendere queste funzioni costanti o variabili in relazione alla profonditá secondo funzioni ben conosciute. La scelta dei parametri iniziali puó essere decisiva per il risultato finale dell'inversione poiché un'approssimazione troppo semplice o troppo complicata della struttura rispetto all' informazione effettivamente contenuta nei dati, fornisce spesso risultati poco significativi (Panza, 1981). Si rivela essenziale ai fini dell' interpretazione dei risultati una limitazione del numero di parametri N, anche se un numero troppo basso puó produrre una rappresentazione troppo grossolana della struttura. La parametrizzazione infine deve essere correlata con lo scopo dell'inversione e con le informazioni contenute nei dati osservati. Quando il numero di parametri sconosciuti N é grande (maggiore di quattro o cinque) si devono utilizzare i metodi guidati per la ricerca del minimo come "Hedgehog method" sviluppato da Valyus (1969). Questo metodo puó essere descritto brevemente seguendo Keilis-Borok (1971).

Un singolo punto, X , compreso nella regione di minimo,

$$X\,(P_1\,,P_2\,.....,P_N\,)$$

dove P_i sono i parametri del modello che possono variare, viene determinato attraverso vari metodi (Montecarlo ecc...). Quindi viene calcolato il valore della funzione nei punti vicini X',

$$X'\,(P_i + a_i\,dP_i), \quad i= 1,.....N$$

dove a_i =0 o 1 e certe combinazioni di a_i sono provate volta per volta. I punti che cadono entro la regione di minimo della funzione multi dimensionale dei parametri vengono selezionati. La stessa procedura viene applicata per tutti i punti fino a che non é coperta l'intera regione di minimo. Successivamente una altra regione di minimo viene esplorata ripetendo la procedura. A differenza del Montecarlo questo metodo riesce a trovare un numero elevato di modelli in grado di soddisfare le osservazioni in un numero di tentativi molto minore. Questo rende l'esplorazione dello spazio dei parametri molto piú efficiente in termini di tempo di calcolo.

L'applicazione di questa tecnica nell'inversione delle curve di dispersione della velocitá di fase e di gruppo comporta certi criteri

nella selezione delle soluzioni. Il primo di questi é rappresentato dall'errore nell'osservazione sul singolo punto mentre il secondo é rappresentato dall'errore quadratico medio calcolato tenendo in considerazione tutti i valori osservati. Quindi il confronto tra i valori osservati e quelli calcolati per uno dei modelli esplorati deve prima soddisfare i limiti imposti sulle singole osservazioni e poi il limite sulla totalitá di queste. Nel caso in cui il valore calcolato in un singolo punto differisca da quello osservato di una quantitá maggiore del limite imposto viene generato un nuovo modello per il quale si ripete il confronto.

5. Misure di attenuazione

5.1 Introduzione

Le onde sismiche, generate da una sorgente puntiforme o di dimensioni finite, che si propagano all'interno di un mezzo quale la Terra, sono soggette ad un'attenuazione dell'ampiezza del movimento che puó essere spiegata in base a molteplici fattori:

-la divergenza sferica, dovuta al fatto che l'irradiazione dell'energia avviene su un volume maggiore a distanze dalla sorgente crescenti;

-l'attenuazione del materiale o intrinseca che deriva dalla dissipazione di energia cinetica sotto forma di calore a causa del comportamento non elastico del materiale stesso;

-fenomeni di diffrazione delle onde per la presenza di eterogeneitá e discontinuitá all'interno degli strati geologici.

L'assorbimento o attenuazione del materiale é generalmente definito attraverso il parametro adimensionale Q fattore di qualitá, che é legato alla quantitá di energia dissipata per ciclo ΔE in rapporto al massimo di energia E:

$$\frac{1}{Q} = -\frac{\Delta E}{4\pi E} \qquad (5.1)$$

Le misure in situ del fattore di qualitá, Q, sono utili perché consentono la caratterizzazione di alcuni parametri importanti nel definire il tipo di materiale: informazioni su alcune proprietá dei materiali come fessurazione, porositá, grado di cementazione ed eterogeneitá possono essere determinate mediante la combinazione delle misure di attenuazione e delle misure di velocitá.

L'attenuazione osservata nei materiali sembra essere il risultato oltre che di molteplici processi piú o meno complessi, anche delle condizioni fisico-chimiche del materiale al momento della misura. I principali risultati ottenuti dalle misure in laboratorio hanno dimostrato che l'attenuazione 1/Q decresce all'aumentare della pressione effettiva, P, alla quale viene sottoposto il materiale. La

relazione tra Q e P é dipendente dal grado di fratturazione del campione.

Nel campo delle deformazioni associate alle onde sismiche ($\varepsilon \equiv 10^{-6}$) il fattore di qualitá é praticamente indipendente dalla deformazione. Per valori di $\varepsilon > 10^{-6}$ all'aumentare della deformazione aumenta in modo drastico l'attenuazione. Lo stesso comportamento é stato individuato dai geotecnici nei terreni per deformazioni $\varepsilon > 10^{-4}$. Il fattore di qualitá inoltre decresce all'aumentare della temperatura e varia a seconda del contenuto in acqua del materiale. Per rocce sature o parzialmente sature in genere l'attenuazione 1/Q é generalmente maggiore rispetto alle rocce in condizioni "dry" (Johnston et al., 1979). Al contrario per sabbie in condizioni "dry" il Q misurato risulta minore (Meissner e Theilen, 1986).

5.2 Dipendenza di Q dalla frequenza

L'ipotesi piú comune é che il Q sia indipendente dalla frequenza almeno su una banda limitata (Johnston et al., 1979). Gli studi di laboratorio mostrano tale comportamento per le rocce "dry". Per contro ad alte frequenze (500-4000 Hz) e per materiali saturi il Q sembra dipendere dalla frequenza (Murphy, 1982). Le cause di tale dipendenza non sono ancora chiare, comunque sembra che solamente quando la lunghezza d'onda delle onde sismiche approssima la grandezza dei grani del materiale oppure delle altre eterogeneitá, possono apparire fenomeni di diffrazione dipendenti dalla frequenza. Questi effetti di diffrazione che originano una attenuazione apparente possono essere prodotti su scale diverse e su un'ampia banda in frequenza: dalla scala dei singoli grani (MHz) a quella delle strutture geologiche locali (da qualche Hz alle decine di Hz) fino a discontinuitá litosferiche (decimo di Hz).

Alle altissime frequenze ($0.1 \text{ MHz} < f < 1 \text{ MHz}$), il Q dei materiali é misurato in laboratorio in base alla deformazione mostrata da segnali di forma impulsiva durante la propagazione nel campione (e.g. Toksoz et al., 1979). Alle basse frequenze ($f < 0.05$), generalmente il Q viene stimato mediante l'analisi delle onde superficiali (e.g. Kovach, 1978). Purtroppo é proprio nella banda di interesse della sismologia a breve periodo e dell'ingegneria strutturale ($0.5 < f < 20$

Hz) che le misure di Q diventano particolarmente complesse. Le difficoltá nascono dal fatto che, in quest'ultima banda di frequenze le onde sismiche sono particolarmente sensibili, nella loro propagazione, sia agli effetti della stratificazione della Terra (Spencer et al., 1982) che alla presenza di eterogeneitá a piccola scala nella crosta e nel mantello superiore (Dainty, 1981). Cosí, misure del decremento di ampiezza o di energia dei segnali sismici con la distanza mostrano una grande incoerenza sia nel dominio del tempo che della frequenza. Questo fenomeno é particolarmente evidente, nel calcolo delle magnitudo alle diverse stazioni di un "array" (e.g. Chang e Von Seggern, 1980). Alla luce di questi risultati, sono emerse notevoli evidenze sul fatto che gli effetti di dissipazione anelastica, da soli, non possono spiegare completamente l'andamento che viene osservato per l'attenuazione di quelle onde sismiche che attraversano la litosfera ed il mantello, e ció ha portato alla conclusione che la perdita di energia per "scattering" a causa delle eterogeneitá a piccola scala riveste una importanza determinante. E' stato pertanto introdotto il termine di "attenuazione apparente", per intendere che, globalmente, in questa banda in frequenza non si osservano gli effetti della sola dissipazione, ma che l'attenuazione anelastica e gli effetti degli scattering dovuti alle eterogeneitá tridimensionali ed alla stratigrafia sono intrinsecamente connessi, e che il Q calcolato fornisce una misura dell'attenuazione quale appare nella specifica circostanza esaminata, con una netta dipendenza dalle situazioni osservazionali e metodologiche.

5.3 Meccanismi di attenuazione

I principali meccanismi per spiegare l'attenuazione intrinseca o propria dei materiali possono essere sintetizzati schematicamente:

- l'attrito tra i grani del materiale
- i movimenti del fluido presente nei pori o nelle fratture
- la rottura dei legami chimici
- oscillazioni delle bolle di gas o aria
- fenomeni di trasmissione termica tra mezzi eterogenei

Sebbene importante non rientra nei nostri obiettivi capire i meccanismi microscopici (e.g. Schwab, 1988) che sono alla base dell'attenuazione. Il principale aspetto del fenomeno é l'effetto

macroscopico e cioè la determinazione del fattore di qualitá parametro che caratterizza l'assorbimento nelle rocce e nei sedimenti. La conoscenza di tale parametro permette sia di caratterizzare la litologia del materiale sia di fornire un'importante contributo in termini di parametri strutturali per il calcolo delle risposte di siti in studi di rischio sismico (per tali studi si utilizzano equazioni di tipo viscoelastico).

La misura del fattore di qualitá Q mediante le onde sismiche rappresenta un importante indicatore sia delle eterogeneitá della Terra su grande scala sia di alcuni processi microscopici riguardanti le rocce oltre che della presenza di fluidi. Attenuazione e rapporto Qp/Qs sono strettamente correlati infatti sia con gli aspetti della tettonica (e.g. sismicitá, condizioni geostrutturali e geotermiche) che riguardano la crosta e il mantello superiore (Johnston et al., 1979) sia con le condizioni dei sedimenti piú superficiali.

Le misure di Q possono essere effettuate attraverso due approcci fondamentali senza distinzione per quanto riguarda il meccanismo (Q dovuto a fenomeni di scattering o Q intrinseco) oppure il tipo di onda sismica, analizzando o 1) la perdita di energia in fasi definite (onde dirette, rifratte, superficiali ecc.) oppure 2) la corrispondente presenza di energia in coda al segnale. Per quanto riguarda quest'ultimo approccio sono stati proposti molteplici modelli che includono anche effetti di scattering multiplo e processi di conversione di onde dovuti a tale fenomeno. Le stime di Q dalla perdita di energia risultano piú semplici (Kang e McMechan, 1994) e sembrano fornire risultati piú attendibili. L'analisi del decremento dell'energia é stato sviluppato ed applicato per le onde superficiali (e.g. Mitchell, 1980) e per le onde di corpo (e.g. Boatwright, 1994) dei terremoti.

5.4 Metodi di determinazione del fattore di qualitá

Tre sono i metodi generalmente utilizzati per misurare l'attenuazione dai dati sismici e sismologici: 1) decadimento dell'ampiezza in funzione della distanza: 2) il metodo dei rapporti spettrali; 3) il metodo "rise-time".

Il primo di questi considera il decadimento dell'ampiezza in un intervallo di distanze. L'ampiezza dell'onda deve essere corretta per il

fenomeno della divergenza sferica e quindi il rimanente decadimento viene attribuito all'attenuazione. Teoricamente e anche da studi numerici (Haterly, 1986) é stato dimostrato che in molti casi il fenomeno di divergenza geometrica é un fenomeno complesso in particolare nelle vicinanze della sorgente sismica. Risulta perció difficile discriminare fra l'espansione del fronte d'onda e gli effetti di assorbimento. La determinazione di Q usando il metodo del decadimento delle ampiezze sembra essere molto sensibile al fattore di divergenza sferica. Inoltre le ampiezze registrate non sempre decrescono stabilmente con la distanza, a causa di fenomeni di interferenza di fasi diverse dovuti alla presenza di discontinuitá laterali.

5.4.1 Il metodo dei rapporti spettrali.

In un mezzo omogeneo anelastico la propagazione di un'onda armonica puó essere descritta dalla seguente espressione:

$$A(R,f)=A_0(R_0,f)\left(\frac{R_0}{R}\right)^n e^{-\alpha(R-R_0)} \qquad (5.2)$$

dove f rappresenta la frequenza, $\alpha(f)$ é il fattore di attenuazione A e A_0 sono rispettivamente le ampiezze delle onde alle distanze R e R_0 dalla sorgente e n é il coefficiente dell'espansione geometrica.

La relazione tra Q ed α é data da:

$$Q=2\pi\frac{1}{1-e^{-2\alpha\lambda}} \cong \frac{\pi}{\alpha\lambda} = \frac{\pi f}{V\alpha} \qquad (5.3)$$

dove λ é la lunghezza d'onda e V la velocitá.
L'equazione (5.1) puó essere scritta come:

$$\ln\left(\frac{A(R,f)}{A_0(R_0,f)}\right)=n\ln\left(\frac{R_0}{R}\right)-\alpha(R-R_0) \qquad (5.4)$$

e dalla (5.2):

$$\frac{V}{\pi(R-R_0)}\ln\left(\frac{A(R,f)}{A_0(R_0,f)}\right) = \frac{Vn}{\pi(R-R_0)}\ln\left(\frac{R_0}{R}\right) - \frac{f}{Q} \qquad (5.5)$$

Questa espressione é del tipo:

$$\Delta(f) = b - \frac{f}{Q} \tag{5.6}$$

dove $\Delta(f)$ é il membro a sinistra dell'equazione (5.4) e:

$$b = \frac{Vn}{\pi(R-R_0)} \ln\left(\frac{R_0}{R}\right) \tag{5.7}$$

risulta indipendente dalla frequenza.
L'equazione (5.6) é l'equazione di una retta avente pendenza 1/Q. Per le misure in-situ il metodo consiste nel calcolare la trasformata di Fourier di due segnali e quindi il termine $\Delta(f)$ per ogni frequenza. Poiché b é indipendente dalla frequenza Q puó essere determinato dalla pendenza della linea che media i valori di $\Delta(f)$ in rapporto a f. Il fattore di divergenza geometrica n, compare solamente in b e non é necessario che sia definito a priori nella determinazione di Q.

Al fine di ridurre gli effetti locali di amplificazione su specifiche bande di frequenza e per evitare il rischio di instabilitá eccessive é opportuno procedere al "lisciamento" dello spettro, regolarizzando fortemente l'andamento del dato sperimentale. In genere si deve operare una convoluzione nel dominio delle frequenze tra lo spettro ed un filtro passa basso per ovviare alle forti oscillazioni.

5.4.2 Il metodo "rise-time" o del "tempo di salita"

Tale tecnica si basa sull'osservazione della dispersione del primo impulso al crescere del tempo. Il fenomeno é dovuto essenzialmente all'attenuazione e τ o "rise-time" viene definito come il rapporto tra la massima ampiezza e la massima pendenza del primo quarto di ciclo del segnale (Gladwin e Stacey, 1974; Fig. 5.1). Esiste una relazione empirica basata sull'assunzione che la dispersione dell'impulso sia proporzionale al tempo di propagazione dell'onda:

$$\tau = \tau_0 + \frac{C}{Q} t \tag{5.8}$$

dove τ e τ_0 rappresentano il "rise-time" al punto di misura e alla sorgente (t=0), t é il "travel time" e C é una costante prefissata.

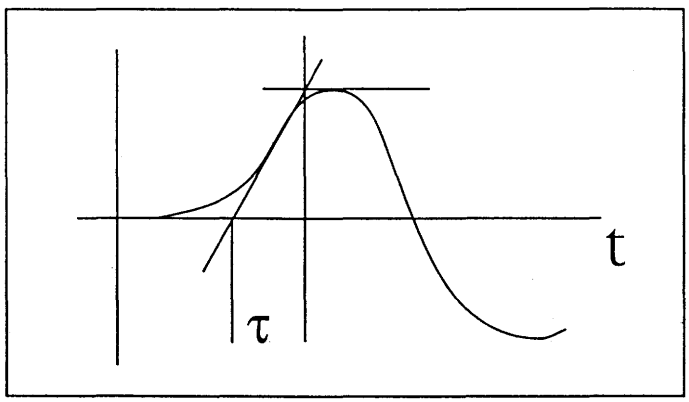


Fig. 5.1 - Definizione del "tempo di salita" da (Gladwin e Stacey, 1974)

E' stato teoricamente dimostrato che il τ per una sorgente impulsiva e per un modello a Q costante é linearmente proporzionale a t "travel-time" per valori di Q generalmente maggiori di 20 (Kjartansson, 1979). E' ovvio quindi che i gradienti nei diagrammi τ – t siano funzioni del Q caratteristico del materiale.

Nel caso si assuma una sorgente impulsiva, la costante C diventa 0.298. Per sorgenti realistiche é stata comunque evidenziata la dipendenza di C dal tipo di sorgente (Blair e Spathis, 1984). Inoltre C risulta dipendente da Q per valori inferiori a 5-10, normalmente misurati in sedimenti non consolidati.

$$\tau = \tau_0 + C \int_0^t Q^{-1}\, dt \qquad (5.9)$$

Gli accorgimenti che devono essere rispettati sono gli stessi che devono essere applicati nel metodo dei rapporti spettrali e sono limitati all'impiego di strumentazione compatibile nella banda in frequenza considerata e all'assunzione della indipendenza azimutale del contenuto spettrale alla sorgente.

In particolare il τ é un semplice parametro che contiene intrinsecamente le stesse informazioni che derivano dall'utilizzazione del metodo dei rapporti spettrali. Il vantaggio nell'applicazione di questa tecnica é costituito dal ridotto intervallo temporale impiegato per le misure. Infatti spesso é difficile isolare un treno d'onda che

rappresenta un singolo arrivo senza che ci siano interferenze da parte di altri segnali. Ridurre la lunghezza del segnale esaminato significa essere piú sicuri sulla singolaritá del percorso dell'onda (Gladwin e Stacey, 1974).

5.5 Misure di Q in un mezzo reale.

Fino ad ora sono stati descritti i metodi utilizzati per calcolare la attenuazione (1/Q) in un mezzo omogeneo, ma la natura dei depositi sedimentari generalmente é stratificata ed inomogenea. Il principale problema é di separare l'attenuazione intrinseca Q^{-1}_{in} dagli altri meccanismi di smorzamento come riflessioni e fenomeni di scattering ad esempio. Quindi l'attenuazione misurata in campagna é una attenuazione effettiva Q^{-1}_{eff} dove:

$$Q^{-1}_{eff}=Q^{-1}_{in}+Q^{-1}_{app} \qquad (5.10)$$

e Q^{-1}_{app} prende in considerazione la dipendenza di Q dalla frequenza e gli effetti sulla forma del segnale. I meccanismi di smorzamento addizionali costituiscono il principale problema nelle misure di attenuazione e spesso si rendono necessari diversi metodi per confrontare i valori di Q ottenuti.

Spesso pareri contrastanti si osservano sull'utilizzo delle diverse tecniche per la stima dell'attenuazione. Secondo Haterly (1986) e Blair e Sphatis (1984) il metodo dei rapporti spettrali é limitato, in un mezzo reale, dalla difficoltá di isolare un definito treno d'onda da altre interferenze. D'altra parte Badri e Mooney (1987) sulla base di uno studio comparativo dei diversi metodi affermano che il metodo del "rise-time" é carente a causa della dipendenza dalla sorgente della costante C (vedi eq. 5.9). Il principale vantaggio nell'applicazione della tecnica del "rise-time" risiede nel fatto che la dispersione dell'impulso é indipendente dalla divergenza sferica e che la parte iniziale del segnale é in genere libera da interferenze.

Nella sismica in pozzo chiaramente le misurazioni devono essere eseguite all'interno dello stesso strato per determinare un valore corretto per Q_{in}. Nel metodo sismico a rifrazione é importante

eseguire le misure sui singoli segmenti delle dromocrone cioé per segnali rifratti criticamente alla stessa interfaccia.

Nel semplice caso di uno strato orizzontale di materiale sedimentario incoerente posto sopra ad un basamento, dove per basamento nell'ingegneria sismica si intendono materiali aventi V_s > 750 m/s (Dowrick, 1994), il metodo sismico a rifrazione puó essere applicato direttamente. Nel dominio delle frequenze sia S(f) la trasformata di Fourier della sorgente sismica. Nei punti di misura P1 e P2 (Fig. 5.2) localizzati in modo tale da registrare la rifrazione critica lo spettro del segnale é dato da:

$$s_1(f) = S(f)\cdot F_0(f)\cdot f_1(f)\cdot F_1(f) \qquad (5.11)$$

e:

$$s_2(f) = S(f)\cdot F_0(f)\cdot f_1(f)\cdot f_2(f)\cdot F_2(f) \qquad (5.12)$$

dove $F_0(f)$, $F_1(f)$, $F_2(f)$ rappresentano le funzioni di trasferimento nello strato superficiale e $f_1(f)$ e $f_2(f)$ sono le funzioni di trasferimento all'interfaccia con il basamento.

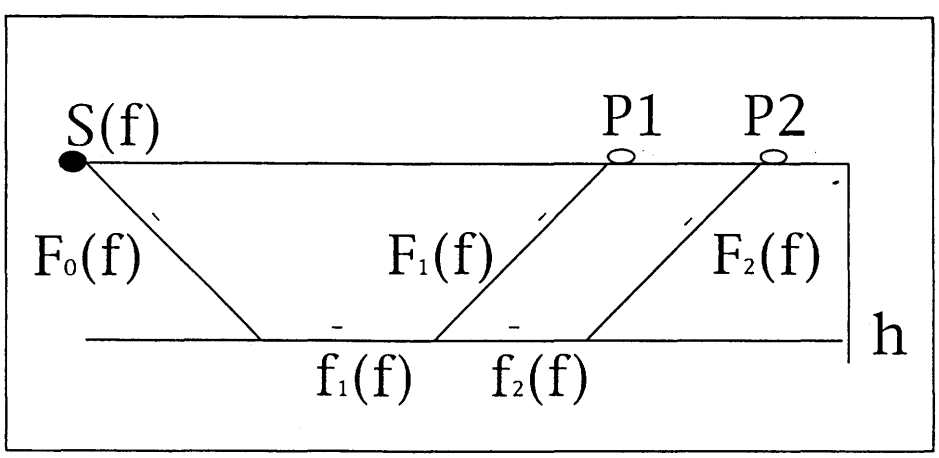


Fig. 5.2 - Schematizzazione della misura di un rilievo sismico a rifrazione da Jongmans (1991).

Nel caso in cui lo strato superficiale sia orizzontale,

$$F_1(f)=F_2(f) \tag{5.13}$$

e

$$s_2(f)=s_1(f)\cdot f_2(f) \tag{5.14}$$

Qualsiasi cambiamento nel segnale da P1 a P2 é quindi dovuto alla propagazione dell'onda nel mezzo denominato basamento e le onde rifratte possono essere usate per la determinazione del Q. Nel caso piú complesso di interfaccia inclinata $F_2(f)$ non é piú uguale a $F_1(f)$ e il segnale risulta modificato da P1 a P2 sia per la propagazione nei sedimenti sia nel basamento. In queste condizioni nessuna corretta determinazione di Q é possibile. Inoltre se l'interfaccia si presenta irregolare, possono apparire fenomeni di scattering in grado di cambiare totalmente la forma dell'onda, specialmente quando la lunghezza d'onda é simile alla grandezza delle irregolaritá.

Ancora molto spesso, nel metodo a rifrazione compaiono altri problemi dovuti a strati non identificati. In alcuni casi (strati nascosti, inversioni di velocitá) il profilo di velocitá puó essere addirittura non determinato (Palmer, 1981). Le misure di attenuazione sui dati di sismica a rifrazione sono quindi limitate a pochi casi, come dimostrato da Jongmans (1990). L'unico modo per ricavare misure di attenuazione indicative é l'utilizzo di metodi di sintesi delle forme d'onda che contemplino anche l'anelasticitá (Craglietto e al., 1989).

5.6 Misura dell'attenuazione delle onde superficiali

Lo studio dell'attenuazione delle onde superficiali rappresenta una tecnica utilizzata da lungo tempo in sismologia per lo studio della struttura anelastica della crosta e del mantello superiore (e.g. Nuttli, 1973 e Mitchell, 1973). Sul piano teorico i metodi utilizzati in sismologia sono applicabili anche per frequenze superiori e per gli strati piú superficiali. La metodologia consiste nel considerare le registrazioni di due stazioni a distanza r1 e r2 dalla sorgente. Il

coefficiente di attenuazione per le onde di superficie γ é calcolato utilizzando gli spettri delle onde di superficie A(f,r) dopo l'applicazione di una correzione per la divergenza sferica:

$$\gamma_R(f) = \frac{\ln(A(f,r_2)/A(f,r_1))}{r_2-r_1} \tag{5.15}$$

Il fattore di qualitá delle onde superficiali é allora dato da:

$$Q_r^{-1}=\frac{\gamma(f)\cdot u(f)}{\pi f} \tag{5.16}$$

dove u(f) é la velocitá di gruppo. Il decadimento dell' ampiezza dell'onda superficiale con la distanza é spesso difficilmente misurabile soprattutto a causa di effetti locali come diffrazioni dovute a cambiamenti laterali nella litologia, queste difficoltá aumentano per le alte frequenze che risentono maggiormente delle piccole variazioni. Ci sono inoltre problemi relativi al sistema di registrazione come l'accoppiamento con il terreno e la calibrazione in ampiezza degli strumenti.

Nel caso si possa disporre di piú stazioni di misura, altri metodi (Herrmann e Mitchell, 1975) possono essere utilizzati per determinare il coefficiente $\gamma(f)$. Una volta conosciuta la struttura per le onde S del sito possono essere invertite le curve di $\gamma(f)$ per ottenere un profilo del fattore di qualitá.
La relazione che collega $\gamma(f)$ ai parametri del modello é dovuta a Herrmann e Mitchell, (1975):

$$\gamma_R=\frac{\pi f}{c_R^2}\left(\sum_{i=1}^{n}\left(v_P\frac{\partial c_R}{\partial v_P}\right)Q_P^{-1}+\sum_{i=1}^{n}\left(v_S\frac{\partial c_R}{\partial v_S}\right)Q_S^{-1}\right) \tag{5.17}$$

dove v_p e v_s sono le velocitá delle onde P ed S, Q_p e Q_s sono i fattori di qualitá associati, c_R é la velocitá di fase delle onde di Rayleigh ed n é il numero di strati del modello. Una espressione analoga ma piú semplice puó essere scritta per le onde di Love:

$$\gamma_L=\frac{\pi f}{c_L^2}\left(\sum_{i=1}^{n}\left(v_S\frac{\partial c_L}{\partial v_S}\right)Q_S^{-1}\right) \tag{5.18}$$

In generale l'attenuazione delle onde superficiali é molto poco sensibile alle variazioni di Q_p e solo il secondo termine della sommatoria per le onde di Rayleigh viene preso in considerazione, mantenendo fisso il rapporto tra Q_p e Q_s nell'inversione. Diversi tipi di inversione possono essere realizzati a seconda che si tenga in considerazione della variazione della velocitá in funzione del fattore di qualitá (velocitá causale) e/o delle coppie di velocitá e attenuazione.

5.7 Misure di attenuazione ottenute per confronto con sismogrammi sintetici.

Nei metodi visti finora per le misure di attenuazione vengono utilizzate solamente fasi singole (onde riflesse, rifratte e di superficie) nel caso in cui queste siano ben identificabili. Quando i parametri strutturali e di sorgente sono conosciuti possiamo utilizzare i sismogrammi sintetici per ricavare informazioni sui parametri anelastici. Nell'ipotesi di considerare modelli a strati piani e paralleli é quindi sufficiente un confronto diretto con i segnali calcolati per ricavare dei valori di Q. Partendo da un modello iniziale di Q variabile con la profonditá, conosciuti gli altri parametri strutturali come le velocitá, le densitá e gli spessori dei singoli strati si calcolano le forme d'onda sintetiche e per tentativi, variando l'attenuazione, si cerca di correlare queste, alle forme d'onda osservate, prestando attenzione ai rapporti in ampiezza tra le diverse fasi. E' necessario per limitare il numero di tentativi e per avere una certa stabilitá nei risultati fissare il rapporto tra il Q delle onde di compressione ed il Q delle onde di taglio. Spesso per sedimenti saturi il rapporto viene fissato in modo che $Q_\alpha = Q_\beta$ (e.g. Malagnini et al., 1995). Wuenscher et al., (1991) hanno trovato, utilizzando la tecnica del decremento spettrale un intervallo di variazione per Q_β/Q_α compreso tra 0.53 e 1.79, per la zona sismica del bacino di New Madrid, variabile a seconda delle condizioni di saturazione dei materiali. Una possibile sorgente di errore del metodo multi modale per la determinazione del fattore di qualitá puó derivare da effetti di sorgente oppure da variazioni laterali delle proprietá elastiche ed anelastiche lungo la direttrice sorgente-ricevitore. Levshin (1985) ha introdotto un possibile

controllo sugli effetti dovuti alla presenza di inomogeneitá laterali sulle ampiezze dei diversi modi:

$$R(\omega) = \frac{\sqrt{uI_1(M1)}}{\sqrt{uI_1(M2)}} \qquad (5.19)$$

dove u é la velocitá di gruppo, I_1 é l'integrale di energia e M1 e M2 indicano i due mezzi a contatto. In generale $R(\omega)$ é dipendente in modo sensibile dalla frequenza e la misura dell'effetto causato dalle variazioni laterali é data da quanto tale fattore risulti diverso da 1. In altre parole R puó essere considerato come una stima della percentuale di variazione in ampiezza dovuta all'inomogeneitá laterale.

Gli esempi numerici mostrati da Levshin (1985) danno un'idea dell'ordine di grandezza del "bias" introdotto a causa di queste eterogeneitá, quando si effettuano misure in ampiezza sui singoli modi. La situazione migliora nel caso sia applicato il metodo multi modale. In questo caso non diventa importante il valore assoluto in ampiezza ma si possono ottenere risultati significativi quando il confronto tra le ampiezze é limitato a intervalli in frequenza nei quali il valore $R(\omega)$ non cambia per i diversi modi (Levshin, 1985).

6. Metodi di determinazione della velocitá delle onde di taglio nei terreni

6.1 Introduzione

Proprietá elastiche e spessori dei terreni incoerenti possono causare fenomeni di amplificazione sismica, differenti da sito a sito. Il parametro fondamentale che esprime in modo piú evidente la vulnerabilitá sismica di un sito é il modulo di rigiditá e quindi la velocitá delle onde trasversali (V_S). La necessitá di conoscere dettagliatamente il profilo di velocitá delle onde di taglio con la profonditá ha sviluppato diverse tecniche di misura sia in situ che in laboratorio. Le misure di laboratorio hanno lo svantaggio di essere effettuate su campioni disturbati di materiale e quindi di non tenere in considerazione il grado di litificazione di questi ultimi.

In questo capitolo descriveremo principalmente i metodi sismici, in questi ultimi anni sempre maggiormente apprezzati e utilizzati dai geotecnici e dagli ingegneri civili. Tali tecniche infatti sono recentemente utilizzate anche per lo studio degli effetti delle vibrazioni su fondazioni o opere di interesse storico-artistico. Profili dettagliati di Vs con la profonditá possono essere ottenuti mediante 1) tecniche sismiche in foro (up, down-hole e cross-hole), 2) metodi sismici a riflessione e a rifrazione, 3) utilizzando le onde superficiali (tecniche come la Spectral Analysis of Surface Waves "SASW", Continuous Surface Waves Method "CSW", ecc...) ed infine 4) i test di resistenza alla penetrazione con l'impiego del cono sismico.

6.2 Misure di rigiditá

Negli ultimi vent'anni é stato ripetutamente dimostrato che la rigiditá effettiva dei suoli e delle rocce risulta molto superiore rispetto a quanto precedentemente ipotizzato sulla base delle misure di laboratorio, e che la relazione sforzo-deformazione, per questi materiali, é una relazione, nella maggior parte dei casi, non lineare. I recenti miglioramenti nelle misure hanno confermato sia il

comportamento non lineare sia i valori superiori di rigiditá per piccoli livelli di deformazione (0.001% - 0.1%) delle misure sul campione indisturbato rispetto alle misure standard con tecniche di laboratorio. L'aver capito che i livelli di deformazione cui sono sottoposti i terreni durante la costruzione di gallerie, scavi ed edifici sono relativamente modesti, ha condotto i geotecnici ad apprezzare maggiormente i valori di rigiditá determinati mediante applicazione dei metodi sismici di campagna (Matthews, 1993). Questi metodi infatti garantiscono i livelli di deformazione richiesti e permettono la determinazione dei valori di rigiditá su di un volume molto rappresentativo del terreno, conservando lo stato di stress pre-esistente. I parametri di rigiditá, misurati in questo modo, possono essere riferiti al modulo di taglio massimo G_{max} e al modulo di Young massimo E_{max}. Questi parametri forniscono un'importante riferimento per gli altri valori misurati in laboratorio od in-situ, con i quali possono poi essere confrontati.

E' molto recente l'applicazione dei metodi geofisici all'ingegneria geotecnica, ed in particolare, esiste un crescente interesse sul valore delle misure del modulo di rigiditá, G, utilizzando tali metodi come parte delle indagini sul sito. Lo sviluppo di misure di deformazione ad alta risoluzione applicato alle indagini di laboratorio ha inoltre permesso lo studio delle relazioni sforzo-deformazione per la maggior parte dei suoli.

Generalmente il comportamento del suolo sottoposto a deformazione puó essere suddiviso in tre fasi (Matthews, 1993). Per piccole deformazioni (e.g. < 0.001 %) il materiale si comporta elasticamente, la rigiditá risultante é pressoché costante in rapporto alla deformazione. Sebbene la deformazione indotta dalla propagazione dell'energia sismica (e.g. onde di corpo, onde superficiali) non sia stata ancora misurata viene considerata dello stesso ordine di grandezza. Per deformazioni leggermente superiori (0.001-0.1%) la rigiditá diventa sensibile alla grandezza della deformazione applicata e una significativa riduzione nella rigiditá viene osservata al crescere della deformazione. Per deformazioni intermedie e grandi (>0.1%) domina il comportamento plastico e la rigiditá diventa meno sensibile alla deformazione avvicinandosi al punto in cui il materiale viene portato al cedimento. Le rocce definite "weak" mostrano un comportamento sforzo-deformazione quasi

lineare e la diminuzione di rigiditá al crescere della deformazione risulta molto minore rispetto alla maggior parte dei suoli.

Questi sviluppi hanno ridimensionato le discrepanze tra misure statiche e misure dinamiche di rigiditá oltre ad aver valorizzato l'impiego dei metodi sismici. Il risultato naturale di tale diffusa convinzione é il crescente utilizzo di tecniche come la sismica, up-hole, cross-hole e down-hole oltre che della sismica che impiega le onde superficiali per lo studio dei parametri dinamici del terreno.

6.3 Metodi sismici cross, up e down hole.

Le metodologie "cross-hole", "up-hole" e "down-hole" (Fig. 6.1) si utilizzano per profonditá di solito non superiori a 100 metri e adoperano sorgenti di energizzazione separate dai sensori; le diverse tecniche si distinguono per la diversa posizione dei sensori rispetto alla sorgente.

Il metodo cross-hole prevede il posizionamento della sorgente energizzante e dei sensori in due fori, di solito distanti non piú di 10 metri; piú correttamente dovrebbero utilizzarsi tre fori, per evitare errori nella stima dei tempi di percorso delle onde generate. Infatti in depositi finemente stratificati parecchi sono i percorsi che i raggi sismici possono seguire e non risulta facile distinguerli tutti. Utilizzando le tecniche "down" e "up-hole" le diverse onde possono essere distinte piú facilmente ma devono essere presi particolari accorgimenti per gli effetti dovuti al posizionamento della sorgente (up-hole) o dei sensori (down-hole) all'interno del pozzo. Per esempio quando é necessario stendere una tubatura lungo il pozzo per impedire la sua ostruzione le onde trasmesse dalla tubazione possono mascherare gli arrivi piú lenti e deboli (Dowrick, 1994). I metodi sopracitati presentano costi elevati per le spese di trivellazione che diventano considerevoli in presenza di coperture sedimentarie consistenti.

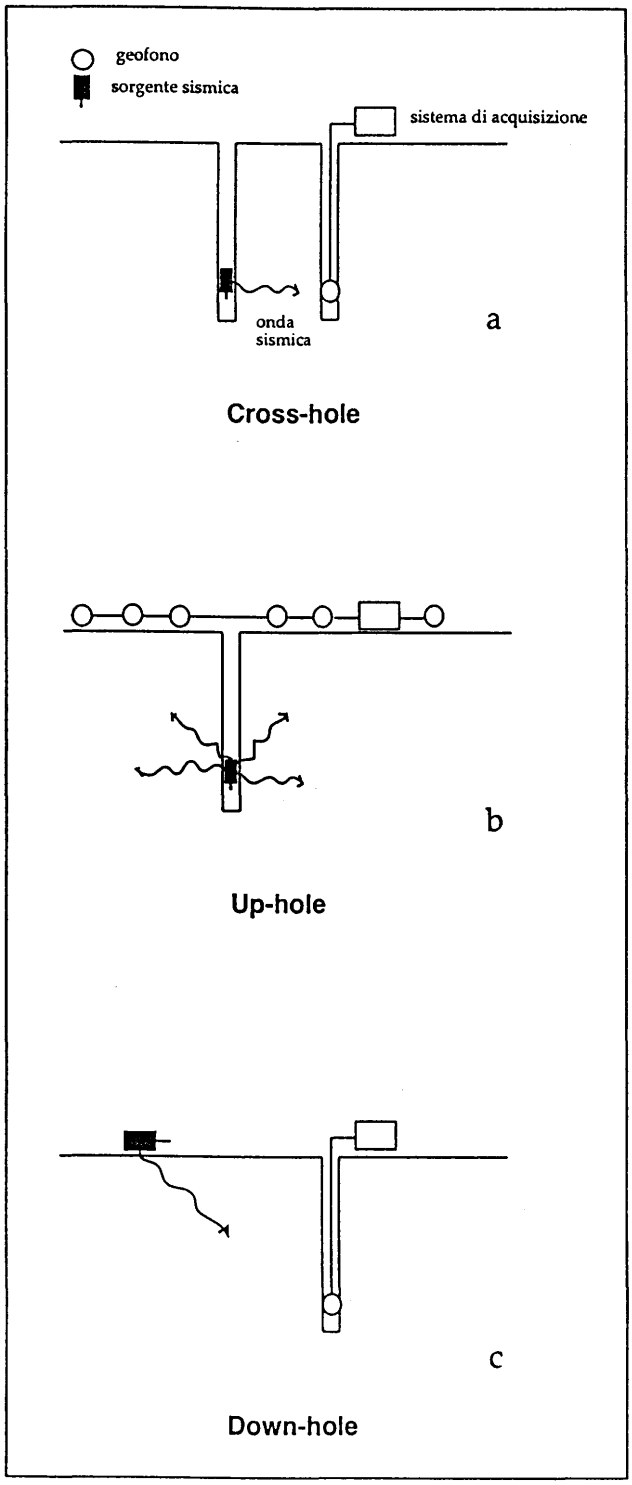


Fig. 6.1 - Metodi che utilizzano sorgenti e/o geofoni in pozzo. a) sismica cross-hole, b) up-hole e c) down-hole.

6.4 Metodi sismici a rifrazione e a riflessione.

Il principio su cui si basano tutti i metodi sismici consiste nella generazione di onde a partire da una sorgente artificiale (esplosivo, massa battente, ecc...) e nella registrazione del movimento del suolo a diverse distanze impiegando degli strumenti che generalmente misurano la velocitá di oscillazione di questo. A seconda dei diversi percorsi seguiti dalle onde e dai dispositivi di misura utilizzati i principali metodi possono essere distinti in:

a) sismica a rifrazione, é una tecnica che analizza i primi arrivi del segnale. Solitamente la sorgente e i geofoni sono piazzati in superficie oppure a profonditá trascurabili. L'applicazione é ampia nell'ingegneria e in geotecnica.

b) sismica a riflessione, utilizza le onde riflesse in profonditá da interfacce a diversa impedenza acustica. Impiegata diffusamente nell'esplorazione petrolifera. Le distanze e le modalitá di acquisizione (geometrie dei canali di registrazione, lunghezza degli stendimenti, ecc....) sono diverse da quelle della sismica a rifrazione.

6.5 Sismica a rifrazione

Questo metodo é frequentemente utilizzato nell'ingegneria civile e presenta un campo di applicazione assai vasto, dalla determinazione della profonditá del "bedrock" alla caratterizzazione dei terreni per le fondazioni e alle misure delle proprietá dinamiche delle formazioni geologiche. Basata principalmente sull'analisi dei primi arrivi é considerata una tecnica rapida e non caratterizzata da un trattamento del segnale complesso, come nel caso della sismica a riflessione. Recentemente parecchi autori (Palmer, (1981), Whitley, (1990)) hanno attirato l'attenzione sulle problematiche del trattamento dei segnali della sismica a rifrazione impiegando dei metodi d'interpretazione troppo semplicistici. Nuove tecniche sono state proposte per risolvere i problemi dovuti a strati nascosti e a interfacce irregolari. All'interno di questo lavoro abbiamo esaminato il metodo reciproco proposto da Palmer (1981) che permette di determinare la profonditá di un rifrattore dalla geometria irregolare avendo i segnali sismici diretti e coniugati per lo stesso sito.

6.6 Sismica a riflessione

Il metodo sismico a riflessione é impiegato da qualche decina di anni nell'esplorazione petrolifera per la determinazione della geometria degli strati a profonditá variabili da parecchie centinaia di metri a qualche chilometro (Sheriff e Geldart, 1982). E' basato sull'analisi delle onde riflesse generate alle interfacce degli strati aventi impedenza sismica diversa. La tecnica molto accurata nella determinazione dettagliata dell'andamento degli strati, necessita dell'acquisizione di un gran numero di segnali e di un'elaborazione di questi relativamente sofisticata.

Per questi motivi la sua applicazione nell'ingegneria geotecnica é stata fino ad ora limitata. A partire dal 1980 il metodo viene utilizzato per la localizzazione di determinate interfacce comprese tra 4 e 100 m di profonditá (Doornenbael e Helbig, 1983, Steeples e al., 1986).

Le principali applicazioni del metodo rientrano nella determinazione della profonditá del bedrock al di sotto dei depositi sedimentari, la localizzazione delle cavitá o delle faglie e lo studio delle serie sedimentarie.

Rispetto al campo dell'esplorazione petrolifera la sismica a riflessione applicata all'ingegneria geotecnica (detta ad alta risoluzione) necessita di materiali, tecniche di acquisizione e trattamento dei dati particolari. Una dettagliata descrizione della sismica ad alta risoluzione viene fornita da Steeples e Miller (1988). Non sempre risulta facile separare e filtrare le onde riflesse dall'insieme di onde dirette, di superficie, rifratte e acustiche poiché spesso si sovrappongono nella ristretta finestra temporale di acquisizione.

6.7 Metodi che utilizzano le onde superficiali

Il metodo SASW consiste nella generazione di onde superficiali di Rayleigh mediante una sorgente impulsiva e nella loro registrazione da parte di geofoni verticali. La disposizione della

configurazione geometrica per il metodo é visibile in Fig. 6.2 e prevede una disposizione lineare in cui i due geofoni sono disposti simmetricamente rispetto ad un punto immaginario centrale fisso, la distanza intergeofonica viene raddoppiata ad ogni misura.

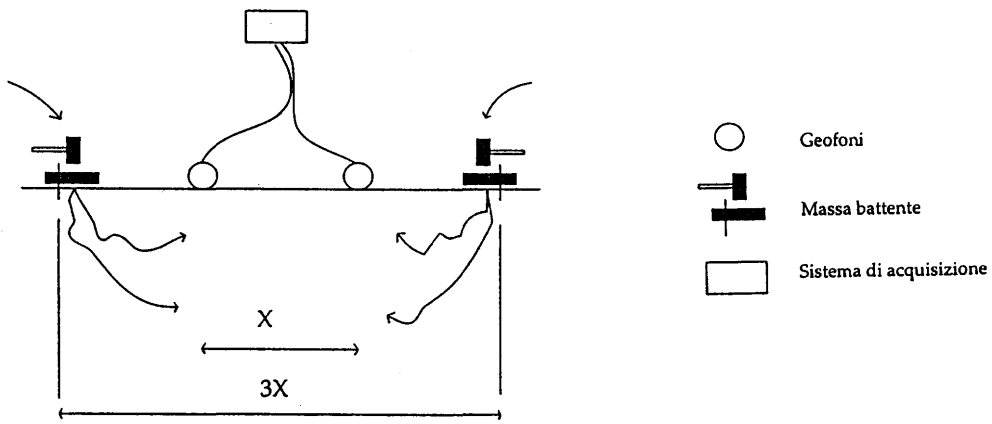


Fig. 6.2 - Schema di acquisizione del metodo SASW

Il punto in cui viene generata la perturbazione é posto ad una distanza pari a quella tra i ricevitori e spostato alternativamente a destra e a sinistra dello stendimento per la stessa distanza intergeofonica. E' in questo modo possibile realizzare una misura diretta ed una coniugata. Per ogni distanza intergeofonica la curva di dispersione sperimentale é la media tra le due misure. Le sorgenti impiegate sono generalmente costituite da martelli di peso variabile 3-8 Kg per distanze inferiori a 8m mentre per distanze superiori viene usata una massa battente (e.g. Nunziata, 1994).

L'analisi dei segnali acquisiti in situ é effettuata nel dominio delle frequenze studiando la funzione di coerenza e gli spettri di fase. La funzione di coerenza viene definita nel campo delle frequenze ed é calcolata dagli spettri lisciati dei segnali dei due ricevitori R1 e R2 e dal cross-spettro lisciato R12.

$$C = \frac{|R_{12}|^2}{R_1 * R_2} \qquad (6.1)$$

La funzione assume valori tra 0 e 1. In assenza di rumore il valore é prossimo a 1 e tende a zero quando il rumore tende ad infinito. Il tempo impiegato dall'onda per percorrere la distanza

intergeofonica puó essere calcolato dallo spettro di fase φ nell'intervallo di frequenza in cui la coerenza e compresa tra 0.9 e 1 ($t=\varphi /(2\pi f)$, dove f rappresenta la frequenza considerata). La velocitá dell'onda superficiale di Rayleigh e la lunghezza d'onda possono poi essere facilmente calcolate, nota la distanza intergeofonica. L'interpretazione della curva di dispersione viene effettuata assumendo che la propagazione delle onde superficiali di Rayleigh attraverso un mezzo a strati piani e paralleli soddisfi la soluzione matriciale di Haskell e Thomson. Ogni strato deve essere definito in spessore, densitá, V_s e V_p.

Il metodo CSW (Continuous Surface-Wave Method) la cui tecnica di acquisizione é descritta da Abbiss (1981) utilizza un procedimento analogo al metodo SASW, l'unica differenza é riscontrabile nell'uso di un vibratore come sorgente sismica. Tale metodo permette una scelta selettiva delle frequenze impiegate anche se la profonditá investigata é limitata (10 m) dalla scarsa energizzazione della sorgente. Per ovviare a questo si possono utilizzare grossi vibratori in genere montati su mezzi mobili.

Il metodo applicato in larga parte in questo lavoro, utilizza le onde superficiali per la determinazione della velocitá di taglio e una serie di tecniche sviluppate nel contesto della sismologia globale. Le misure di dispersione non sono effettuate considerando funzioni di coerenza, ma metodi di analisi del segnale in grado di filtrare le onde superficiali. Spesso con le tecniche descritte sopra (SASW e CSW) non e' possibile separare e filtrare il segnale di interesse soprattutto perché le distanze adottate per gli stendimenti sono ridotte (< 64 m). Il metodo qui applicato ha inoltre il pregio di essere applicabile su qualsiasi data set sismico nel quale siano presenti onde di Rayleigh o di Love ed é in grado di utilizzare non solo il modo fondamentale ma anche i modi superiori.

6.8 Metodo del cono sismico.

Le prove penetrometriche che utilizzano il cono sismico sono impiegate per classificare il terreno e per fornire misure di resistenza. Nella forma piú semplice la prova si effettua conficcando un cono con una punta di circa 60° nel terreno mantenendo costante la spinta.

Nessun foro viene utilizzato al proposito ed é possibile produrre una registrazione continua della resistenza alla penetrazione mano a mano che la profonditá cresce. La strumentazione moderna utilizza coni in grado di misurare sia la pressione dei pori del materiale che in alcuni casi, la resistivitá mediante dei trasduttori. Normalmente il cono sismico é equipaggiato con uno o due geofoni a tre componenti che permettono misure di velocitá "down-hole" senza la necessitá di scavare anticipatamente un pozzo. Onde di taglio vengono generate in superficie utilizzando masse battenti e le velocitá sono determinate come nel caso del metodo "down-hole". Il cono sismico gode del vantaggio di fornire dati sia sulla resistenza sia sulla rigiditá. Comunque la profonditá di penetrazione é limitata dalla resistenza del terreno e dalla presenza di materiali compatti.

6.9 Discussione

Il confronto tra le diverse tecniche, in particolare fra i metodi che utilizzano le onde superficiali e la classica sismica applicata, che utilizza la tecnica "cross-hole" oppure le rifrazioni SH per la determinazione dei profili di velocità delle onde S, evidenzia alcune interessanti diversità nel risultato finale dell'indagine (Jongmans & Demanet, 1992). Essenzialmente il profilo finale di velocità per quanto riguarda la tecnica "cross-hole" risulta in genere più veloce rispetto ai profili evidenziati dalla sismica a rifrazione SH e da quelli ottenuti mediante l'inversione delle onde superficiali. Quest'ultimo metodo risolve in generale il problema attribuendo al sito in questione velocità sismiche S minori rispetto alle tecniche sopra citate. Le ragioni di tale discrepanza nelle diverse metodologie, non sono univoche. Il primo motivo che potrebbe dare una giustificazione di tale differenza risiede nella dispersione che accompagna l'attenuazione nei terreni. Infatti, in genere, si utilizzano diverse sorgenti e poiché la banda in frequenza é ampia le variazioni della velocità di fase con la frequenza, come risultato dei fenomeni citati sopra, può essere abbastanza significativa. In un mezzo anelastico caratterizzato da un determinato fattore di qualità Q, il

rapporto tra le velocità di fase per due frequenze diverse f_1 e f_2 é dato dalla seguente (Aki & Richards, 1981):

$$\frac{c(f_1)}{c(f_2)} = 1 + \frac{1}{\pi Q}\ln\left(\frac{f_1}{f_2}\right) \qquad (6.2)$$

Sostanzialmente questo fatto non riesce totalmente a spiegare le differenze osservate pur contribuendo in percentuale non trascurabile. Le differenze più evidenti potrebbero derivare dal modo in cui vengono energizzati i terreni allo scopo di determinare le velocità di taglio. Sia le osservazioni "cross-hole" sia quelle di sismica a rifrazione sono basate sull'analisi dei primi arrivi, solitamente identificati come onde dirette oppure come rifrazioni critiche (head waves). Quindi questi test sono limitati a volumi relativamente piccoli di terreno (si ipotizza una direzione di propagazione preferenziale). Dall'altra parte le onde superficiali coinvolgono un volume maggiore del terreno. In un mezzo elastico omogeneo stratificato orizzontalmente, i tre metodi dovrebbero condurre allo stesso risultato. Cosí non é per le diverse componenti geologiche di un terreno in cui spesso sono presenti eterogeneità e variazioni laterali in grado di generare fenomeni di diffrazione (scattering), che potrebbero spiegare le diversità tra i diversi metodi di indagine per la misura delle velocità delle onde S. In questo senso le misure derivate dall'inversione delle onde superficiali possono essere definite misure medie in quanto risentono di tutti gli effetti sopracitati.

In sintesi tra tutti i metodi utilizzati per la determinazione di profili di rigiditá rispetto alla profonditá i metodi sismici che utilizzano le onde superficiali e le prove sulla resistenza alla penetrazione utilizzando i coni sismici (metodo dinamico) dimostrano maggiore affidabilitá ed economicitá (Matthews, 1993). Entrambi non richiedono perforazioni costose e soprattutto nella sismica che impiega le onde superficiali solamente la potenza della sorgente limita la capacitá di penetrazione dell'indagine. Non é necessario inoltre ricorrere a sorgenti particolari di onde S, come richiesto dai comuni metodi sismici.

SECONDA PARTE

7. Misure in situ della velocitá delle onde di taglio utilizzando dati di sismica a riflessione

7.1 Introduzione

Il metodo sismico a riflessione é attualmente il metodo piú utilizzato fra i metodi geofisici nella ricerca petrolifera; tale predominanza é dovuta principalmente alla precisione, alla risoluzione ed alla penetrazione molto maggiori rispetto agli altri metodi geofisici indiretti. Inoltre é in grado di fornire non solo gli andamenti strutturali ma anche informazioni litologiche e, nei casi piú favorevoli, il riconoscimento diretto degli idrocarburi. Tuttavia per avere una cosí alta risoluzione sono necessarie delle metodologie di acquisizione e di elaborazione dei dati in grado di separare il segnale di interesse (riflessioni) dagli altri segnali normalmente presenti nelle registrazioni. Nella sismica "on land" il problema principale deriva dalla presenza del "ground roll" o "source generated noise". Tale rumore coerente risulta dovuto alle onde superficiali, che in genere si propagano nell'aerato e nel subaerato all'interno dei sedimenti scarsamente compattati ed incoerenti. Allo scopo di eliminare tale disturbo, che occupa la finestra temporale delle riflessioni piú profonde, si adottano, sia metodologie di acquisizione molto costose che impiegano gruppi di geofoni e di sorgenti, sia tecniche di filtraggio bidimensionale, "pie slice filtering", nel dominio frequenza-numero d'onda.

Nella fase di acquisizione il singolo geofono viene sostituito da un gruppo di geofoni, collegati tra loro in serie o in parallelo e disposti secondo distanze tra i singoli ricevitori ed i singoli gruppi opportunamente stabilite, dopo l'effettuazione di test preliminari sul rumore coerente. La teoria dell'attenuazione del rumore coerente tramite il raggruppamento si basa sul principio fondamentale che le onde di riflessione si propagano secondo traiettorie verticali rispetto allo stendimento e quindi raggiungono i geofoni appartenenti ad un gruppo quasi simultaneamente, amplificando il segnale del singolo canale. Le onde superficiali del "ground roll" arrivano ai singoli geofoni in tempi successivi: se la distanza tra due geofoni contigui é pari a metá della lunghezza

d'onda considerata, essa viene completamente eliminata poiché registrata in opposizione di fase.

L'impiego dei gruppi di geofoni é particolarmente importante nelle zone a disturbo superficiale molto intenso, caratterizzate da sedimenti non compattati e incoerenti, e in quelle a bassa risposta sismica a causa della scarsa differenziazione litologica. Le medesime considerazioni si possono applicare all'uso di piú sorgenti di energia, o in contemporanea di gruppi di geofoni e gruppi di sorgenti. Il segnale sismico in genere possiede un'ampio intervallo di lunghezze d'onda che sono tipiche del ground roll, si cerca quindi di scegliere una disposizione dei geofoni tale che, pur non essendo concentrata su una lunghezza d'onda particolare, elimini la maggior parte del segnale indesiderato. Piú precisamente la velocitá di fase compresa tra la velocitá di fase minima (c_{min}) e la velocitá di fase massima (c_{max}) ha un'importanza notevole nella disposizione dei geofoni e delle sorgenti. Queste geometrie devono infatti attenuare un'intervallo di lunghezze d'onda associate ad un intervallo in frequenza compreso tra una frequenza minima (f_{min}) ed una massima (f_{max}) in modo tale che la lunghezza d'onda λ risulti:

$$\frac{c_{max}}{f_{min}} \leq \lambda \leq \frac{c_{min}}{f_{max}} \qquad (7.1)$$

Il numero di ricevitori per gruppo, la loro spaziatura e il diverso allineamento sono sempre scelti per raggiungere tale scopo.

Un ulteriore miglioramento viene realizzato se la sensibilitá dei singoli geofoni viene distribuita in modo tale che al centro del gruppo si abbia una risposta piú elevata, mentre agli estremi essa diminuisca.

Anziché agire sull'elettronica degli strumenti, é facilmente ottenibile il medesimo effetto variando la spaziatura tra i geofoni, cioé avvicinando tra loro i geofoni centrali e distanziando maggiormente quelli laterali oppure considerando sistemi esplosivi a cariche ripartite e gruppi di geofoni per singolo canale equidistanziati.

Questo é il caso dei dati sui quali viene impostato il presente capitolo della tesi. In questo caso vedremo che nonostante l'utilizzo di tecniche di acquisizione molto costose, le onde superficiali rimangono preponderanti e mascherano la parte della sezione sismica nella quale dovrebbero comparire le riflessioni profonde. Lo scarso contrasto nell'impedenza acustica delle formazioni al di sotto dell'aerato contribuisce a complicare il lavoro dell'analista sismico in fase di "processing".

L'analisi delle onde superficiali, mediante l'impiego della FTAN, viene utilizzata per ottenere le curve di dispersione del modo fondamentale e dei primi modi superiori delle onde di Rayleigh. Le velocitá di gruppo sono quindi invertite per ottenere la distribuzione della velocitá delle onde di taglio nei 30 m superficiali di aerato. Questa informazione risulta importante dal punto di vista geotecnico se associata alla conoscenza della velocitá delle onde compressionali e della densitá in quanto permette di caratterizzare litologicamente il materiale.

Il confronto delle tracce sismiche con sismogrammi sintetici, calcolati considerando il risultato dell'inversione, permette anche di stimare le proprietá anelastiche. Queste sono importanti in fase di acquisizione, elaborazione ed interpretazione di dati sismici ad alta risoluzione, di dati VSP ("Vertical Seismic Profiling") e di dati di sondaggi in pozzo, ed anche per la conoscenza di altri parametri fisici (e.g. permeabilitá) (Klimentos e McCann, 1990).

7.2 Acquisizione e informazioni preliminari

I dati sono stati acquisiti in Nord Africa nel Settembre del 1987. La configurazione dello stendimento sia per il gruppo di cariche ripartite che per i geofoni sono mostrate in Fig. 7.1. Per ogni scoppio sono impiegati 120 canali di registrazione e per ogni canale sono utilizzati 60 geofoni. Le esplosioni delle 15 cariche (18.75 kg di dinamite) avvengono simultaneamente alla profonditá di 3m. Sono acquisiti 4 s di segnale con intervallo di campionamento di 2 ms. Il contenuto in frequenza varia da 4 a 50 Hz. In Fig. 7.2 vediamo un esempio di 60 registrazioni.

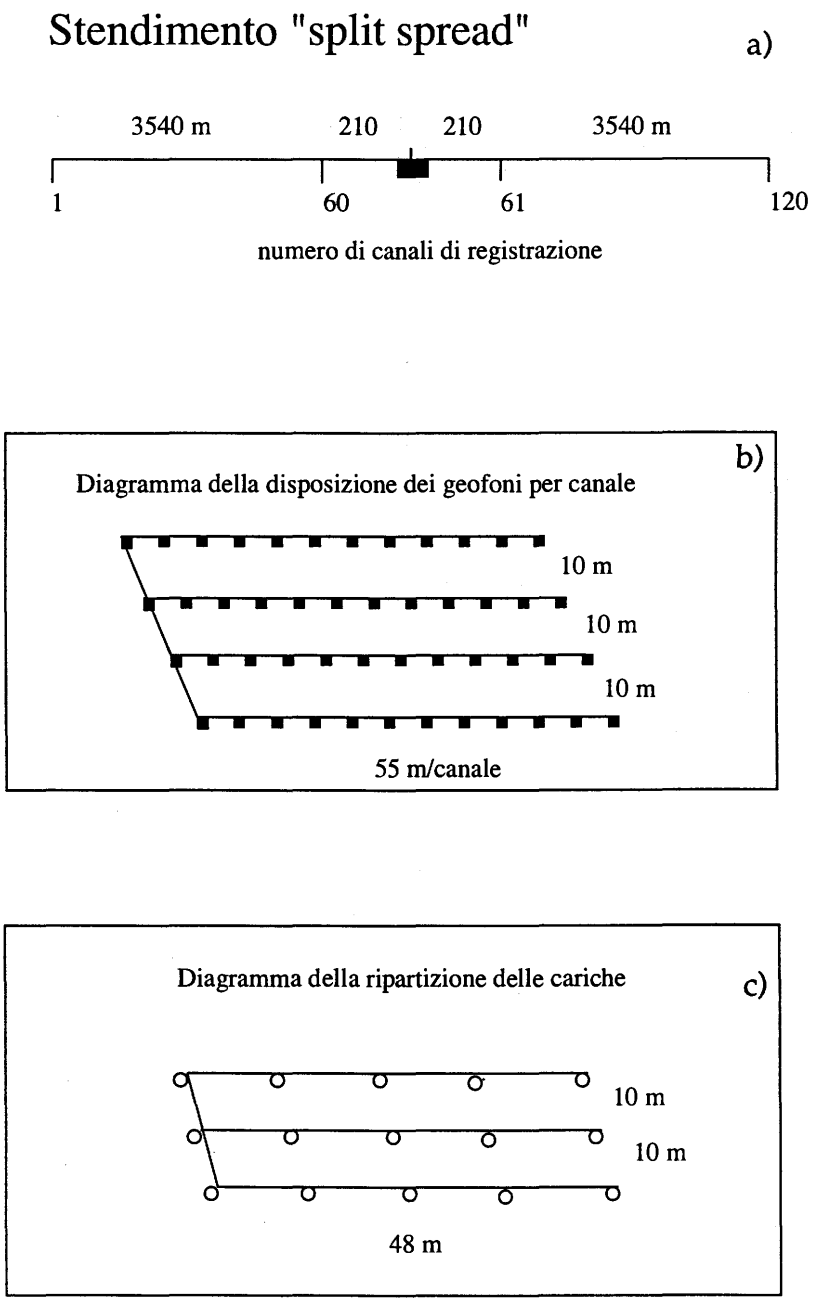


Fig. 7.1 - a) Configurazione dello stendimento dei dati sperimentali, b) configurazione di un singolo canale, c) configurazione del gruppo di cariche ripartite.

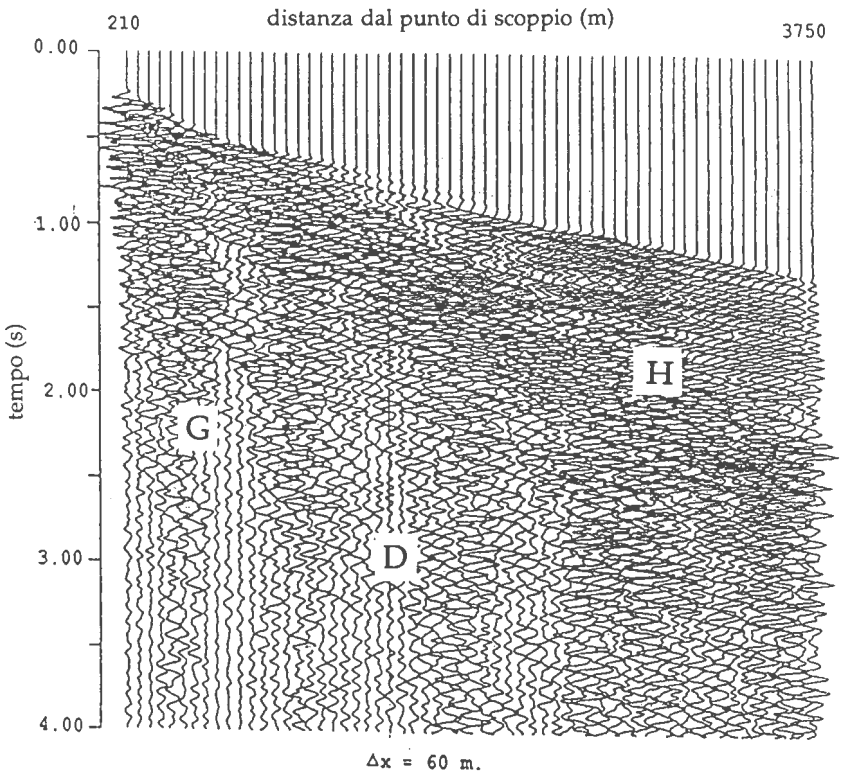


Fig. 7.2 - Esempio dei dati disponibili: semisezione sperimentale (canali 61-120). (H = rifrazione critica, D = onda P diretta, G = ground roll)

In questa sezione le rifrazioni critiche (H, head waves), le onde dirette (D) e le onde superficiali (S) sono ben identificabili.

Le informazioni supplementari, che derivano dalla analisi dei primi arrivi, e dai "log" sonici di velocitá, sono utilizzate successivamente sia in fase di modellazione strutturale, sia nel calcolo dei rapporti Vp/Vs per la caratterizzazione litologica. In Tab. 7.I possiamo vedere gli spessori e le velocitá compressionali dedotte dall'analisi dei primi arrivi fino alla profonditá di 450 m.

Tab. 7.I - Velocitá delle onde P e spessori dedotti dall'analisi dei primi arrivi.

SPESSORE (m)	VELOCITÀ' P (m/s)
30/45	450 -550
200	2000
85	2600
115	3300

Soprattutto per la parte di aerato i valori sono da considerare indicativi, inoltre non sono disponibili informazioni sulla velocitá di taglio e sulla densitá. E' invece disponibile l'interpretazione dei log sonici di velocitá in pozzo per profonditá da 500 a 3800 m.

7.3 Elaborazione dei dati.

In Fig. 7.3 tre tracce sismiche sono state estratte dai dati mostrati precedentemente. In tutte le tracce possiamo osservare la presenza delle onde superficiali. Nei diagrammi FTAN di Fig. 7.4 per le tracce in questione esistono tre zone di massima ampiezza concentrate attorno a valori di velocitá di gruppo di 230 m/s, 300-320 m/s e 450-470 m/s corrispondenti rispettivamente al modo fondamentale e ai primi modi superiori delle onde di Rayleigh. Una certa similaritá nei diagrammi indica l'assenza di rilevanti eterogeneitá laterali lungo il percorso indagato. In Fig. 7.5 possiamo vedere i diagrammi FTAN di Fig. 7.4 filtrati utilizzando l'equalizzazione di fase. Il modo fondamentale é mostrato in Fig. 7.4a mentre nelle Fig. 7.4b e 7.4c si possono vedere rispettivamente il primo ed il terzo modo superiore. L'interpretazione dei modi superiori richiede un confronto con delle curve teoriche consistenti con un modello strutturale di velocitá delle onde di taglio che soddisfi l'osservazione della curva di dispersione del modo fondamentale. In tal modo abbiamo dimostrato che, date le caratteristiche strutturali della zona di acquisizione dei dati, nell'intervallo in frequenza considerato il secondo modo

superiore delle onde di Rayleigh non viene eccitato. Le ampiezze proprie di tale modo risultano 10 volte inferiori a quelle del terzo modo superiore. Inoltre a causa di interferenze dei modi superiori nell'intervallo di velocitá di gruppo superiore a 400 m/s, tale modo superiore non puó essere ben separato dagli altri. Per questi motivi abbiamo deciso di utilizzare nell'inversione il modo fondamentale ed il primo modo superiore mantenendo comunque la curva di dispersione del terzo modo come controllo qualitativo dei risultati dell'inversione.

Nell'inversione abbiamo utilizzato il metodo descritto nel cap. 4, definito "hedgehog method". Il modello strutturale monodimensionale viene costruito da una serie di parametri che variano con la profonditá considerando i dati che derivano dall'analisi dei primi arrivi e dei log di velocitá e di densitá. Viene variata la parte del modello piú sensibile ai dati osservati per quanto riguarda ovviamente la velocitá delle onde S. In questo caso abbiamo suddiviso i primi 33 m in tre strati con spessori fissi, rispettivamente di 6,8 e 17 m e velocitá variabili negli intervalli mostrati in Tab. 7.I.

Vengono calcolate le curve teoriche che sono confrontate con le osservazioni (Tab. 7.II). In base alla ripetizione delle misure di dispersione su piú segnali viene stimato un'errore nell'osservazione dei singoli punti ed un errore quadratico medio globale che qui é stato fissato uguale a 8 m/s. Le soluzioni dell'inversione sono evidenziate in Fig. 7.6. L'incertezza nella risoluzione della velocitá delle onde S in superficie é di circa 10 m/s mentre in profonditá é di circa 30 m/s. L'insieme delle soluzioni del problema inverso sono raggruppate all'interno dell'intervallo delimitato dalle linee tratteggiate in Fig. 7.6: nella stessa figura la linea continua rappresenta il modello utilizzato successivamente nel calcolo dei sismogrammi sintetici.

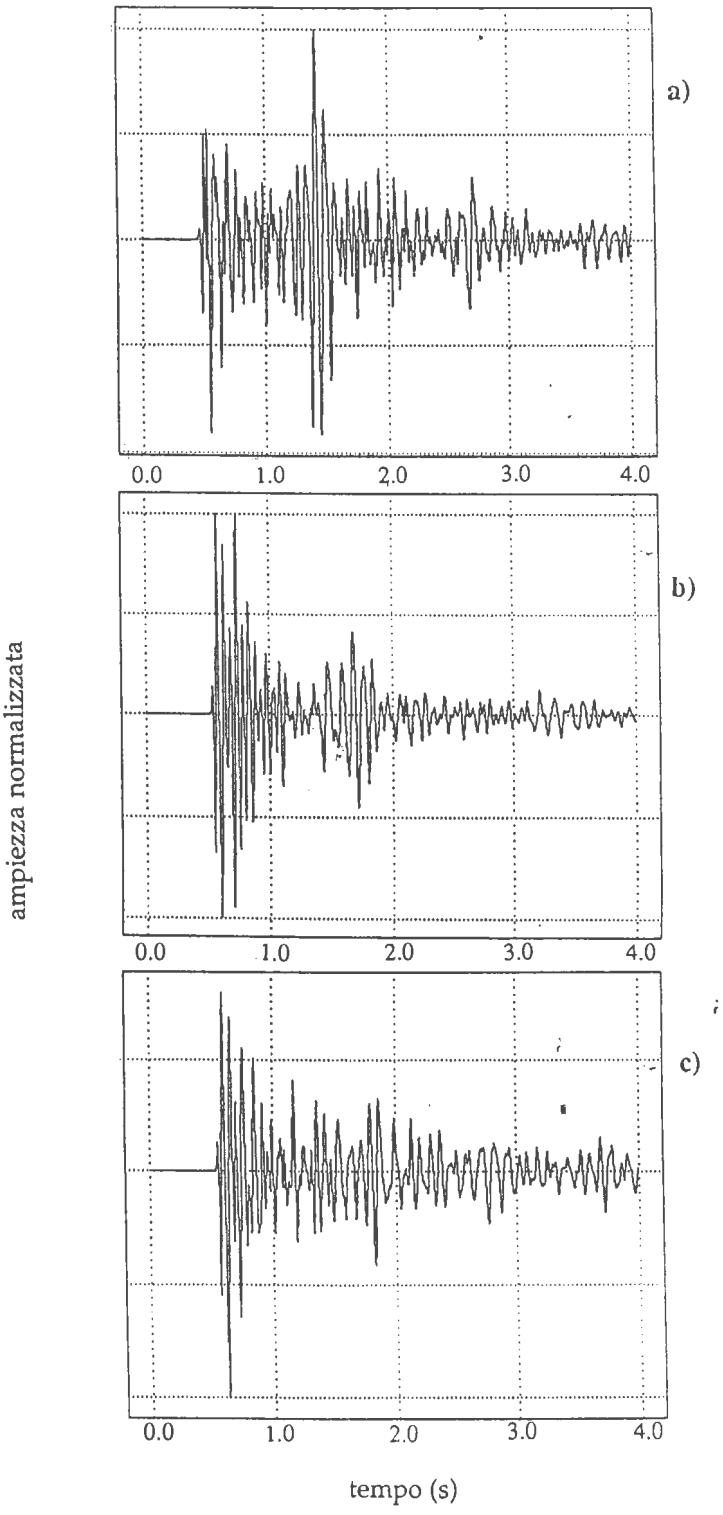


Fig. 7.3 - Esempio dei segnali elaborati. a) canale n.68, distanza dalla sorgente uguale a 630 m, b) canale n.71, distanza di 750 m, c) canale n.72, distanza 810 m.

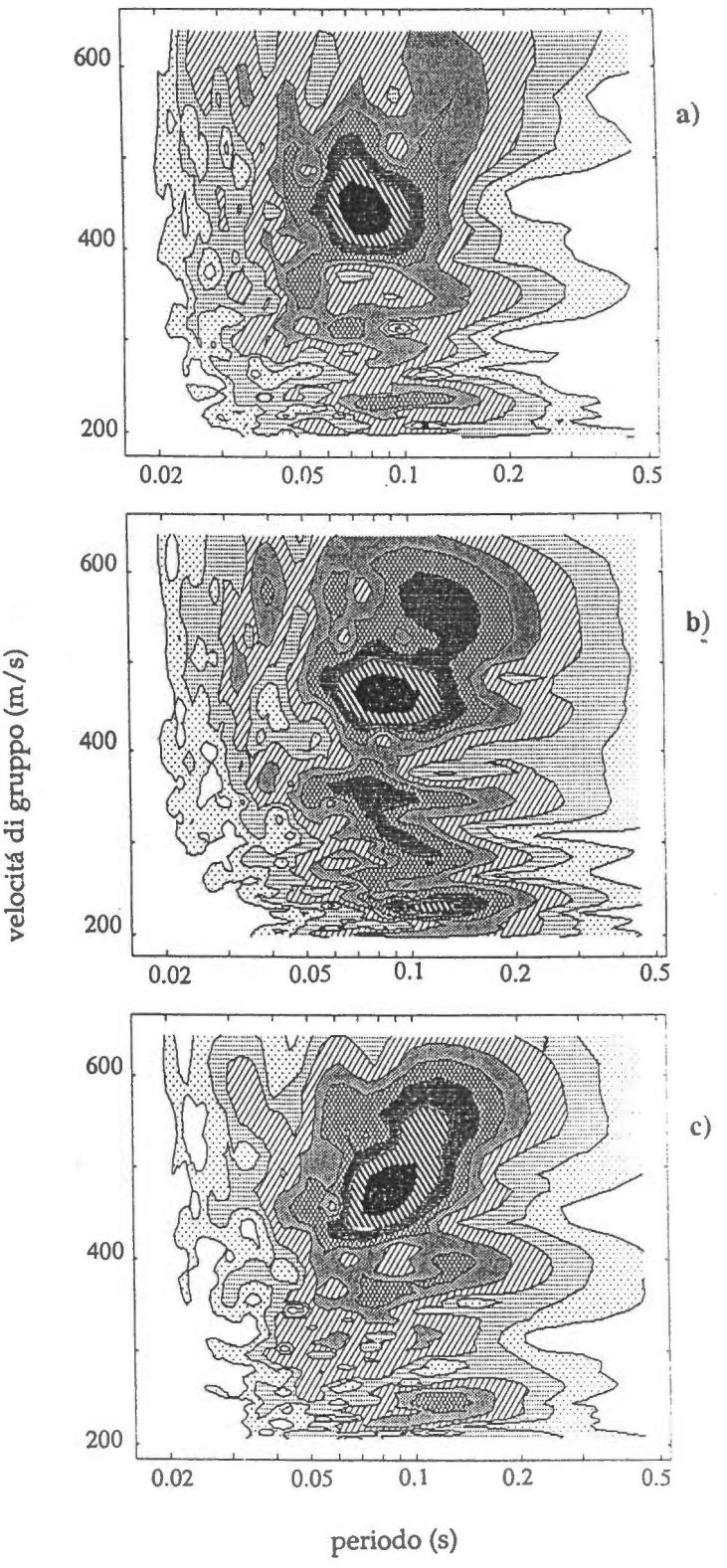


Fig. 7.4 - Diagrammi FTAN per le tracce mostrate in Fig. 7.3. Le aree piú scure si riferiscono alle ampiezze maggiori.

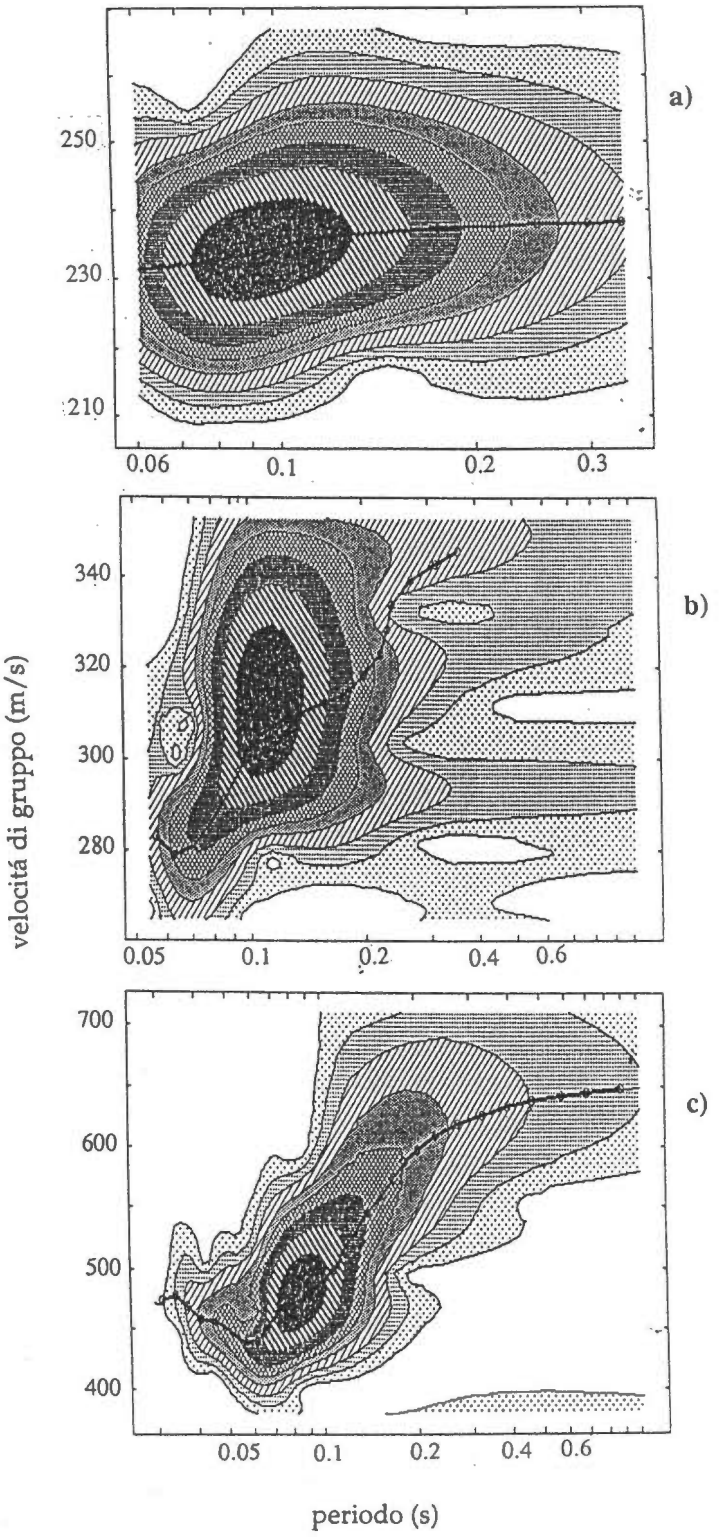


Fig. 7.5 - Esempio delle curve di dispersione ottenute: a) modo fondamentale, b) primo modo superiore e c) terzo modo superiore.

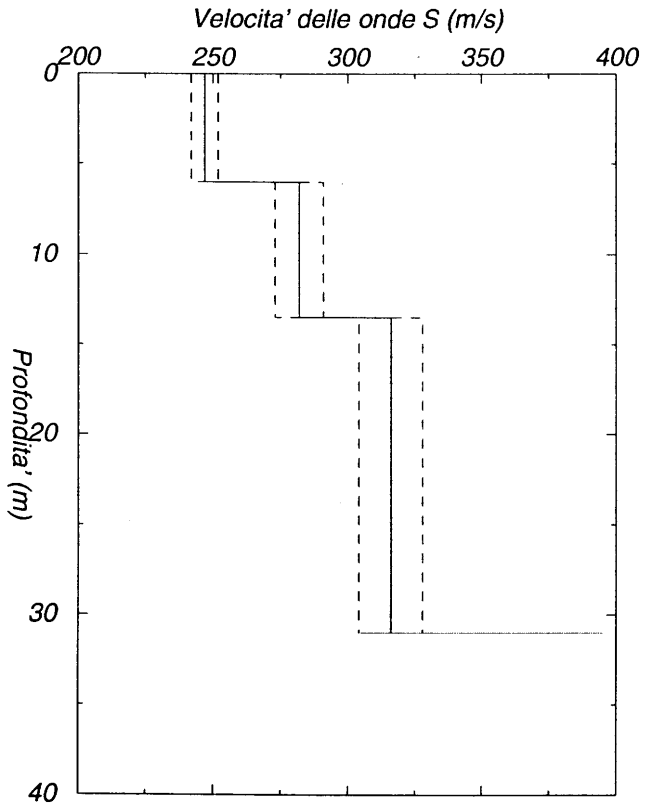


Fig. 7.6 - Rappresentazione schematica della soluzione del problema inverso. La linea continua rappresenta il modello utilizzato nei calcoli e le linee tratteggiate delimitano il campo delle possibili soluzioni. La velocitá S del semispazio é fissata in 1160 m/s.

Tab 7.II - Valori in frequenza con errore nell'osservazione utilizzati nell' inversione. I primi cinque valori appartengono al modo fondamentale mentre i successivi al primo modo superiore.

Frequenza (Hz)	Errore (m/s)
7.09	10
8.92	8
11.11	7
13.69	6
16.66	5
8.13	25
8.47	20
9.34	18
11.11	15
16.66	12
19.23	9

7.4 Risultati

I valori del rapporto Vp/Vs in funzione delle Vs ottenute attraverso l'inversione sono mostrati in Fig. 7.7 (cerchi pieni); come possiamo vedere dalla figura questi valori sono in buon accordo con le misure effettuate da Stumpel e al. (1984) per sabbie "dry" e parzialmente sature. In questo caso essendo il materiale omogeneo nei primi 31 m, é possibile una classificazione di tipo granulometrico, e, come si puó vedere, i valori stimati si collocano nel campo delle sabbie grossolane.

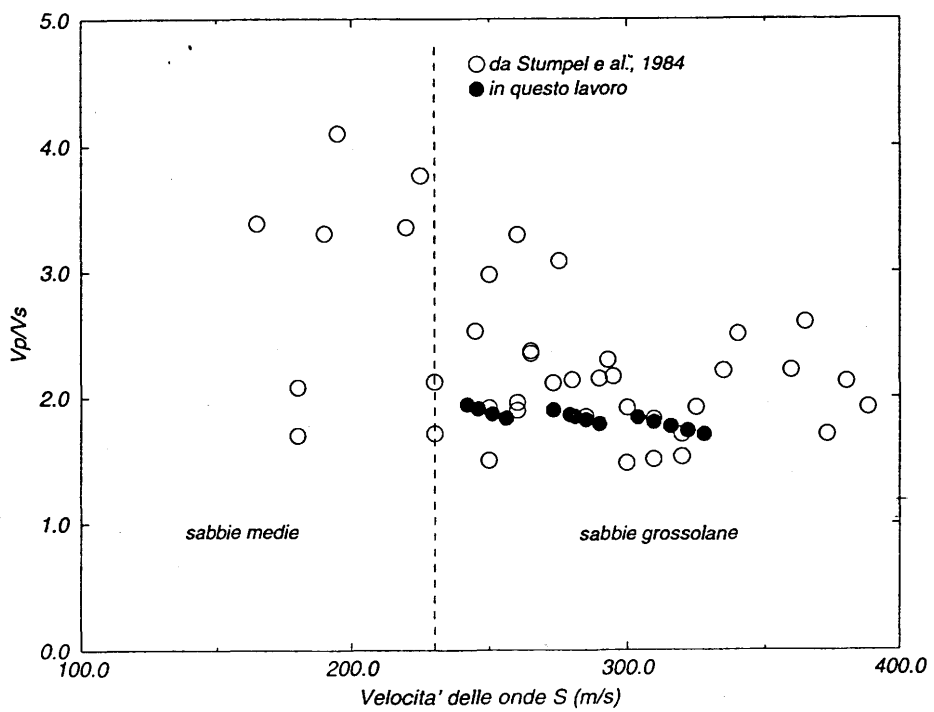


Fig. 7.7 - Rapporto Vp/Vs in relazione alle Vs per le sabbie ("dry" e parzialmente sature) (Stumpel e al., 1984 modificato) da noi stimate.

La conoscenza della distribuzione dei parametri elastici in profonditá ci consente il calcolo di sismogrammi sintetici completi e quindi é possibile la determinazione delle proprietá anelastiche del mezzo. Poiché gli effetti di sito, scattering e i cambiamenti laterali delle proprietá litologiche impediscono la misura diretta del decadimento spettrale dell'ampiezza, il fattore di qualitá Q puó essere stimato mediante confronto diretto fra i sismogrammi sintetici e le tracce sismiche. Inizialmente sono scelti valori molto alti e molto bassi per il Q. Successivamente l'intervallo fra questi valori estremi viene ridotto fino a che non viene raggiunto un soddisfacente riscontro qualitativo, tenendo in particolare considerazione le ampiezze degli inviluppi sull'intero segnale. Un esempio di dati sintetici confrontati con dati sperimentali é mostrato in Fig. 7.8. I sismogrammi sintetici sono ottenuti utilizzando nei calcoli, valori di Q che sono variabili negli intervalli considerati in Tab. 7.III.

Tab 7.III - Stima della distribuzione dell'attenuazione in profonditá.

Profonditá (m)	Q
0 - 31	5 - 20
31 - 490	25 - 60
490 - 2200	25 - 120

Abbiamo anche calcolato una sezione sintetica (Fig. 7.9), utilizzando lo stesso modello di Fig. 7.8, considerando 6 ricevitori per canale, con spaziatura tra i canali di 60 m, e tre esplosioni simultanee distanziate l'una dall'altra di 24 m allo scopo di eliminare le onde appartenenti al "ground roll". Come possiamo vedere dalla Fig. 7.9 il risultato é la quasi totale eliminazione delle onde superficiali con evidenziazione delle riflessioni sottostanti.

I calcoli effettuati sulla base dell'analisi delle lunghezze d'onda presenti nei dati sperimentali, hanno evidenziato una spaziatura sovradimensionata fra i canali di registrazione

utilizzati. Questo ha impedito all'atto dell'acquisizione una buona rimozione del segnale dovuto alle onde superficiali.

Il metodo risulta quindi molto economico nei tempi di calcolo poiché sono stati analizzati dati sulla stazione singola. I risultati ottenuti, riguardanti le proprietá elastiche, sono confrontabili con quelli descritti da Gabriels e al., (1987) che hanno impiegato una metodologia di acquisizione specifica (256 canali, spaziatura tra i canali di 1 m). Nel nostro caso, ricordiamo che abbiamo operato su dati appositamente acquisiti per eliminare la parte del campo d'onda da noi successivamente esaminata. Inoltre abbiamo stimato, attraverso il calcolo di sismogrammi sintetici, dei valori indicativi del fattore di qualitá che risultano in accordo con le osservazioni di Jongmans (1990) per materiali simili.

Conosciuti quindi alcuni parametri strutturali dello strato aerato il calcolo di sismogrammi sintetici completi puó essere sfruttato per ricavare, a basso costo, indicazioni utili sulle metodologie di acquisizione del dato sismico, migliorando in tal modo il rapporto segnale/rumore. L'analisi descritta in questo capitolo potrebbe essere sviluppata successivamente alle analisi del rumore coerente che vengono comunemente effettuate sul campo prima della vera e propria esplorazione sismica. Il crescente bisogno di mantenere alti indici di produzione e la conseguente necessitá di una maggior rapiditá nella successione ciclica delle varie fasi che caratterizzano l'elaborazione dei dati, possono sconsigliare l'impiego degli accorgimenti descritti. Allo stesso tempo, soprattutto in aree in cui esistono problemi di mezzi e logistici, per un'acquisizione ottimale, si rendono necessarie tali tecniche (e.g. Al-Husseini e al., 1981).

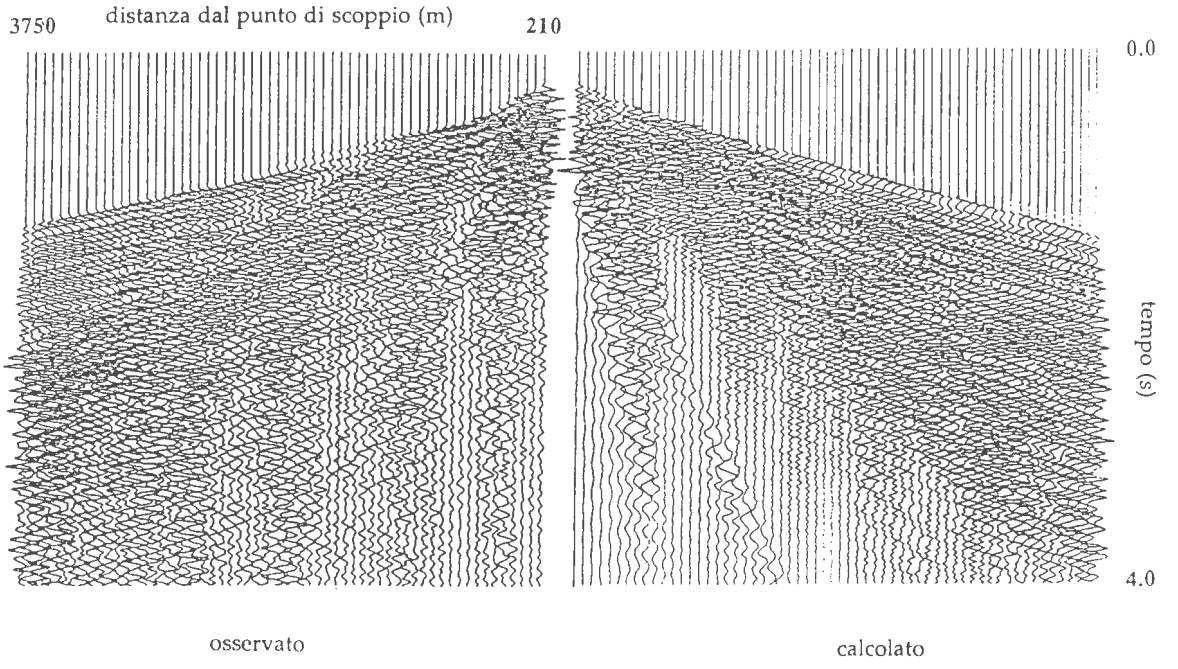


Fig. 7.8 - Dati sperimentali e corrispondente sezione sintetica calcolata utilizzando una sorgente esplosiva puntiforme istantanea e un singolo geofono per canale.

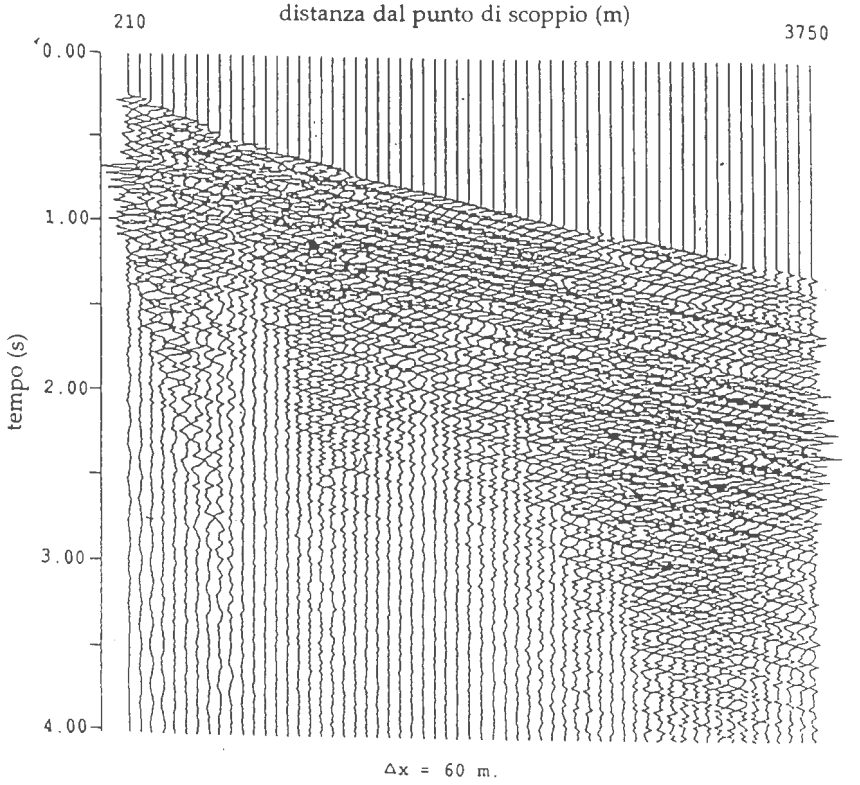


Fig. 7.9 - Sezione sintetica calcolata utilizzando tre sorgenti esplosive puntiformi istantanee distanti l'una dall'altra 24 m, e sei ricevitori per canale.

8. Analisi e calcolo del ground roll in dati sismici multicomponente

8.1 Acquisizione dei dati

I dati sono stati acquisiti ai fini dello studio del rumore coerente nella Pianura Padana. É stata utilizzata come sorgente esplosiva una carica di dinamite (5 kg), posta alla profonditá di 32 metri. Le sezioni a 183 canali sono state ottenute componendo le registrazioni di tre scoppi successivi, effettuati a distanza crescente, con uno stendimento fisso a 61 canali. Il campionamento spaziale é di 4 ms per una durata della registrazione pari a 8 secondi. I geofoni a tre componenti si trovano ad una distanza di 10 metri l'uno dall'altro per una lunghezza complessiva dello stendimento di 1830 metri.

La distanza tra i geofoni risulta sufficientemente piccola per evitare il fenomeno dell'aliasing spaziale e la lunghezza dello stendimento abbastanza ampia per riuscire a separare i diversi modi.

Sui dati non sono stati applicati guadagni in ampiezza in sede di acquisizione. Le Figg. 8.1, 8.2 e 8.3 corrispondono alle tre componenti del moto rispettivamente radiale, trasversale e verticale corrette per la risposta strumentale ed il sistema di acquisizione (Fig. 8.4). Su tutte le componenti é evidente la presenza delle onde superficiali. I modi superiori arrivano come una diffusa banda di energia sismica, seguiti dal modo fondamentale che si presenta come un pacchetto d'onda meno energetico a causa della collocazione della carica in profonditá (32 m). Esiste infatti una forte dipendenza tra la profonditá della carica e l'ampiezza delle onde superficiali, come evidenziato per esempio da Jolly e Mifsud, (1981).

Un'acquisizione con un numero di canali maggiore e una spaziatura tra i ricevitori inferiore rispetto a quella utilizzata avrebbe consentito una miglior risoluzione per gli strati piú superficiali (e.g. Gabriels e al., 1987).

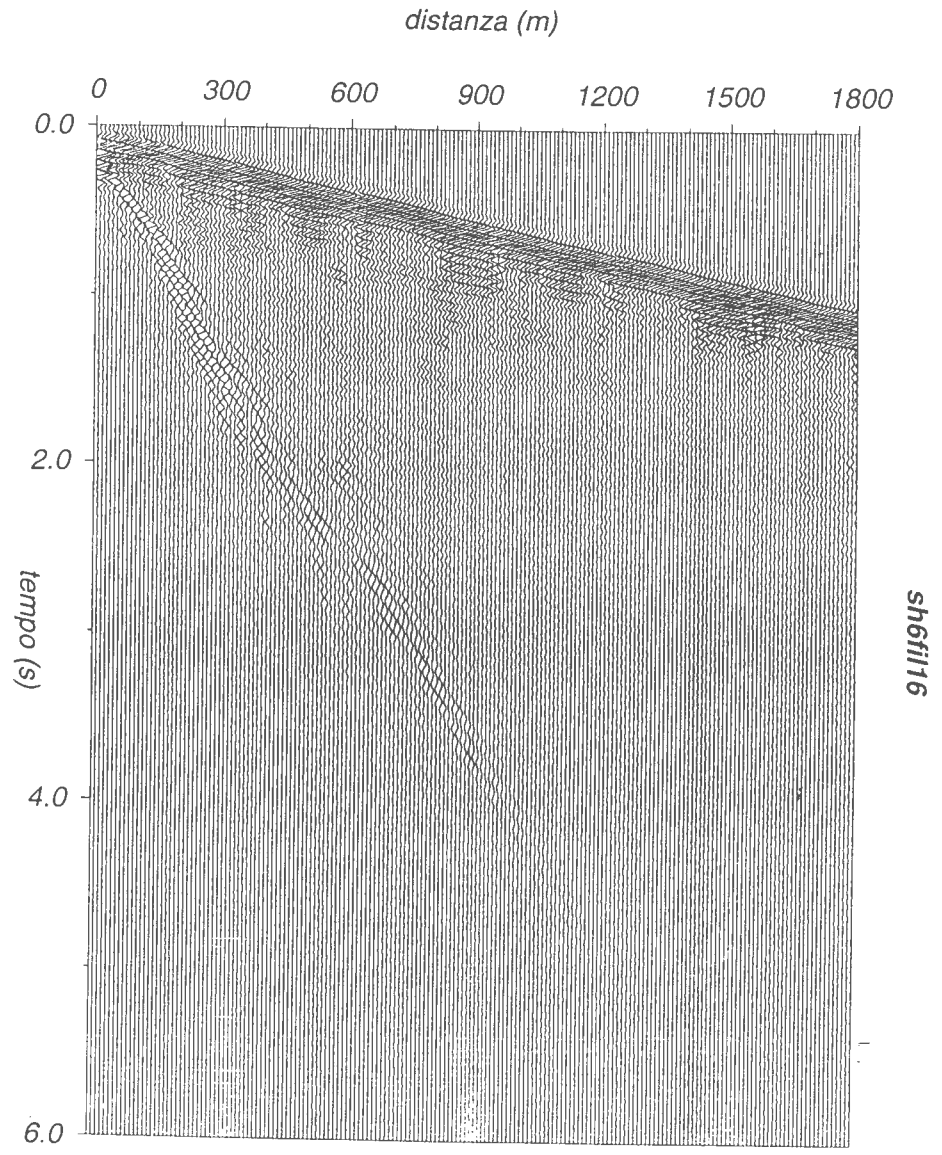


Fig. 8.1 - Componente verticale. 180 tracce corrette per l'apparecchiatura di registrazione ed il geofono. La spaziatura tra i canali é di 10m. Ogni record per esigenze grafiche é normalizzato. É stato applicato un filtro passa basso a 16 Hz.

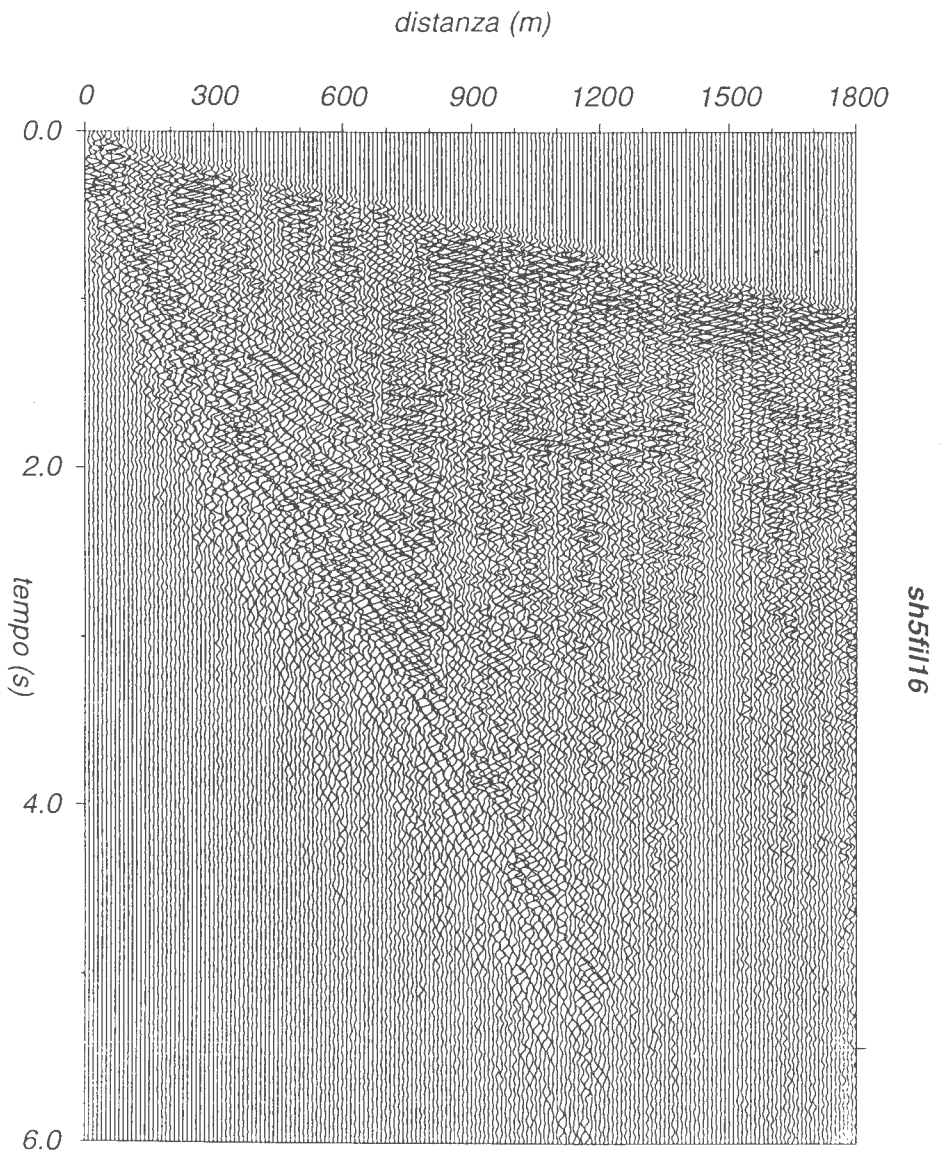


Fig. 8.2 - Componente trasversale (cross-line). 180 tracce corrette per l'apparecchiatura di registrazione ed il geofono. La spaziatura tra i canali é di 10m. Ogni record per esigenze grafiche é normalizzato. É stato applicato un filtro passa basso a 16 Hz.

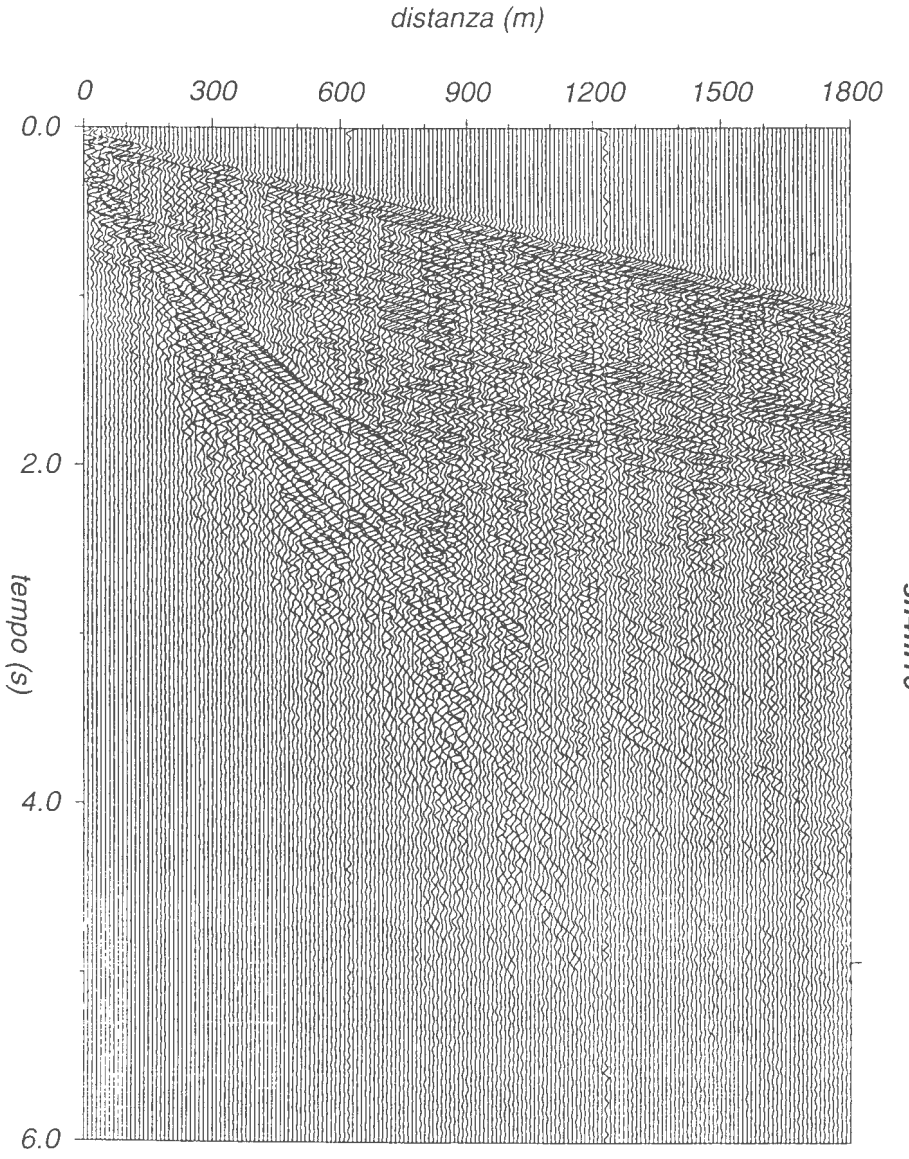


Fig. 8.3 - Componente radiale (in-line). 180 tracce corrette per l'apparecchiatura di registrazione ed il geofono. La spaziatura tra i canali é di 10m. Ogni record per esigenze grafiche é normalizzato. É stato applicato un filtro passa basso a 16 Hz.

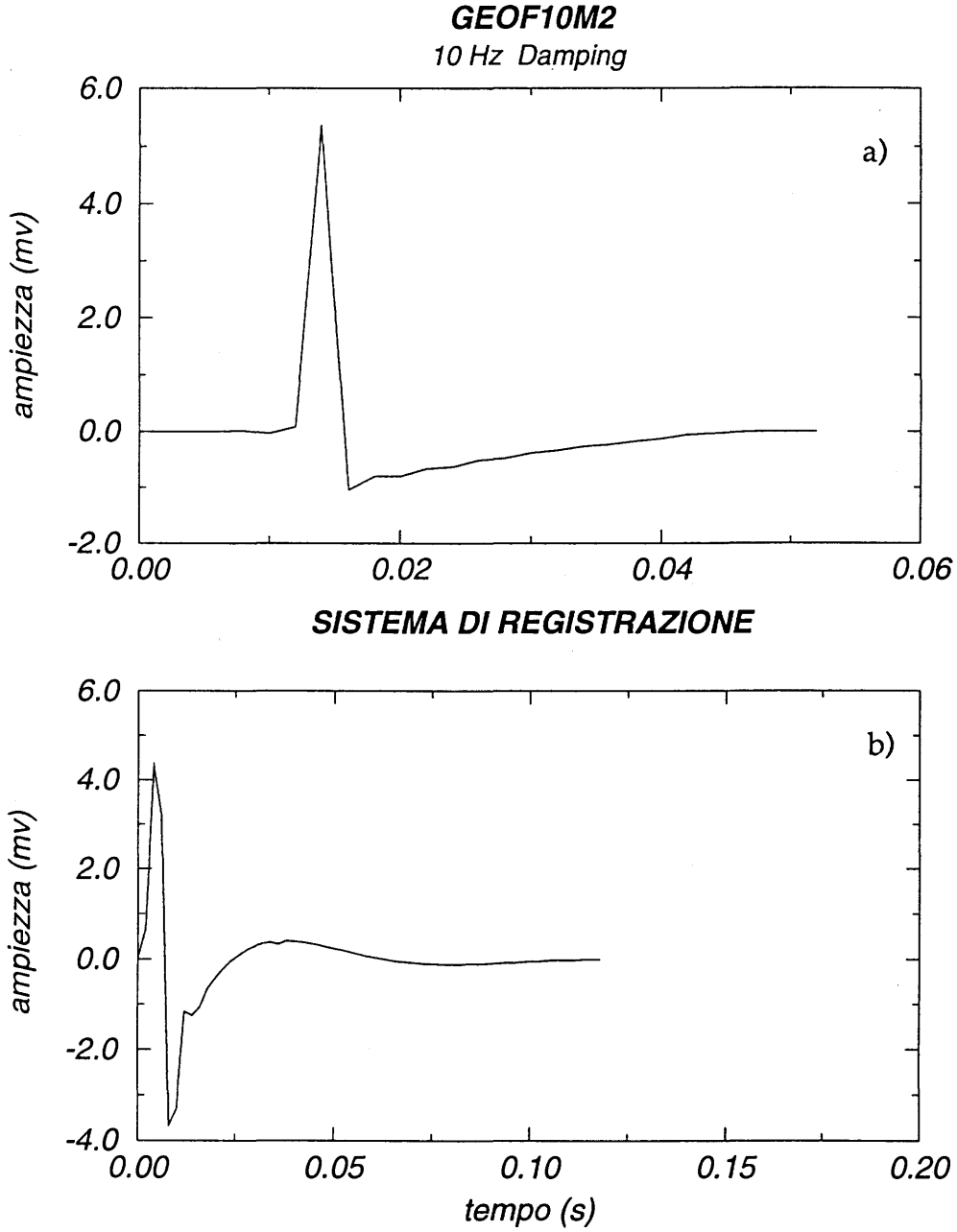


Fig. 8.4 - Curve di risposta. a) geofoni e b) sistema di registrazione.

In questo caso infatti il k_N, numero d'onda di Nyquist risulta essere uguale a 0.05 m^{-1}, questo significa limitare le osservazioni nel dominio frequenza(f)-numero d'onda(k) a frequenze inferiori ai 20 Hz. Informazioni superficiali piú dettagliate (con risoluzione inferiore al metro), possono essere ottenute, in considerazione delle velocitá delle onde di taglio (300 m/s) presenti nel sito, per frequenze comprese tra 20 e 30 Hz.

8.2 Individuazione delle curve di dispersione delle onde superficiali

Esistono parecchi metodi (vedi cap. 3) per l'analisi delle onde superficiali che hanno come obiettivo la misura della dispersione, sia della velocitá di fase ($c = 2\pi f/k$) sia della velocitá di gruppo ($U = 2\pi df/dk$) (f e k indicano rispettivamente frequenza e numero d'onda). Entrambe queste velocitá sono utilizzate per dedurre un profilo in profonditá per le onde trasversali.

Le velocitá di fase in funzione della frequenza possono essere determinate seguendo i massimi di energia nel campo f-k. Generalmente questa tecnica garantisce i risultati migliori nell'individuazione delle curve di dispersione dei modi superiori.

In questo caso é stata applicata una trasformata bidimensionale di Fourier preceduta da una correzione per la divergenza sferica ($r^{1/2}$ con r distanza dalla sorgente). Nelle Figg. 8.5, 8.6 e 8.7 possiamo notare come il campo dove si propaga il "ground roll" sia ben separato da quello caratterizzato dalle riflessioni e dalle rifrazioni. Le velocitá di fase delle onde superficiali nell'intervallo in frequenza da 6 a 16 Hz sono comprese tra 150 m/s e 500 m/s.

In generale é interessante notare il diverso rapporto tra rumore coerente e primi arrivi per le diverse componenti. La componente verticale presenta dei massimi in ampiezza che possono essere attribuiti ai primi arrivi con velocitá apparenti di circa 1800 m/s. Sono anche ben distinguibili, seppur con ampiezze minori, nel campo delle frequenze compreso tra 6-16 Hz le onde superficiali. Per quanto riguarda la componente radiale tali onde risultano avere maggiore energia, rispetto ai primi arrivi della componente verticale. La componente trasversale nel complesso risulta la meno energetica.

Dalle Figg. 8.8, 8.9 e 8.10 risultano ancor piú evidenti i diversi modi di propagazione; nel campo contraddistinto da valori di numero d'onda elevati e basse frequenze si osservano le velocitá di fase minori attribuibili al modo fondamentale e ai primi modi superiori.

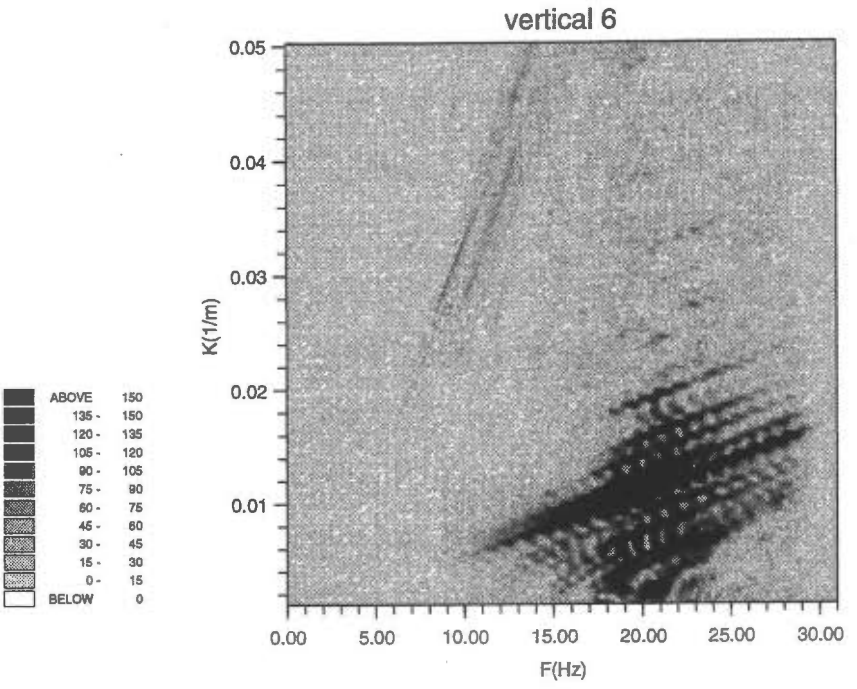


Fig. 8.5 - Spettro bidimensionale in ampiezza per i segnali di Fig. 8.1 (componente verticale). La parte sinistra in alto, con velocitá di fase inferiori, é occupata dalle onde superficiali, mentre la parte destra inferiore, con alte velocitá di fase é caratteristica delle onde di corpo.

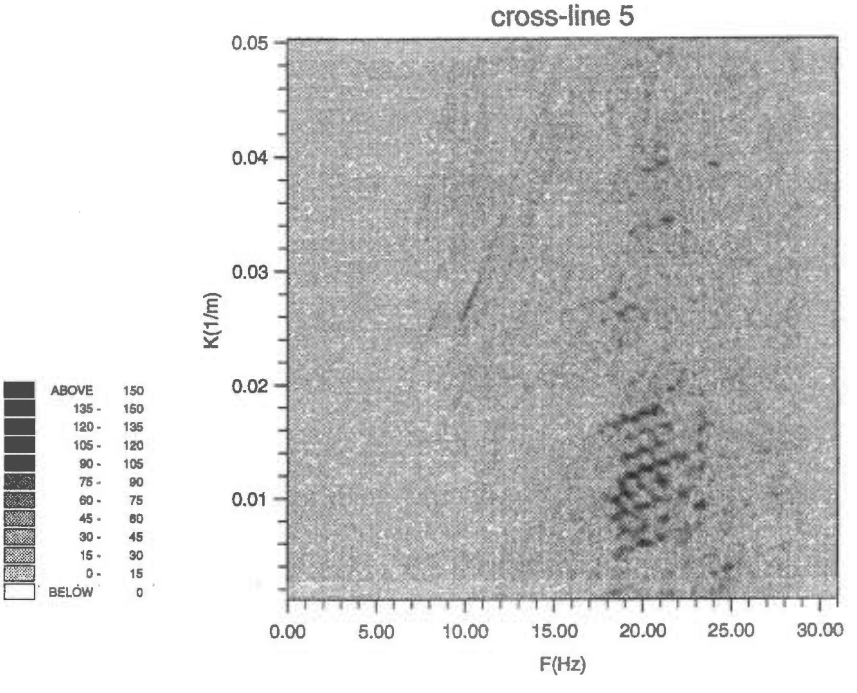


Fig. 8.6 - Spettro bidimensionale in ampiezza per i segnali di Fig. 8.2 (componente trasversale). La parte sinistra in alto, con velocitá di fase inferiori, é occupata dalle onde superficiali, mentre la parte destra inferiore, con alte velocitá di fase é caratteristica delle onde di corpo.

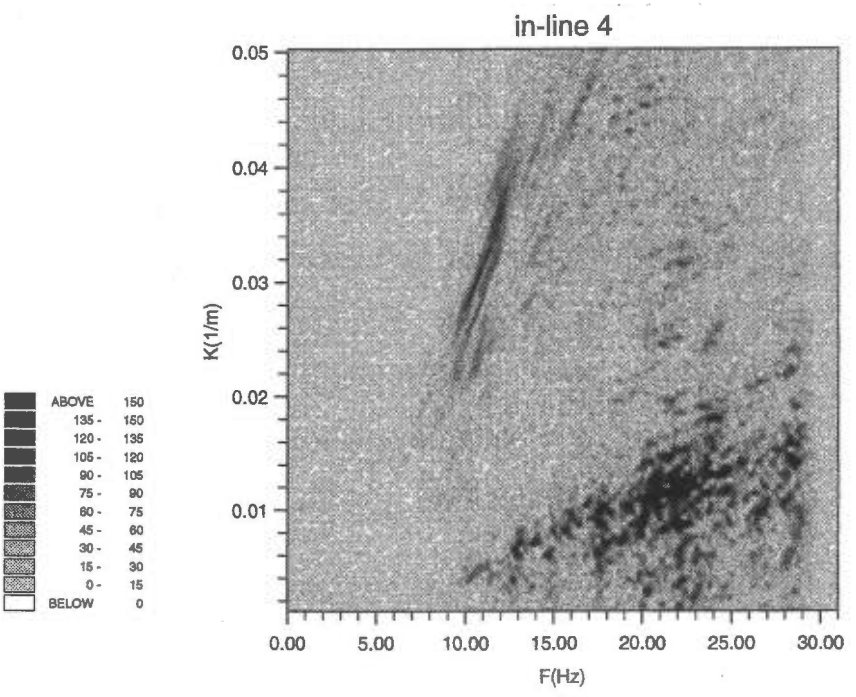


Fig. 8.7 - Spettro bidimensionale in ampiezza per i segnali di Fig. 8.3 (componente radiale). La parte sinistra in alto, con velocitá di fase inferiori, é occupata dalle onde superficiali, mentre la parte destra inferiore, con alte velocitá di fase é caratteristica delle onde di corpo.

Poiché la velocitá di fase é uguale al rapporto tra la pulsazione ed il numero d'onda possiamo ricavare le curve di dispersione della velocitá di fase in funzione della frequenza che saranno successivamente utilizzate nell'inversione. L'errore nella lettura dei massimi relativi viene assegnato anche in funzione di quello che risulta essere il campionamento dello spettro bidimensionale nello spazio f - k. Il Δk é il reciproco del prodotto tra il numero di canali per stendimento e la distanza tra i geofoni (in questo caso 0.000546 m^{-1}) mentre il Δf é il reciproco della durata della registrazione (in questo caso 0.125 Hz). Le letture effettuate per le tre diverse componenti sono rappresentate in Fig. 8.11. Possiamo notare che tra le velocitá delle tre componenti per i diversi massimi non esistono sostanziali differenze. Per la componente radiale sono stati individuati quattro modi di propagazione, tre per

la componente verticale mentre sono due i segnali coerenti selezionati per la componente trasversale.

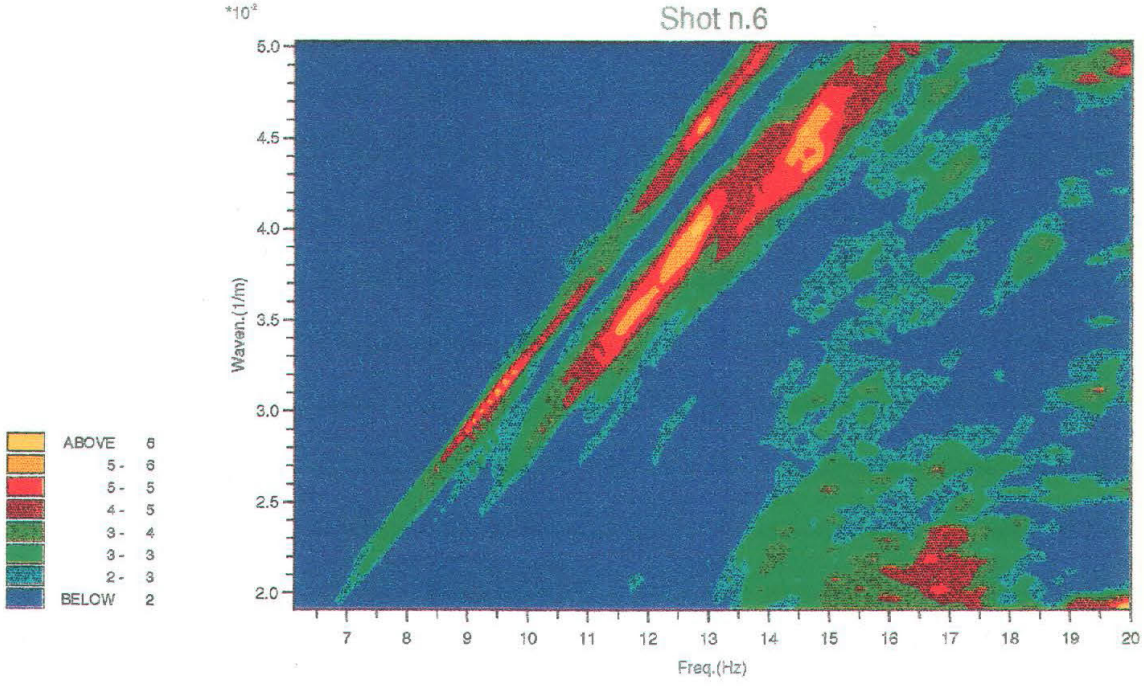


Fig. 8.8 - Spettro bidimensionale in ampiezza della componente verticale, limitato all' intervallo in frequenza tra 6 e 20 Hz allo scopo di evidenziare le onde superficiali coerenti.

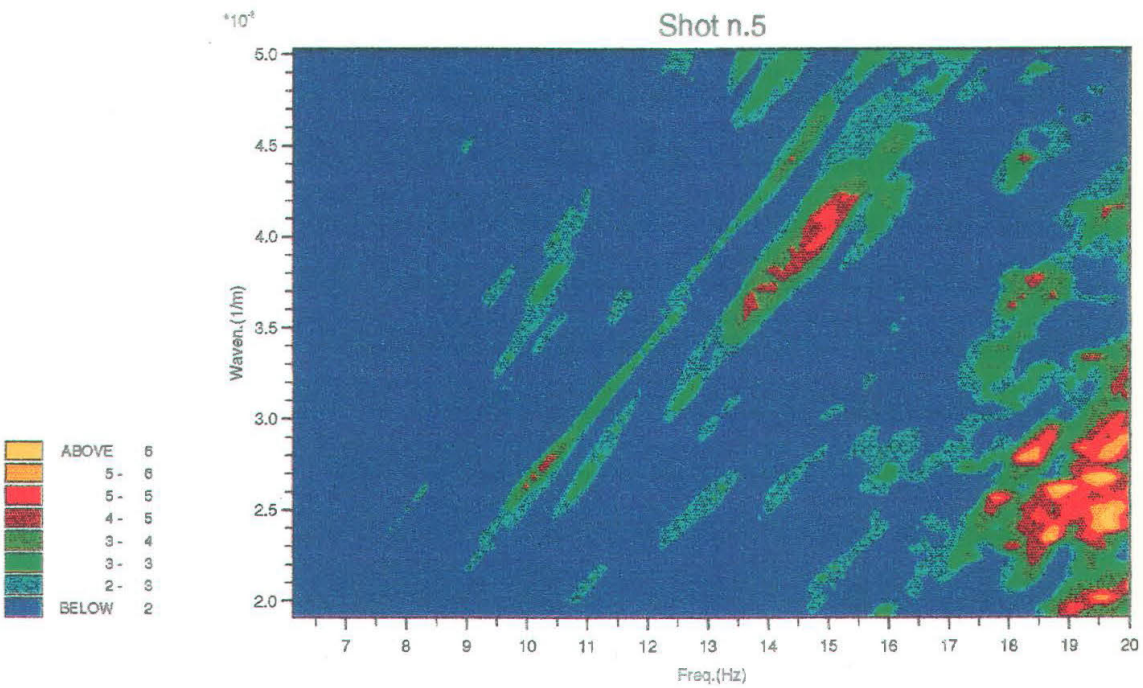


Fig. 8.9 - Spettro bidimensionale in ampiezza della componente trasversale, limitato all' intervallo in frequenza tra 6 e 20 Hz allo scopo di evidenziare le onde superficiali coerenti.

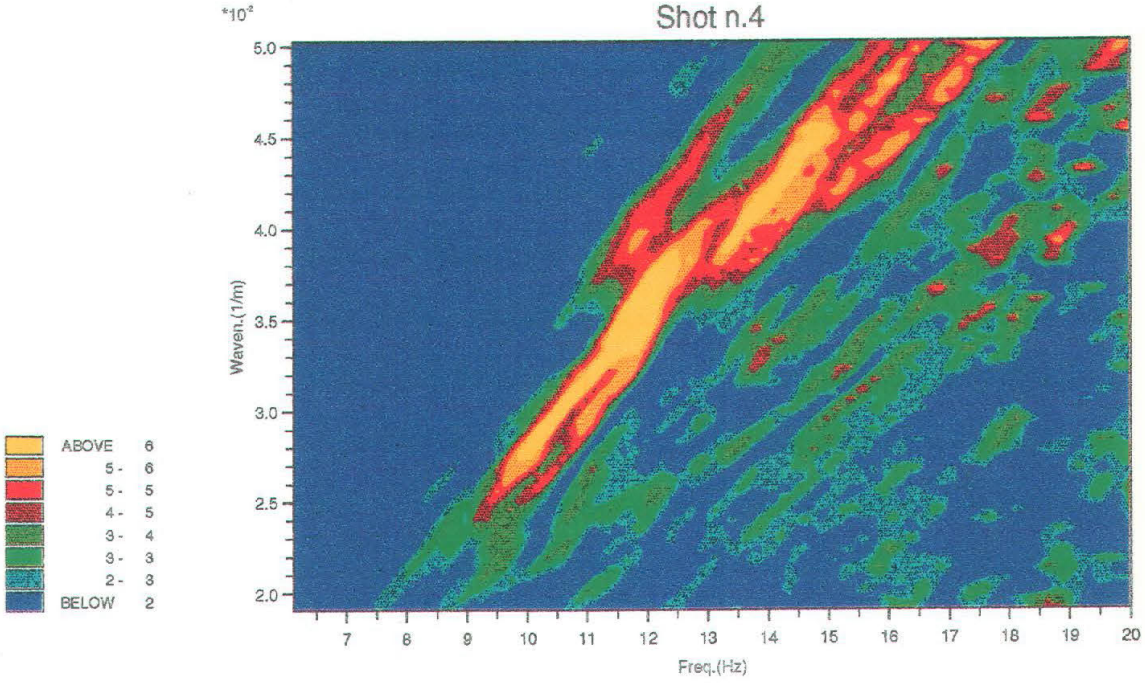


Fig. 8.10 - Spettro bidimensionale in ampiezza della componente radiale, limitato all' intervallo in frequenza tra 6 e 20 Hz allo scopo di evidenziare le onde superficiali coerenti.

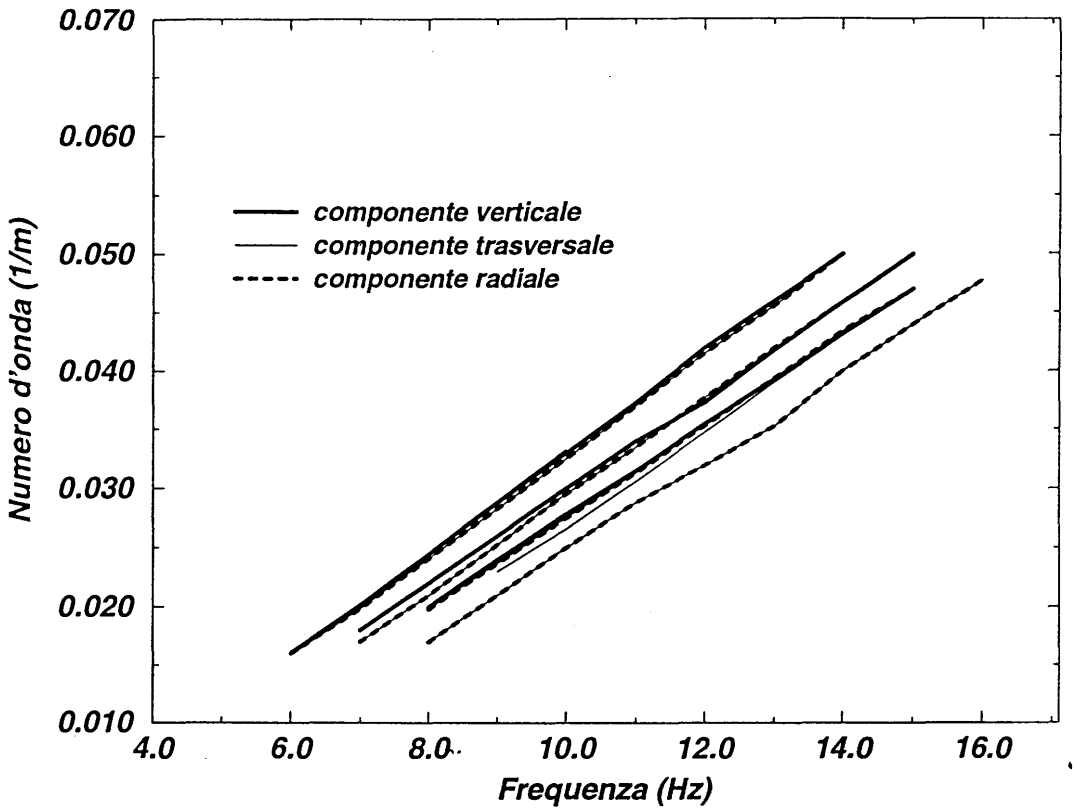


Fig. 8.11 - Curve di dispersione determinate nel dominio f-k per le tre componenti.

8.3 Inversione

Le velocitá di fase osservate possono essere utilizzate per determinare la struttura dei sedimenti attraverso il confronto con curve calcolate per determinati modelli. La velocitá di fase dipende principalmente dalla velocitá delle onde S ed é praticamente insensibile a variazioni realistiche rispetto alla profonditá nella densitá e nella velocitá delle onde compressionali.

Il processo di inversione, descritto precedentemente nel cap. 4, é stato strutturato utilizzando come modello iniziale, quello derivato dalle analisi sui primi arrivi delle onde P ed S: un primo strato superficiale dello spessore di 5 m con velocitá delle onde compressionali (Vp) pari a 800 m/s e velocitá delle onde di taglio (Vs) di 300 m/s seguito da uno strato sottostante caratterizzato da Vp = 1830 m/s e Vs = 300 m/s con uno spessore di 45 m (per il semispazio Vp = 2000 e Vs = 500 m/s). In profonditá le velocitá assunte si riferiscono a quelle dedotte dall'analisi delle velocitá intervallari effettuata su altri dati di sismica a riflessione acquisiti nella zona.

Il confronto preliminare tra le curve di velocitá di fase calcolate per tale modello e quelle osservate nel dominio (f-k) dá un risultato poco soddisfacente. La pendenza dei diversi massimi in ampiezza per le curve calcolate non corrisponde a quella che é l'osservazione. La disposizione dell'energia dei modi superiori é troppo dilatata nel campo f-k (dalla Fig. 8.10 invece é evidente la concentrazione delle ampiezze massime in un intervallo ristretto con velocitá di fase molto vicine). Infine non risultano spiegabili gli arrivi piú lenti con velocitá di fase variabili attorno ai 230-200 m/s.

Nella procedura di inversione abbiamo utilizzato le letture sulla componente verticale di due curve di velocitá di fase nell'intervallo 7-15 Hz corrispondenti al primo ed al secondo modo superiore (Tab. 8.I).

Tab. 8.I- Valori di velocitá di fase utilizzati nell'inversione con l'errore assegnato di osservazione. I valori si riferiscono rispettivamente al secondo e al primo modo superiore per la componente verticale.

frequenza(Hz)	c(m/s)	ε_c (m/s)
7.0	389	30
8.0	363	25
9.0	343	22
10.0	332	18
11.0	323	12
12.0	317	10
13.0	311	8
14.0	305	7
15.0	300	5
7.0	341	20
8.0	326	18
9.0	310	15
10.0	301	10
11.0	293	8
12.0	287	7
13.0	282	5
14.0	278	5

Le curve di dispersione sono state invertite senza la necessitá di identificare a priori i diversi modi e questo costituisce uno dei vantaggi del metodo usato. Il modello di partenza é stato suddiviso in piú strati nei quali é stata fatta variare la velocitá delle onde di taglio, in modo ampio e consistente con gradienti positivi e negativi di velocitá. L'inversione ha permesso di spiegare i diversi aspetti della disposizione modale che non erano riprodotti dal modello iniziale basato, ricordiamo, solo sulle letture dei tempi di arrivo delle onde P ed S. Le soluzioni del problema inverso sono rappresentate dallo spazio compreso tra le linee continue in Fig. 8.12a, l'indeterminatezza nella velocitá delle onde di taglio a 80 m di profonditá é di circa 100 m/s. Il rapporto Vp/Vs cresce al crescere della profonditá nei primi 5 m per poi decrescere come possiamo vedere in Fig. 8.12b. Le curve di dispersione calcolate per le onde di Rayleigh (linee continue) per uno dei modelli soluzione sono confrontate con quelle osservate per la componente verticale in Fig. 8.13.

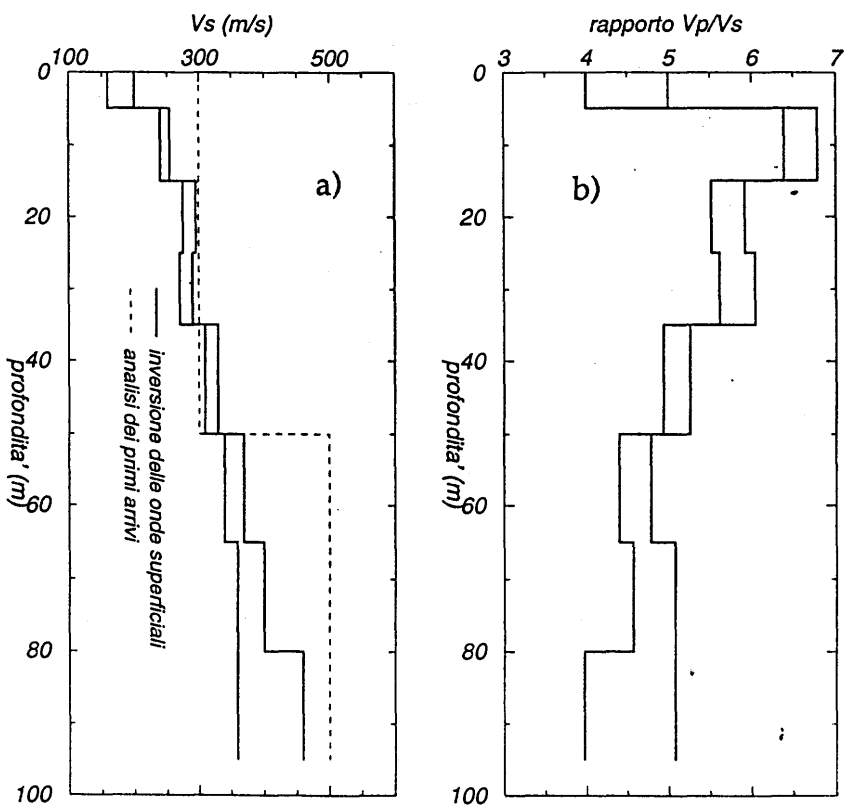


Fig. 8.12 - a) Modello per la velocitá delle onde di taglio. Le soluzioni del processo di inversione sono comprese all'interno delle linee continue. La linea tratteggiata rappresenta il modello iniziale ricavato dall'analisi dei primi arrivi. **b)** Rapporto tra la velocitá delle onde compressionali e la velocitá delle onde trasversali in funzione della profonditá.

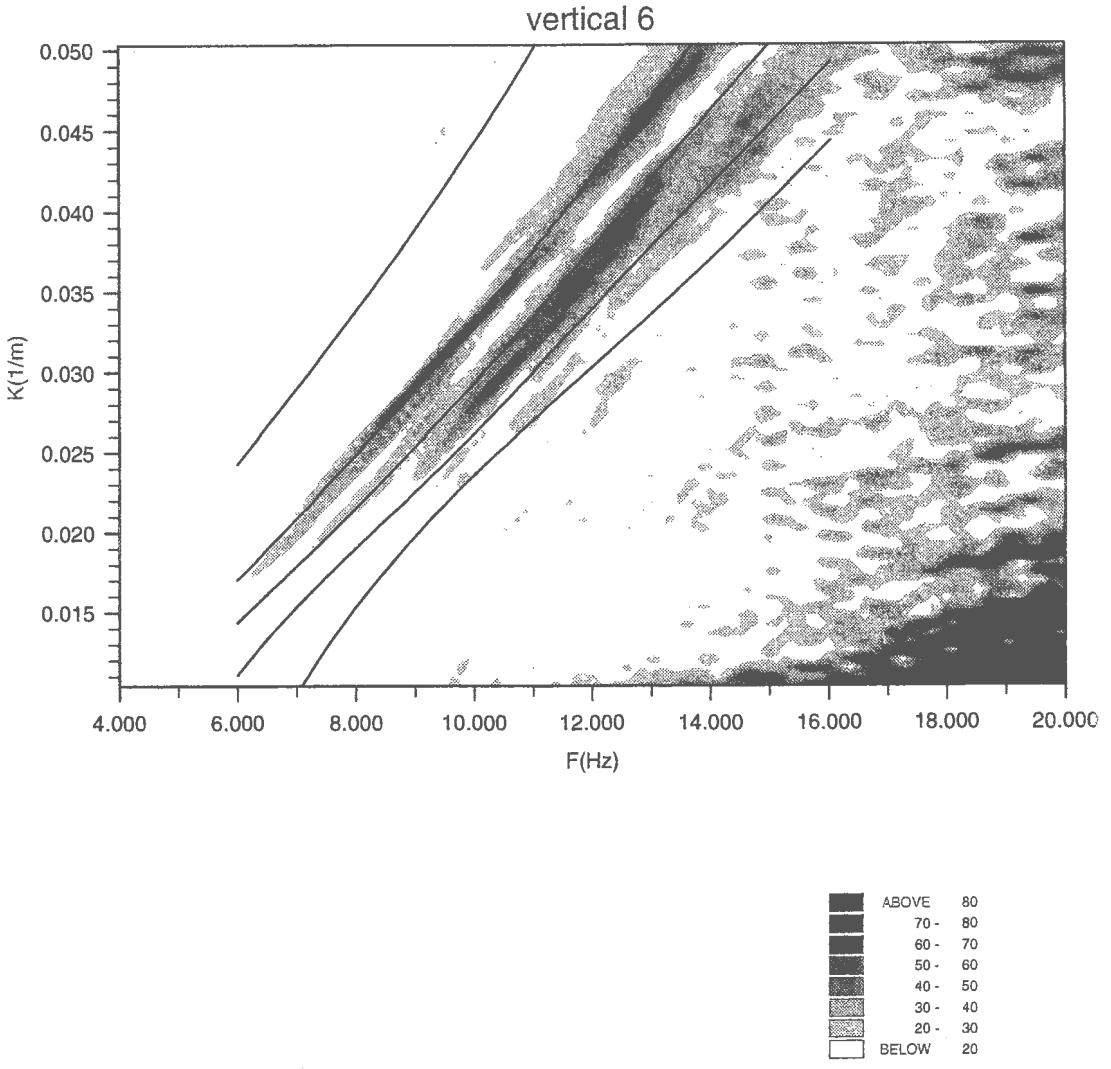


Fig. 8.13 - Curve di dispersione osservate (Spettro F-K) e calcolate (linee nere continue) per le onde di Rayleigh, per uno dei modelli soluzione del problema inverso.

Le inomogeneitá laterali in un mezzo reale producono un campo d'onda qualitativamente indistinguibile da quello dovuto a fenomeni di anisotropia. In entrambi i casi effetto evidente é lo "splitting" delle onde di taglio (Levshin e Ratnikova, 1984). Tale fenomeno produce in generale una incompatibilitá nella dispersione tra le onde di Love e quelle di Rayleigh. Questo significa che frequentemente un modello ottenuto per inversione delle onde di Rayleigh non riesce a soddisfare le proprietá di dispersione delle onde di Love e viceversa. L'interpretazione dei massimi in ampiezza nel campo bidimensionale f-k per le tre componenti ha evidenziato curve di velocitá di fase per i diversi

modi molto vicine tra loro, la differenza massima riscontrata nelle velocitá di fase risulta dell'ordine di 30 m/s a 7 Hz per uno dei modi superiori. Tale discrepanza é molto vicina all'errore di misura sulla velocitá osservata nel processo di inversione per tale frequenza.

Il calcolo delle curve di dispersione per le onde di Love a partire dalle soluzioni del problema inverso per le onde di Rayleigh ha evidenziato che alle frequenze considerate fenomeni di anisotropia o variazioni strutturali laterali non sono evidenti.

8.4 Meccanismi di eccitazione delle onde di Love da sorgenti esplosive.

Centinaia di registrazioni sulle tre componenti testimoniano la presenza di un moto orizzontale trasversale non trascurabile in quasi tutti i casi in cui venga utilizzata una sorgente esplosiva (da piccole cariche di dinamite superficiali a grandi esplosioni atomiche e chimiche in profonditá) (Geyer e Martner, 1969).

L'eccitazione di onde di taglio polarizzate orizzontalmente, onde SH, dovuta a sorgenti esplosive rappresenta un fenomeno interessante poiché tali onde sembrano essere associate con il rilascio di uno stato di stress preesistente e possono essere usate per stimare la grandezza e l'orientazione di tale stato (Aki e Tsai, 1972). Sono altresí utili perché forniscono informazioni sulla struttura interna e quindi risultano essenziali nel campo dell'ingegneria sismica poiché la forza e le modalitá del movimento del suolo dipendono strettamente dalla distribuzione della velocitá di taglio con la profonditá.

L'eccitazione delle onde SH causata dalle esplosioni viene comunemente osservata ma il meccanismo di generazione non é stato ancora completamente capito. Ovviamente tale fenomeno non puó essere spiegato considerando una sorgente esplosiva avente uniformitá azimutale posta in un mezzo lateralmente omogeneo ed isotropo. Tre sono le ipotesi discusse al riguardo:
1) conversione modale nel dominio elastico, 2) effetti diretti della sorgente, 3) rilascio di stress preesistente.

Le onde SH sono prodotte (caso 1) dalla conversione nel dominio elastico delle onde P e SV a causa di eterogeneitá laterali come variazioni nelle proprietá elastiche, topografia irregolare, interfacce irregolari tra gli strati e presenza di discontinuitá (faglie e fratture). Per cambiamenti poco accentuati delle proprietá elastiche l'effetto puó essere solamente la semplice distorsione della direzione di propagazione del treno d'onde che genera una componente trasversale apparente delle onde P, SV e di Rayleigh. Questo puó essere osservato dall'analisi del moto delle particelle (analisi di polarizzazione). In generale, comunque, l'effetto sará il fenomeno di scattering che accompagna la conversione dei modi da P e SV a SH. Poiché in genere lo scattering dovuto alle eterogeneitá del mezzo é piú accentuato sulle onde ad alta frequenza, (Aki e Tsai, 1972) il contenuto spettrale delle diverse fasi puó essere usato come diagnostico delle presenza o assenza del fenomeno.

Gli effetti diretti della sorgente (caso 2) rientrano nel dominio non elastico di una sorgente esplosiva. L'asimmetria azimutale della radiazione sismica puó essere prodotta dalle proprietá di eterogeneitá e anisotropia delle rocce nelle immediate vicinanze del punto di scoppio. Per esempio onde SH saranno generate nel caso in cui l'impulso iniziale dovuto all'esplosione provochi movimenti lungo fratture preesistenti o crei nuove fratture (fenomeni di "cratering" e "cracking"). Anche in un mezzo omogeneo isotropo possiamo riscontrare una certa asimmetria nella radiazione dovuta alla formazione di nuove microfratture (cracks) (Kisslinger, 1961).

Anche nel caso in cui i meccanismi descritti sopra non siano attivi, onde SH saranno comunque generate quando un preesistente stress deviatorico orizzontale viene rilasciato durante l'esplosione (caso 3). Inoltre se sono presenti eterogeneitá nel materiale, per esempio una faglia, in aggiunta ai fenomeni di pre-stress possiamo osservare un processo ancora piú complesso dovuto a rilascio di energia dalla zona di fagliazione (fenomeno di triggering).

Onde di Love generate da piccole esplosioni poco profonde, come nel caso in esame, probabilmente non hanno nulla a che vedere con il rilascio di stress preesistente: sono piuttosto dovute a

fratturazioni su scala microscopica (cracking) oppure ad altri effetti diretti. Questo perché in genere tali esplosioni avvengono in materiali incoerenti privi della capacitá di sostenere un certo accumulo di stress tangenziale per un lungo periodo temporale. Gli esperimenti effettuati (Kisslinger e al., 1961) utilizzando piccole cariche (< 5 Kg di dinamite) e ricevitori a tre componenti indicano chiaramente una certa asimmetria nella direzione di radiazione della sorgente per quanto riguarda il moto SH contrariamente alla simmetria osservata per il moto sulle componenti verticale e radiale. Tale caratteristica di radiazione risulta essere uno dei piú utili indicatori della natura del meccanismo di genesi di tali onde. La forma dell'onda osservata dipende inoltre sia dalla potenza sia dalla profonditá della carica.

Negli esperimenti compiuti utilizzando piccole cariche e registrazioni sulle tre componenti molto vicine al punto di scoppio é stata osservata la presenza delle onde di Love e il decrescere di queste con la profonditá della sorgente, indipendentemente dalla potenza della carica e dalla stratificazione superficiale del mezzo (incidono in maniera trascurabile rispetto alla profonditá). Le onde di Love sono quindi molto piú energetiche per sorgenti poco profonde in grado di produrre fenomeni quali "cratering" e "cracking" superficiale. Non é cosí per cariche poste a maggiori profonditá dove il carico litostatico sembra esercitare un'azione di contenimento. L'orientazione preferenziale osservata nella radiazione SH considerando l'ipotesi di cracking e cioé di determinate direzioni di debolezza é dipendente dalla struttura fine del materiale e dalle condizioni di deposizione del sedimento. Chiaramente la quantitá di energia rilasciata per tale fenomeno é in relazione al tipo di materiale considerato.

I risultati dell'analisi delle esplosioni nucleari in numerosi siti hanno evidenziato invece un'aumento nell'ampiezza delle onde di Love al crescere della profonditá della carica. Questo ha indotto a pensare che le grandi esplosioni causino un rilascio di energia di tipo tettonico che viene evidenziato con la presenza della componente SH.

Per concludere, negli esperimenti di sismica attiva le onde di Love si propagano essenzialmente per fenomeni di effetto diretto

della sorgente. Ulteriore prova di questo viene dagli esperimenti compiuti effettuando nella stessa area esplosioni successive. In genere scoppi ripetuti impiegando modesti quantitativi di dinamite riproducono le stesse forme d'onda mentre nei test nucleari le onde di Love decrescono in ampiezza via via che gli scoppi vengono ripetuti (Aki e Tsai,1972).

8.5 Calcolo di sismogrammi sintetici

Alcuni dei modelli soluzione del problema inverso sono stati utilizzati per il calcolo di sismogrammi sintetici completi (Panza, 1985; Florsch et al., 1991). Questo passo permette una definizione grossolana dei parametri anelastici del mezzo (Craglietto e al., 1989). É infatti possibile mediante il confronto tra le ampiezze delle diverse fasi presenti nel campo d'onda risalire ad una stima del fattore di qualitá Q (vedi cap. 5).

In questo caso in particolare, la sintesi modale viene usata, oltre che come termine di confronto dei risultati, per spiegare anche la presenza della componente trasversale (Fig. 8.2) pur utilizzando una energizzazione di tipo impulsivo. Supponendo l'effetto diretto della sorgente, descritto nel paragrafo precedente, come causa delle onde superficiali di Love, possiamo ipotizzare una componente di doppia coppia simultanea all'esplosione.

In tal caso le componenti verticale e radiale saranno il risultato della somma dell'effetto della componente di doppia coppia e ovviamente dell'esplosione, mentre solamente l'effetto di doppia coppia sará responsabile delle onde sulla componente trasversale. In considerazione di quest'ultima ipotesi abbiamo quindi scelto di determinare l'attenuazione utilizzando la sintesi delle onde di Love. Abbiamo calcolato diverse sezioni sintetiche scegliendo valori dell'attenuazione costanti per l'intero modello Q = 20 (Fig. 8.14), Q = 100 (Fig. 8.15) e Q = 500 (Fig. 8.16). Come possiamo vedere da questi esempi a diverso Q, il rumore coerente associato alle onde superficiali viene evidenziato soprattutto nella sezione di Fig. 8.14 con Q caratteristici abbastanza bassi (Q=20).

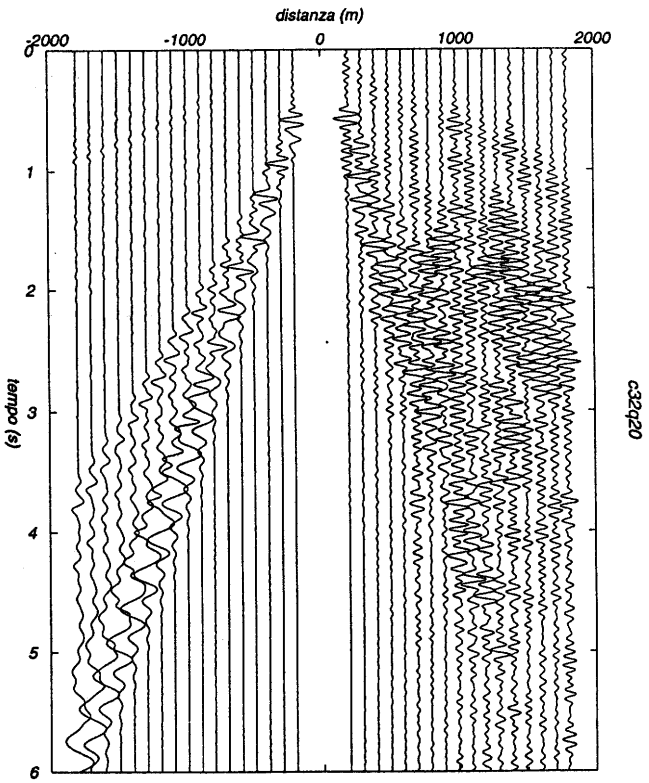


Fig. 8.14 - Sezione sintetica, a sinistra, e sezione sperimentale, a destra, (1 traccia ogni 100 m) per la componente trasversale del moto. La sezione sintetica é calcolata con un Q = 20 per l'intero modello.

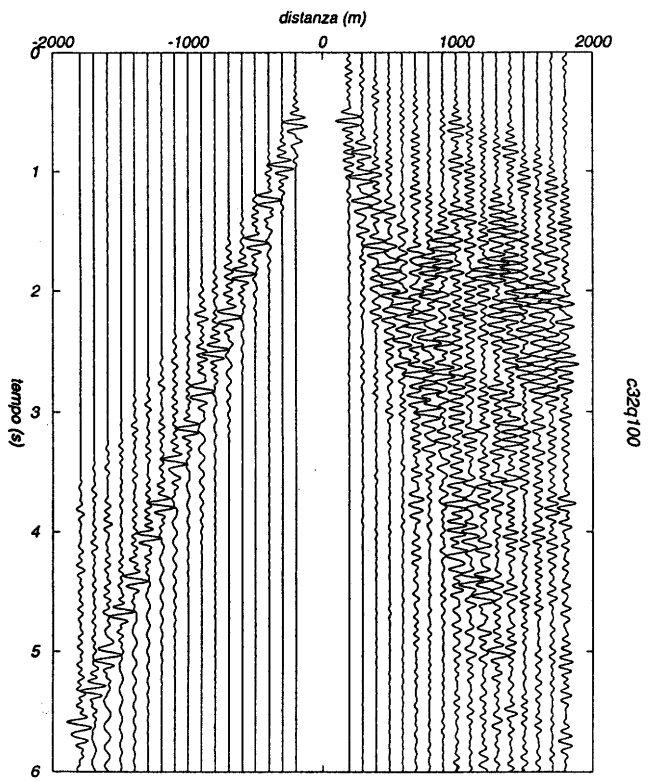


Fig. 8.15 - Sezione sintetica, a sinistra, e sezione sperimentale, a destra, (1 traccia ogni 100 m) per la componente trasversale del moto. La sezione sintetica é calcolata con un Q = 100 per l'intero modello.

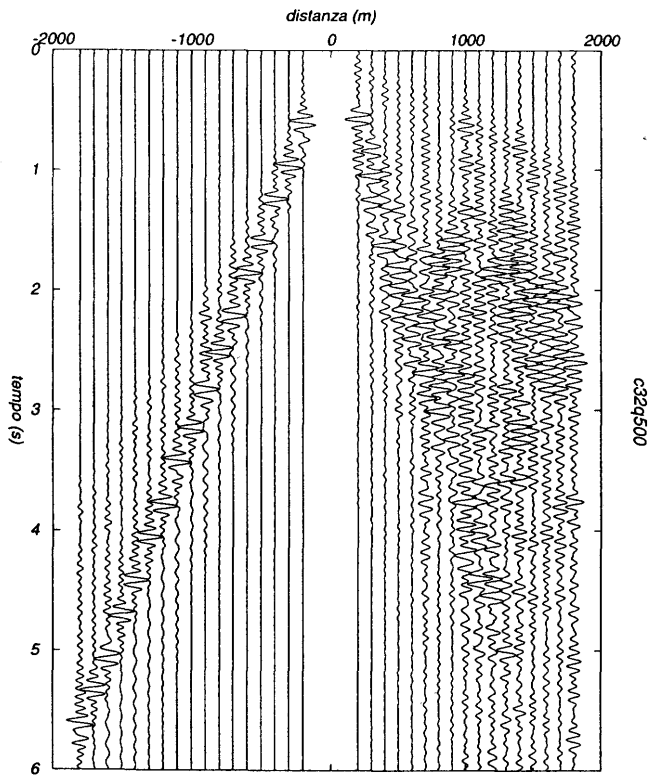


Fig. 8.16 - Sezione sintetica, a sinistra, e sezione sperimentale, a destra, (1 traccia ogni 100 m) per la componente trasversale del moto. La sezione sintetica é calcolata con un Q = 500 per l'intero modello.

Il raffronto con la sezione sperimentale indica nei sintetici delle frequenze inferiori rispetto a quelle osservate sulle sezioni sperimentali. In questo caso il sistema di acquisizione e i geofoni impiegati hanno sicuramente esercitato un'azione di filtraggio delle basse frequenze in sede di acquisizione (Fig. 8.4). Una costante nelle sezioni appena viste é rappresentata dalle scarse ampiezze delle riflessioni e delle onde con velocitá apparente piú elevata rispetto a quella propria delle onde di superficie. Questo dimostra la necessitá di differenziare il fattore di qualitá in profonditá per avere un buon riscontro con i segnali osservati. Un esempio di calcolo per la componente trasversale con Q = 20 nei primi 300 m e Q = 100 nella parte del modello piú profonda viene rappresentato in Fig. (8.17). Operando un filtraggio passa banda tra 6 e 16 Hz il risultato é un' evidente amplificazione delle onde con velocitá apparente maggiore, in maggior accordo con le osservazioni (Fig. 8.18).

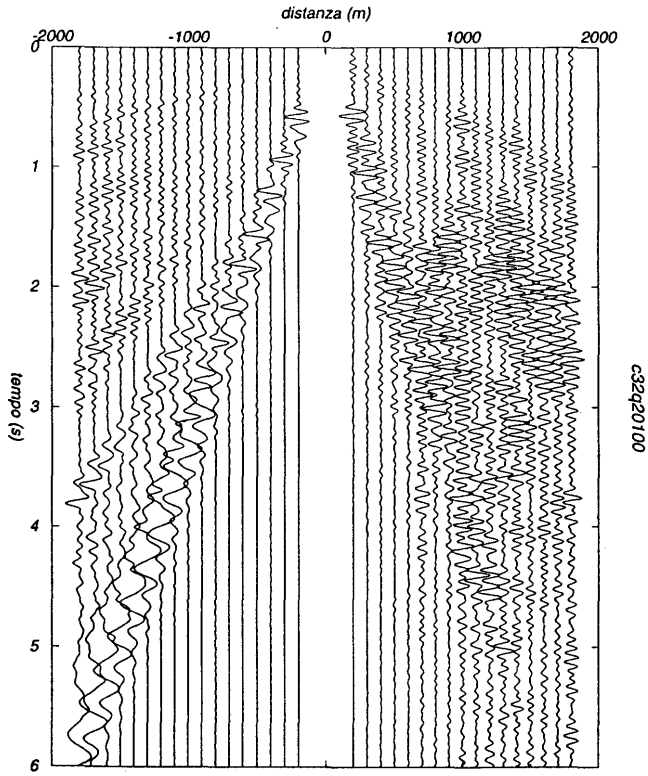


Fig. 8.17 - Sezione sintetica, a sinistra, e sezione sperimentale, a destra, (1 traccia ogni 100 m) per la componente trasversale del moto. La sezione sintetica é calcolata con un Q = 20 nei 300m superficiali e Q = 100 per il modello in profonditá.

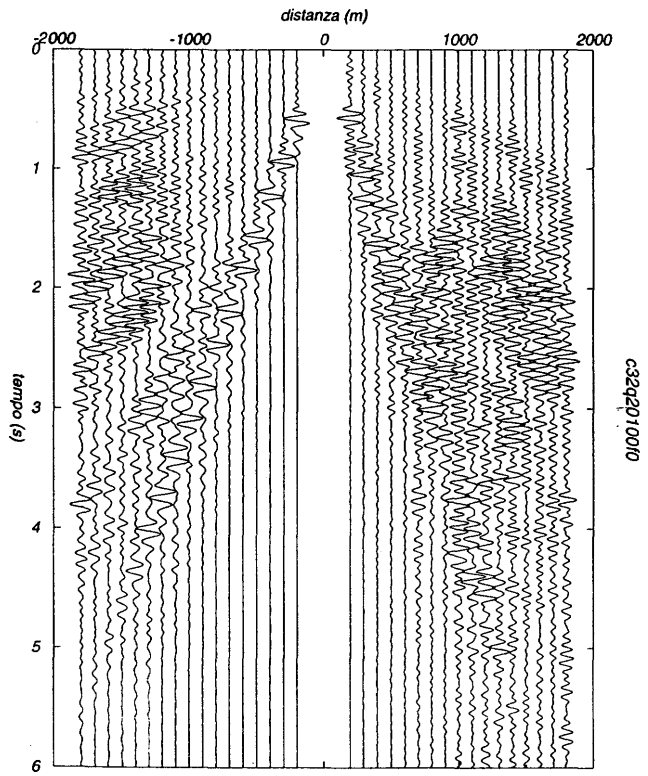


Fig. 8.18 - Sezione sintetica, a sinistra, e sezione sperimentale, a destra, (1 traccia ogni 100 m) per la componente trasversale del moto. La sezione sintetica é calcolata con un Q = 20 nei 300m superficiali e Q = 100 per il modello in profonditá. In questo caso, a differenza della Fig. 8.17, viene applicato un passa banda tra 6 e 16 Hz.

Una volta determinato con una certa approssimazione il fattore di attenuazione, il passo successivo consiste nel calcolo delle componenti radiale e verticale. Come possiamo vedere dalle Figg. (8.19 e 8.20) rispettivamente l'effetto di doppia coppia e quello dell'esplosione per la componente verticale non riproducono in maniera soddisfacente la parte di rumore coerente. Anche per la componente radiale tale segnale non viene amplificato in maniere soddisfacente. Abbiamo quindi deciso di ripetere il procedimento utilizzato in precedenza per la determinazione del fattore di qualitá anche per le componenti radiale e verticale. In considerazione di quanto visto precedentemente, abbiamo fissato il limite inferiore di variazione del Q (Q=20 tra la superficie e i 300 m di profonditá, Q = 100 al di sotto) e abbiamo calcolato le sezioni utilizzando un fattore di attenuazione molto alto, Q = 500, costante per l'intero modello, determinato da osservazioni di tipo sismologico per la zona in esame (Craglietto e al., 1989). Lo scopo é quello di convergere verso soluzioni comuni, per le componenti radiale, trasversale e verticale, per quanto riguarda il fattore di qualitá. Il risultato dei calcoli effettuati é mostrato nelle Figg. (8.21, 8.22, 8.23 e 8.24) per le diverse componenti originate dal meccanismo di doppia coppia e dall'esplosione. Dalle figure possiamo notare che il modello di sorgente doppia coppia (per quanto riguarda l'eccitazione delle onde P) risulta essere un generatore molto piú efficiente di onde di Rayleigh rispetto a quanto generato da un'esplosione (e.g. Harkrider e al., 1994). Il confronto per le componenti radiale e verticale considerando tale fattore di attenuazione risulta buono anche se le ampiezze del "ground roll" sono troppo accentuate in rapporto a quelle delle fasi aventi tempi di arrivo inferiori. Per quanto riguarda la componente trasversale, il Q=500 (Fig. 8.25) non sembra essere in accordo con l'osservazione. In questo caso, come abbiamo visto scomponendo il segnale nei diversi modi, viene energizzato solamente il pacchetto d'onda dei primi due modi superiori. Per amplificare la parte piú veloce nelle sezioni sintetiche siamo quindi obbligati ad abbassare il Q nei primi 300 m. Nel fare questo abbiamo tenuto in considerazione il rapporto tra il Q superficiale ed il Q profondo delle Fig. (8.17, 8.18 e 8.19) corrispondenti alle sezioni calcolate sulla componente trasversale.

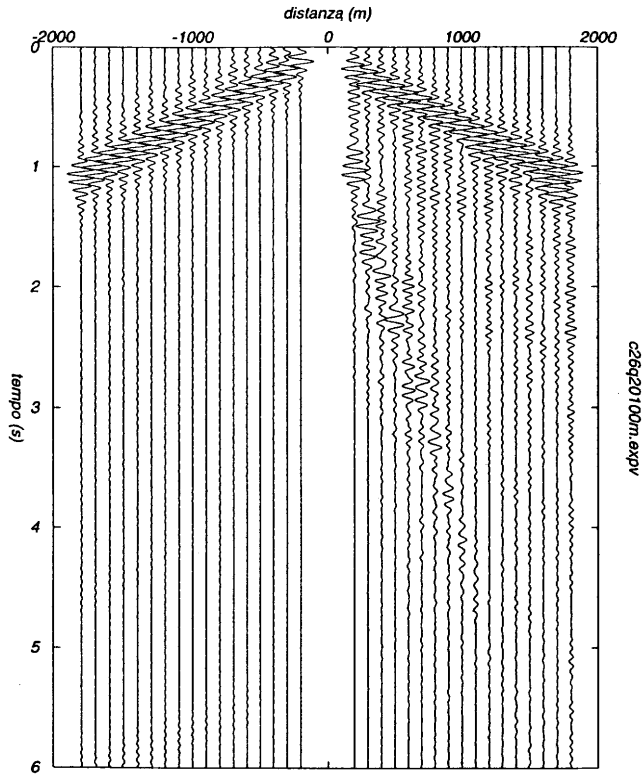


Fig. 8.19 - Sezione sintetica calcolata, a sinistra, e sezione sperimentale, a destra, (1 traccia ogni 100 m). Nel calcolo della sezione sintetica per la componente verticale del moto é stata utilizzata una sorgente impulsiva istantanea e puntiforme (esplosione). La sezione sintetica é calcolata con un Q = 20 nei 300m superficiali e Q = 100 per il modello in profonditá.

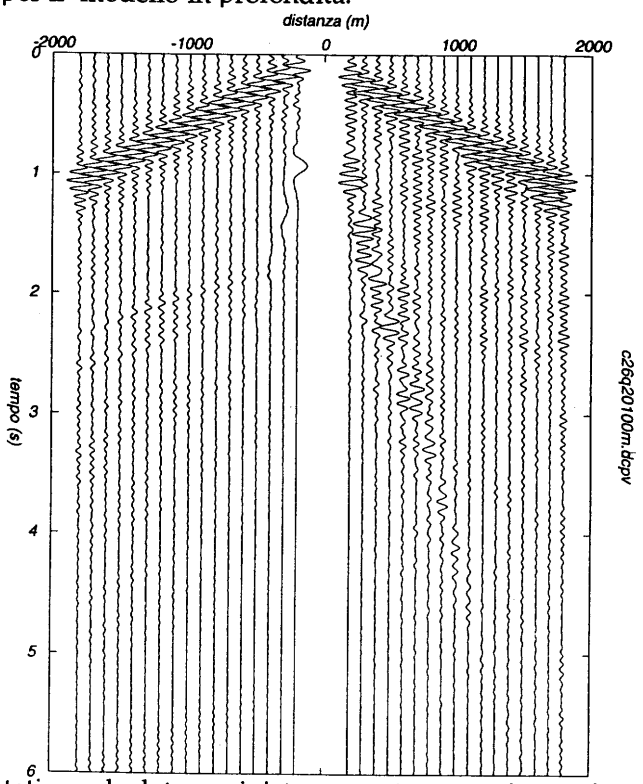


Fig. 8.20 - Sezione sintetica calcolata, a sinistra, e sezione sperimentale, a destra, (1 traccia ogni 100 m). Nel calcolo della sezione sintetica per la componente verticale del moto é stata utilizzata una sorgente di doppia coppia (parametri). La sezione sintetica é calcolata con un Q = 20 nei 300m superficiali e Q = 100 per il modello in profonditá.

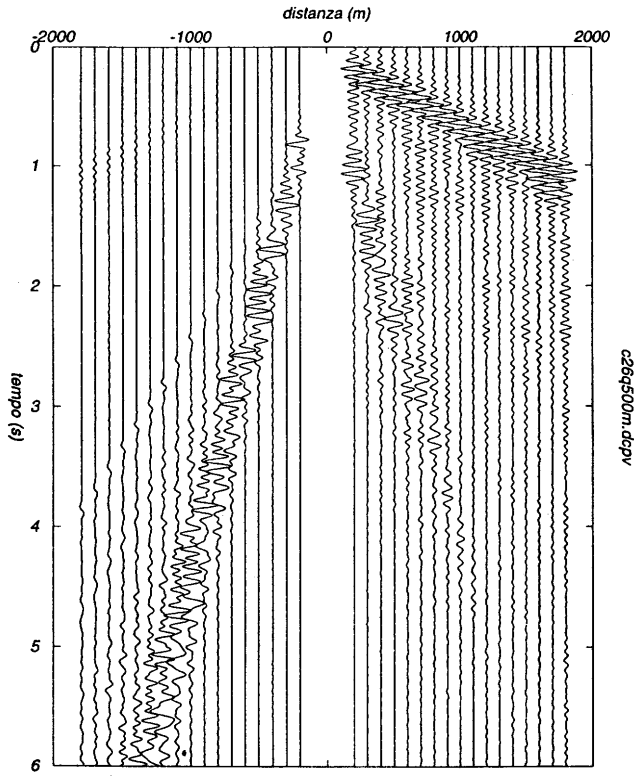


Fig. 8.21 - Sezione sintetica calcolata, a sinistra, e sezione sperimentale, a destra, (1 traccia ogni 100 m). Nel calcolo della sezione sintetica per la componente verticale del moto é stata utilizzata una sorgente di doppia coppia (parametri). La sezione sintetica é calcolata con un Q = 500 per l'intero modello in profonditá.

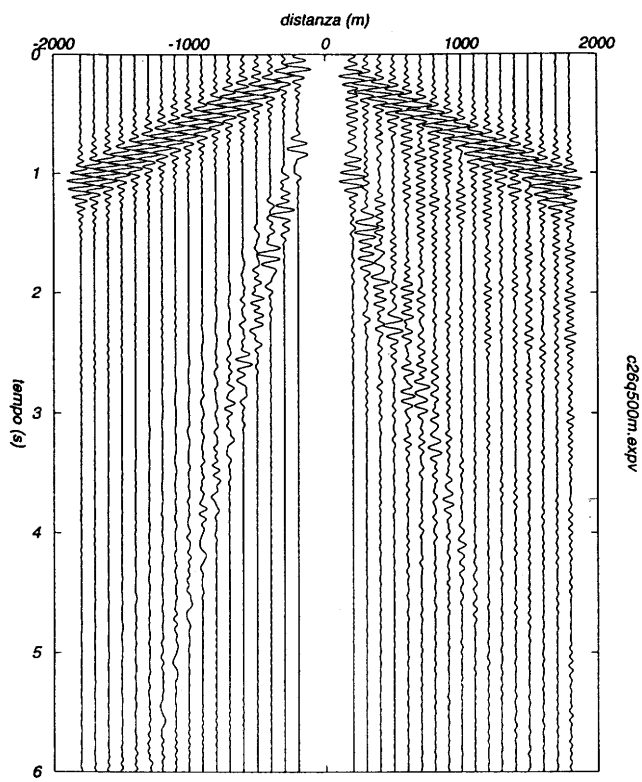


Fig. 8.22 - Sezione sintetica calcolata, a sinistra, e sezione sperimentale, a destra, (1 traccia ogni 100 m). Nel calcolo della sezione sintetica per la componente verticale del moto é stata utilizzata una sorgente impulsiva istantanea e puntiforme (esplosione). La sezione sintetica é calcolata con un Q = 500 per l'intero modello in profonditá.

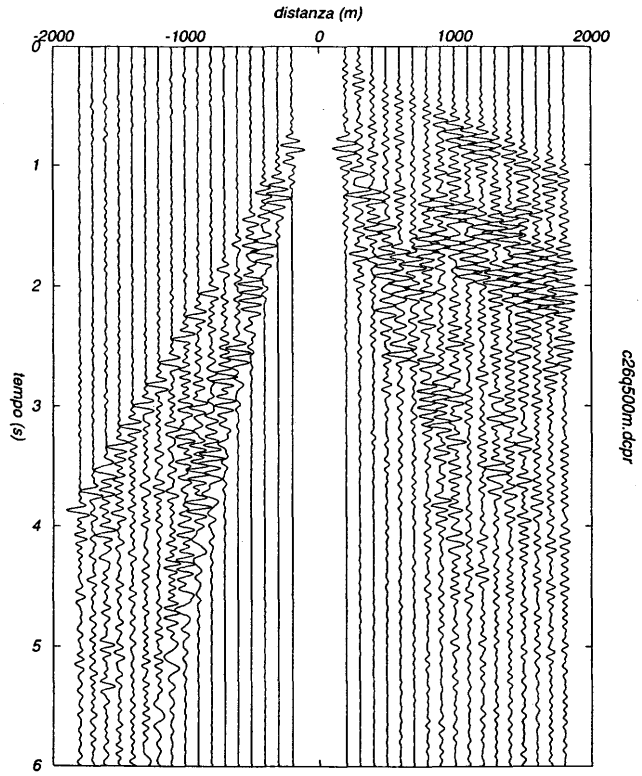


Fig. 8.23 - Sezione sintetica calcolata, a sinistra, e sezione sperimentale, a destra, (1 traccia ogni 100 m). Nel calcolo della sezione sintetica per la componente radiale del moto é stata utilizzata una sorgente di doppia coppia (parametri). La sezione sintetica é calcolata con un Q = 500 per l'intero modello in profonditá.

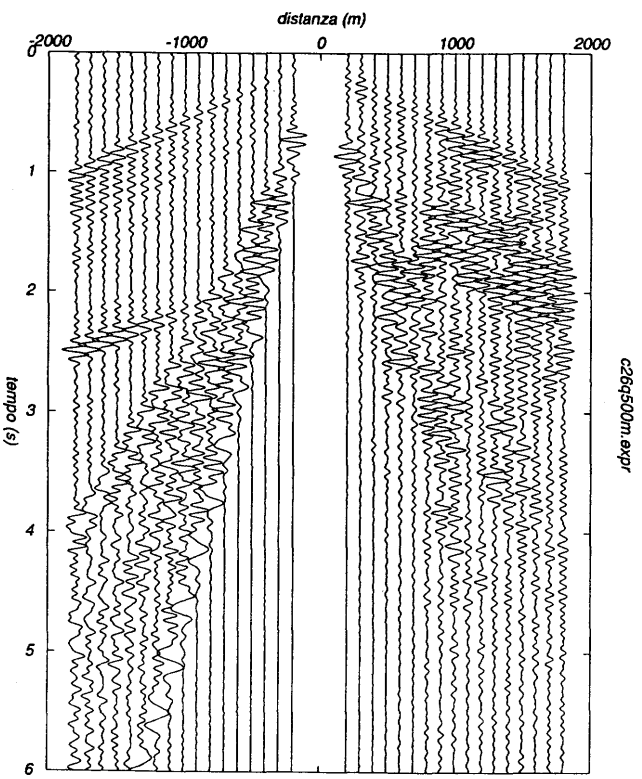


Fig. 8.24 - Sezione sintetica calcolata, a sinistra, e sezione sperimentale, a destra, (1 traccia ogni 100 m). Nel calcolo della sezione sintetica per la componente radiale del moto é stata utilizzata una sorgente impulsiva istantanea e puntiforme (esplosione). La sezione sintetica é calcolata con un Q = 500 per l'intero modello in profonditá.

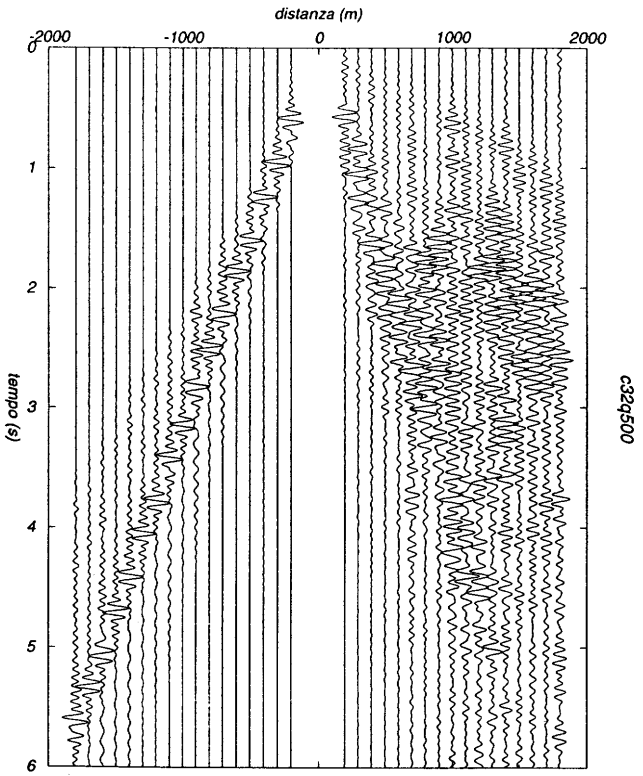


Fig. 8.25 - Sezione sintetica calcolata, a sinistra, e sezione sperimentale, a destra, (1 traccia ogni 100 m). Nel calcolo della sezione sintetica per la componente trasversale del moto é stata utilizzata una sorgente di doppia coppia istantanea e puntiforme. La sezione sintetica é calcolata con un Q = 500 per l'intero modello in profonditá.

I calcoli per le varie componenti utilizzando un Q = 100 superficiale e Q = 500 nella parte al di sotto sono mostrati nelle Figg. (8.26, 8.27, 8.28, 8.29, 8.30, 8.31 e 8.32). Questo valore puó essere indicativo del limite superiore del fattore di attenuazione per la zona considerata.

É importante sottolineare che nella somma dell'effetto dovuto alla doppia coppia e all'esplosione (Fig. 8.30 e 8.31) non abbiamo considerato sfasamenti temporali. Nell'operazione abbiamo inoltre attribuito alla componente di doppia coppia un peso 4 volte inferiore rispetto alla componente generata

dall'esplosione. Questo é indicativo del fatto che in un mezzo come quello considerato la componente di doppia coppia non é trascurabile.

In conclusione possiamo affermare che nell'esperimento considerato il Q nei primi 300 m di struttura risulta compreso tra 20 e 100 e per la parte sottostante tra 100 e 500. I valori superficiali sono in accordo con le misure di tipo ingegneristico e di laboratorio per sedimenti incoerenti e poco compattati mentre i valori piú profondi sembrano in ottimo accordo con le osservazioni di tipo sismologico per la Pianura Padana.

Per concludere é stato possibile, mediante la sismosintesi, dimostrare come sia ipotizzabile un'effetto diretto, dovuto ad una componente di doppia coppia, della sorgente esplosiva collocata a 32 m di profonditá. In questo caso l'effetto é evidente sulla componente trasversale, ma viene risentito in modo non trascurabile anche sulle componenti radiale e verticale. In questo caso il rapporto tra esplosione e doppia coppia per le componenti radiale e verticale é compreso tra 3 e 4.

8.6 Discussione

In conclusione attraverso i dati di una esplorazione sismica per il controllo del rumore coerente é stato possibile dedurre, dalle curve di dispersione delle onde di Rayleigh un modello per la velocitá delle onde S fino alla profonditá di 80 m circa. Sono state invertite le curve di dispersione della velocitá di fase per due modi superiori (componente verticale) nell'intervallo in frequenza 7-15 Hz. Il confronto tra le curve osservate e quelle calcolate ha evidenziato un risultato soddisfacente. Il metodo puó essere applicato in ogni regione in cui le eterogeneitá laterali siano trascurabili nell'intervallo di frequenze considerato.

Abbiamo inoltre stimato nei primi 300 m un Q compreso tra 20 e 100, mentre per la parte di modello piú profonda i valori sono compresi tra 100 e 500. La presenza della componente trasversale nell'esperimento puó essere indicativa dell'esistenza di un effetto diretto della sorgente esplosiva. Al riguardo é importante

sottolineare il fatto che nella sintesi abbiamo utilizzato due sorgenti istantanee, l'esplosione accoppiata alla doppia coppia, che energizzano il mezzo simultaneamente. Il rapporto delle componenti dovute all'esplosione e alla doppia coppia risulta variabile nell'intervallo tra 3 e 4. Tali valori non trascurabili della componente di doppia coppia possono comportare un interessante discorso di "quality control" per quanto concerne l'acquisizione dati utilizzando sorgenti esplosive in materiali incoerenti. Infatti la possibilitá di eliminare questa componente in sede di acquisizione consentirebbe un lavoro piú semplice dell'analista in fase di processing, impedendo, come evidenziato dal caso in esame, un'eccessivo rafforzamento delle onde superficiali.

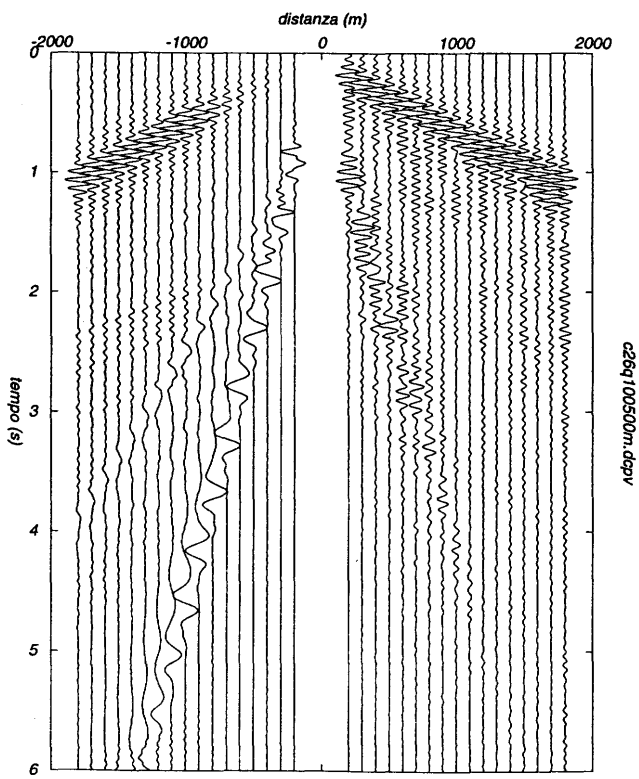


Fig. 8.26 - Sezione sintetica calcolata, a sinistra, e sezione sperimentale, a destra, (1 traccia ogni 100 m). Nel calcolo della sezione sintetica per la componente verticale del moto é stata utilizzata una sorgente di doppia coppia (parametri). La sezione sintetica é calcolata con un Q = 100 nei primi 300 m e un Q = 500 per l'intero modello in profonditá.

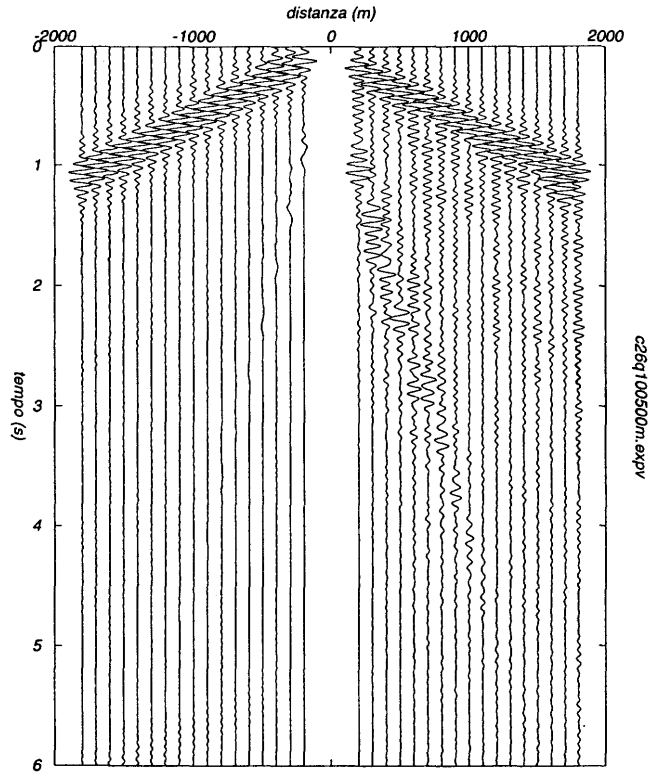


Fig. 8.27 - Sezione sintetica calcolata, a sinistra, e sezione sperimentale, a destra, (1 traccia ogni 100 m). Nel calcolo della sezione sintetica per la componente verticale del moto é stata utilizzata una sorgente impulsiva istantanea e puntiforme (esplosione). La sezione sintetica é calcolata con un Q = 100 nei primi 300 m e un Q = 500 per l'intero modello in profonditá.

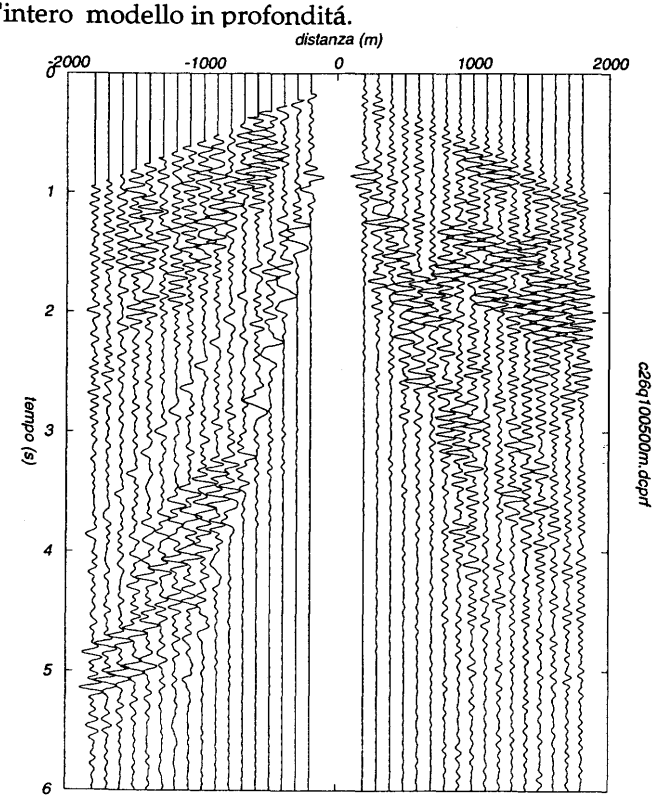


Fig. 8.28 - Sezione sintetica calcolata, a sinistra, e sezione sperimentale, a destra, (1 traccia ogni 100 m). Nel calcolo della sezione sintetica per la componente radiale del moto é stata utilizzata una sorgente di doppia coppia (parametri). La sezione sintetica é calcolata con un Q = 100 nei primi 300 m e un Q = 500 per l'intero modello in profonditá.

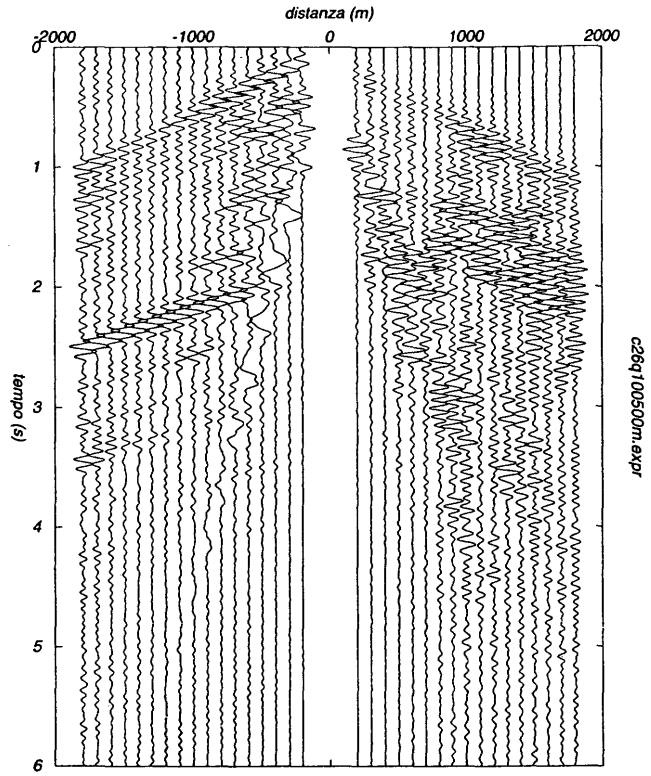


Fig. 8.29 - Sezione sintetica calcolata, a sinistra, e sezione sperimentale, a destra, (1 traccia ogni 100 m). Nel calcolo della sezione sintetica per la componente radiale del moto é stata utilizzata una sorgente impulsiva istantanea e puntiforme (esplosione). La sezione sintetica é calcolata con un Q = 100 nei primi 300 m e un Q = 500 per l'intero modello in profonditá.

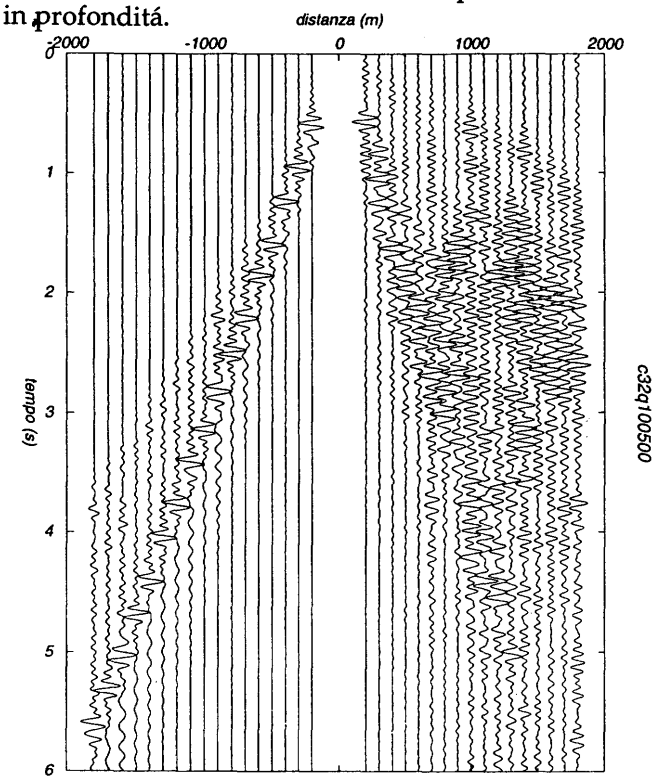


Fig. 8.30 - Sezione sintetica calcolata, a sinistra, e sezione sperimentale, a destra, (1 traccia ogni 100 m). Nel calcolo della sezione sintetica, per la componente trasversale del moto, é stata utilizzata una sorgente di doppia coppia (parametri). La sezione sintetica é calcolata con un Q = 100 nei primi 300 m e un Q = 500 per profonditá maggiori.

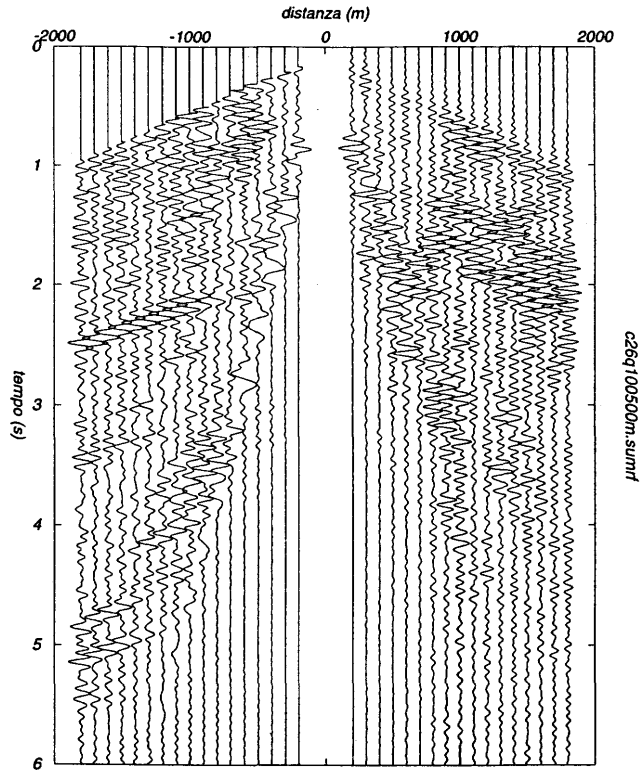


Fig. 8.31 - Sezione sintetica calcolata, a sinistra, e sezione sperimentale, a destra, (1 traccia ogni 100 m). Il calcolo della sezione sintetica per la componente radiale del moto é il risultato della somma dell'effetto di una esplosione impulsiva istantanea e puntiforme e di una doppia coppia in rapporto 3 a 1. La sezione sintetica é calcolata con un Q = 100 nei primi 300 m e un Q = 500 per profonditá maggiori.

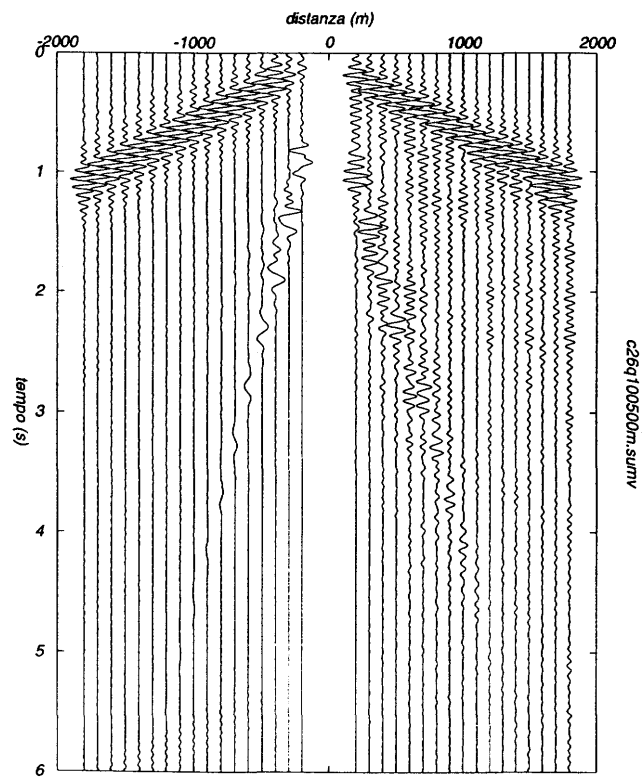


Fig. 8.32 - Sezione sintetica calcolata, a sinistra, e sezione sperimentale, a destra, (1 traccia ogni 100 m). Il calcolo della sezione sintetica per la componente verticale del moto é il risultato della somma dell'effetto di una esplosione impulsiva istantanea e puntiforme e di una doppia coppia in rapporto 3 a 1. La sezione sintetica é calcolata con un Q = 100 nei primi 300 m e un Q = 500 per profonditá maggiori.

9. Misure per la correzione degli effetti di sito in prossimitá di stazioni accelerometriche

9.1 Introduzione

Nell'ambito del progetto EPOCH (European Program On Climatology and Natural Hazards), riguardante le misure "strong motion" di alta qualitá per studi strutturali e di sorgente, da parte dell'Istituto di Geodesia e Geofisica, dell'Universitá di Trieste ed in collaborazione con l'ENEL, é stata installata una nuova rete digitale accelerometrica nell'area sismica del Friuli. Cinque stazioni sono installate nell'area abitata di Gemona (Ud), gravemente danneggiata durante il terremoto del 1976, allo scopo di studiare la risposta sismica del conoide alluvionale e gli effetti di sito della valle sottostante. Le altre stazioni, 14 in tutto, sono dislocate rispetto a Gemona in un raggio massimo di 20 Km.

Prima dell'installazione delle stazioni accelerometriche sono stati studiati in dettaglio alcuni siti caratterizzati da sedimenti incoerenti scarsamente compattati. La conoscenza delle proprietá elastiche ed anelastiche dei terreni prossimi alla superficie risulta fondamentale per la modellazione realistica dei dati accelerometrici.

In prossimitá delle stazioni di Valle, Arzino e Simaz abbiamo condotto una campagna sismica a rifrazione, allo scopo di acquisire le informazioni strutturali necessarie. Oltre alla sismica a rifrazione é stata utilizzata una tecnica di acquisizione, molto simile a quella usata nella sismica di esplorazione nelle prove del rumore coerente, in grado di registrare le onde superficiali evitando fenomeni di aliasing. Dai dati di sismica a rifrazione vengono dedotte le velocitá delle onde compressionali mentre dai dati di dispersione delle onde superficiali vengono determinate mediante inversione le velocitá delle onde di taglio. Tali conoscenze permettono quindi di determinare il rapporto di Poisson utile per fini ingegneristici. In questo capitolo descriveremo il lavoro svolto sulla stazione di Simaz, dove

l'aerato assume spessori consistenti e dove é stato possibile separare piú modi delle onde di Rayleigh utilizzando una trasformata nel dominio frequenza f-k. Per le altre due stazioni dove i sedimenti non raggiungono spessori considerevoli (< 3m) sono state utilizzate misure sulla singola stazione (FTAN analysis).

9.2 Acquisizione finalizzata alle misure in situ

Nelle operazioni sul terreno é stato impiegato un fucile MiniBang con pallottole standard, cal. 8 industriale, come sorgente sismica e geofoni Sensor con frequenza naturale di 12 Hz. Alcune delle basi di sismica a rifrazione, con l'indicazione dei tempi in ms per i primi arrivi, eseguiti in prossimitá della stazione di Simaz sono evidenziati nelle Fig. 9.1, 9.2, 9.3. I segnali sono stati acquisiti da un sismografo Bison mod. 7024 con 24 canali in ingresso, la distanza tra i canali (1 geofono per canale) é di 9m e la lunghezza complessiva dello stendimento é di 108 m. La copertura multipla utlizzata é 6. Il campionamento delle serie é di 1 ms con una lunghezza totale dello stendimento di 1s. In queste basi di sismica a riflessione sono giá evidenti le onde superficiali che si propagano con le velocitá piú lente e le frequenze piú basse. In Fig. 9.4 vediamo le dromocrone per questo sito. L'individuazione dei primi arrivi ha permesso la definizione delle velocitá compressionali nei primi 30 m del modello utilizzando il "Generalised Reciprocal Method" (GRM) (Palmer, 1981) (Tab. 9.I).

Tab 9.I - Spessori e velocitá delle onde P nei 30 m superficiali per il sito di Simaz

Spessori (m)	Vp (m/s)
4	370
8	670
8	700
~	1150

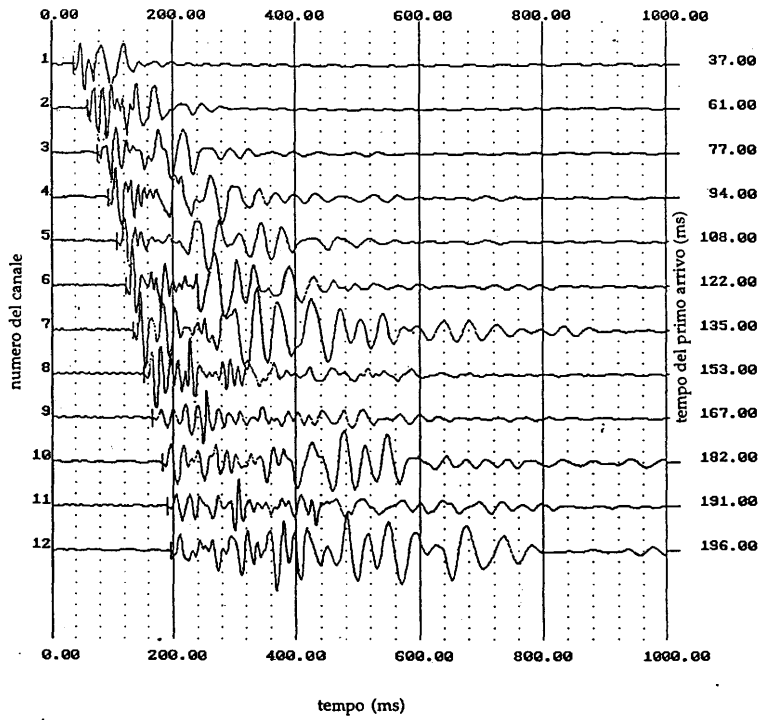


Fig. 9.1 - Base di sismica a rifrazione "off end" con i tempi dei primi arrivi

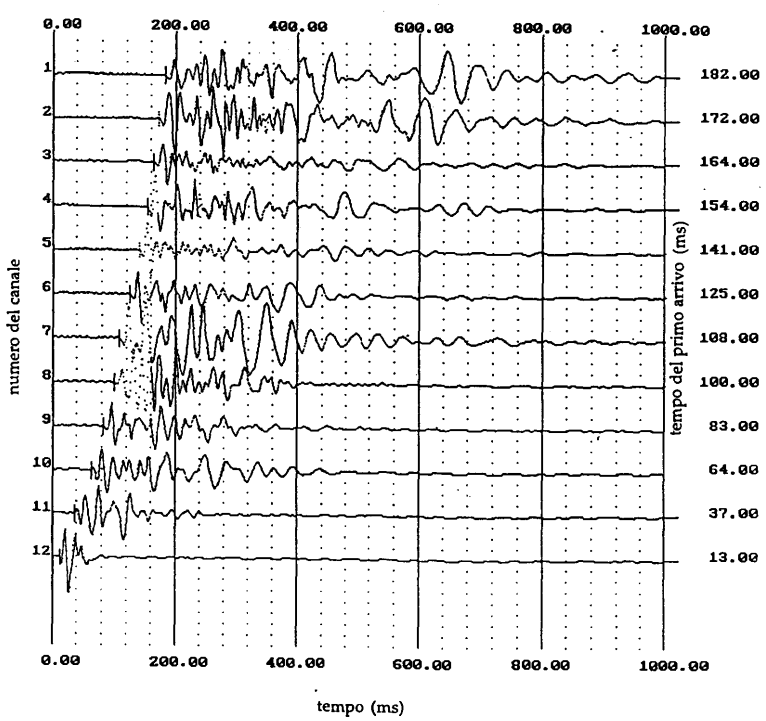


Fig. 9.2 - Base di sismica a rifrazione "off end" con i tempi dei primi arrivi

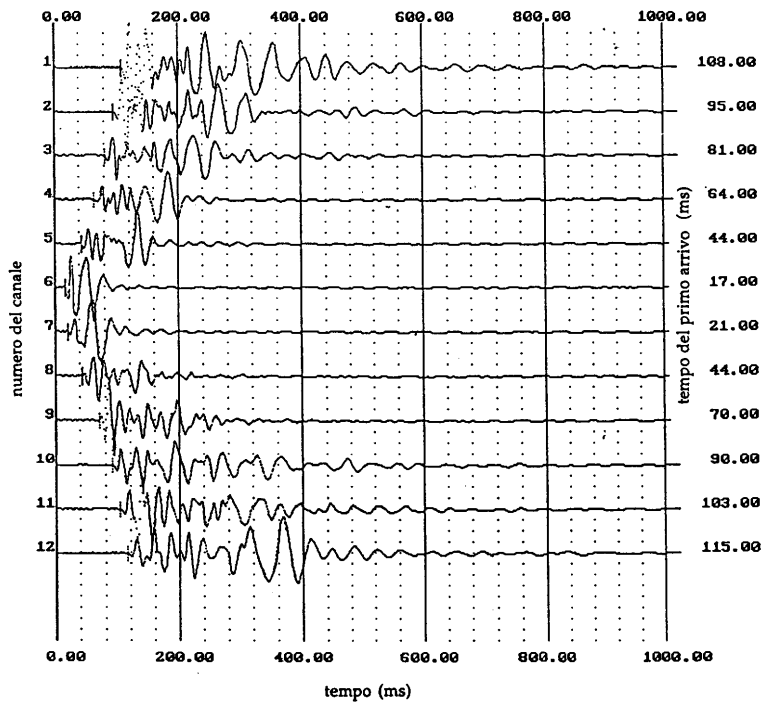


Fig. 9.3 - Base di sismica a rifrazione "split spread" con i tempi dei primi arrivi

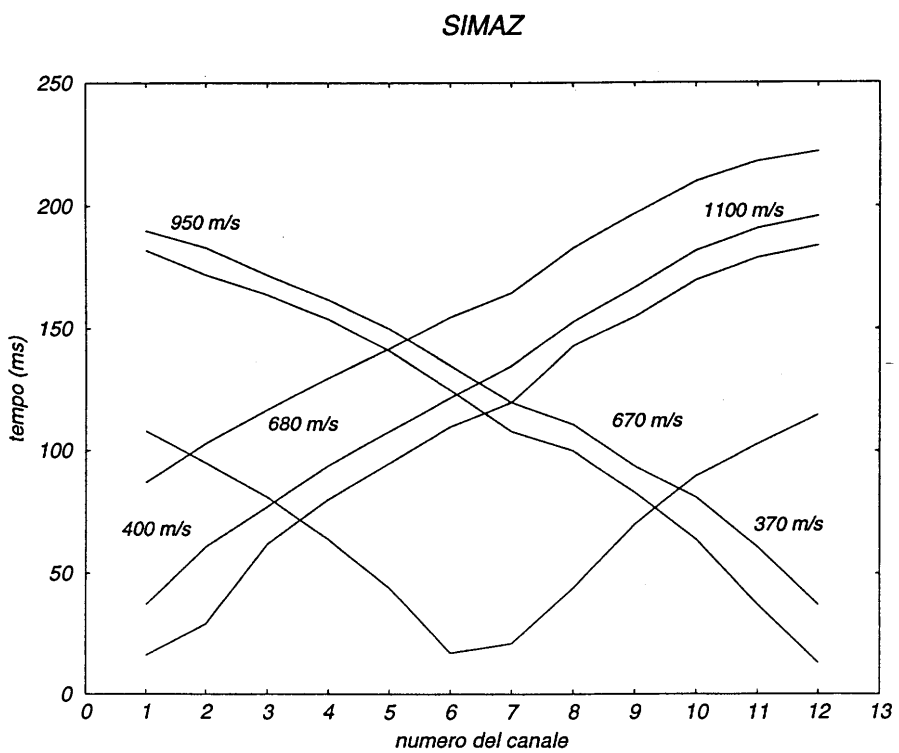


Fig. 9.4 - Dromocrone derivate dai dati di sismica a rifrazione per ottenere un modello delle velocitá delle onde P superficiali.

Per determinare le velocitá delle onde S in profonditá risulta economico ed affidabile il metodo che utilizza l'inversione della dispersione delle onde superficiali. E' necessario effettuare un tipo di acquisizione particolare in cui le distanze intergeofoniche devono essere ridotte per evitare fenomeni di aliasing spaziale delle onde considerate, ed inoltre la lunghezza dello stendimento deve essere sufficientemente estesa per permettere la separazione tra i modi superiori. Infatti per avere una certa risoluzione sui modi superiori delle onde di Rayleigh nel dominio f-k é necessario avere un numero di segnali elevato, questo perché il campionamento in k risulta inversamente proporzionale al prodotto tra N (numero di segnali) e X (distanza intergeofonica). L'intervallo nel numero d'onda k risulterá quindi sufficientemente piccolo per valori di N e X elevati. Il valore di X elevato, puó peró generare fenomeni di aliasing spaziale e quindi l'unica soluzione consiste nell'incrementare N. Considerando le velocitá delle onde S superficiali, abbiamo scelto distanze intergeofoniche di 1 m ed una lunghezza dello stendimento di 200 m. Nella scelta della lunghezza dello stendimento dobbiamo anche considerare la potenza della sorgente utilizzata, il fucile qui utilizzato non é in grado di energizzare il terreno per distanze superiori. I segnali mostrati in Fig. 9.5a rappresentano il risultato dell'applicazione di tale metodologia di acquisizione. Come possiamo vedere le onde superficiali (S) sono evidenti nella parte bassa della sezione, possiamo anche notare l'onda diretta (D) e le rifrazioni (R).

Nello stesso sito abbiamo acquisito con tale metodologia un'altro profilo perpendicolare a quello mostrato in Fig. 9.5a allo scopo di mettere in evidenza possibili variazioni laterali (Fig. 9.5b). Per tale profilo la lunghezza dello stendimento é stata ridotta per difficoltá logistiche a 150 m mentre l'intervallo intergeofonico é rimasto invariato. Vedremo successivamente che importanza puó avere una simile riduzione nella lunghezza dello stendimento in relazione al potere risolutivo dell'indagine. Il confronto nel dominio temporale delle sezioni tra loro perpendicolari (per 144 tracce), ha evidenziato una similaritá notevole nelle registrazioni.

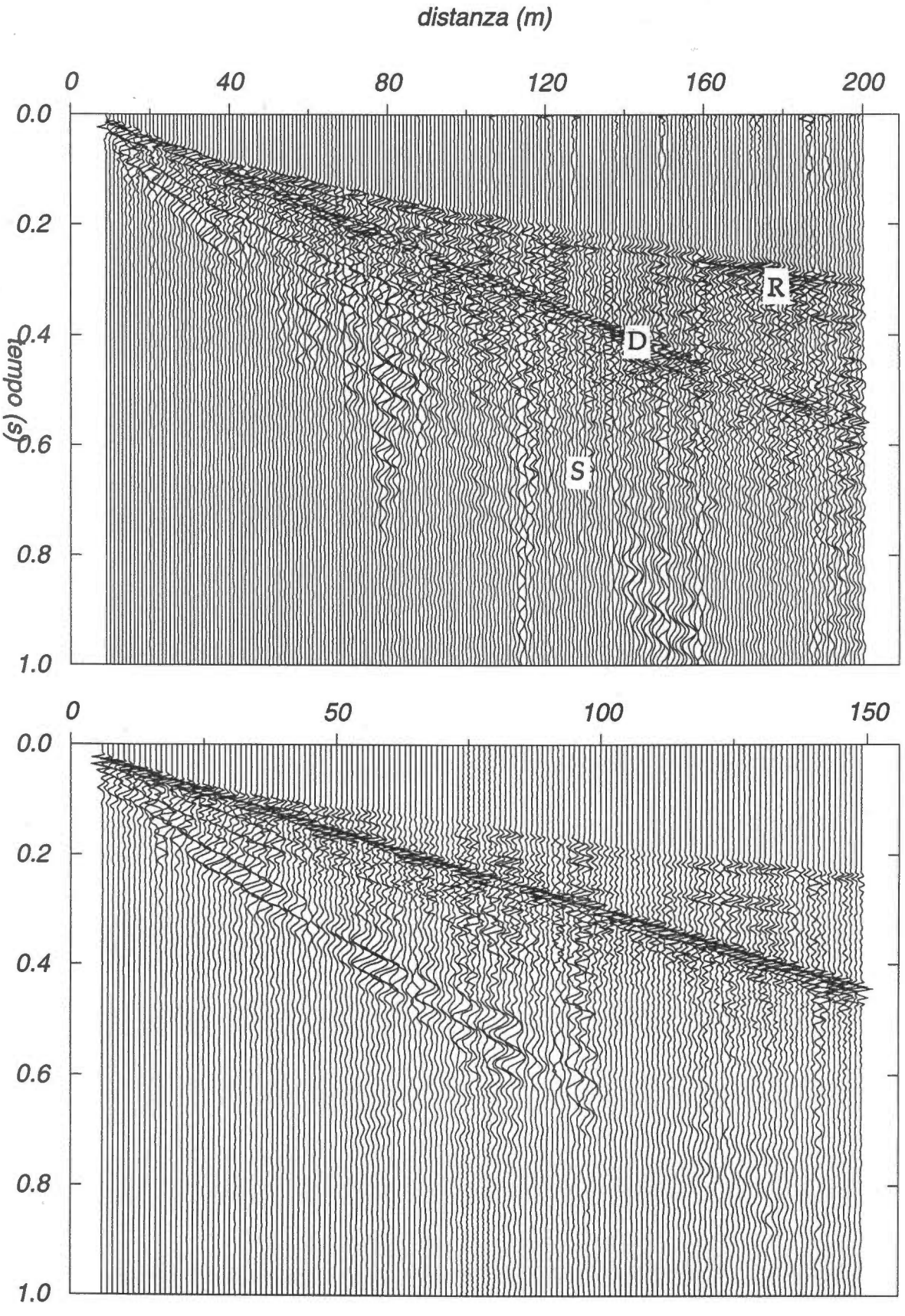


Fig. 9.5 - Dati sismici acquisiti con a) 200 m di stendimento e b) 150 m di stendimento; la distanza tra i geofoni per entrambi gli stendimenti é di 1 m.

9.3 Elaborazione dei dati acquisiti presso la stazione di Simaz

I dati di Fig. 9.5a,b sono trasformati nel dominio f-k. La frequenza di Nyquist (125 Hz) risulta piú grande della massima frequenza presente nei segnali e quindi non si verifica nessun fenomeno di aliasing nel dominio delle frequenze. Il k_N (numero d'onda di Nyquist) é 0.5 m^{-1} e permette un sufficiente intervallo di campionamento spaziale per le lunghezze d'onda trattate mentre il Δk risulta essere 1/192, dove 192 é il numero di segnali considerati. Nelle Fig. 9.6a,b é mostrato il risultato dell'applicazione della trasformata f-k alle sezioni acquisite, allo scopo di evidenziare gli eventi coerenti.

In Fig. 9.6a il modo fondamentale (0), il primo (1) ed il secondo (2) modo superiore, sono identificabili mentre in Fig. 9.6b é ben identificabile solamente il modo fondamentale (0) ben correlato con l'osservazione di Fig. 9.6a. Come possiamo notare comparando gli spettri in ampiezza, la risoluzione é maggiore nel caso di Fig. 9.6a. Questo é dovuto al diverso campionamento in k, infatti nel caso di Fig. 9.6b $\Delta k = 1/144$ non permette un buon riconoscimento dei modi superiori.

Allo scopo di ottenere non solo le velocitá di fase ma anche quelle di gruppo abbiamo impiegato (Fig. 3.1a) la tecnica FTAN descritta nel capitolo 3.

Il processo di inversione delle velocitá di fase e di gruppo del modo fondamentale e le velocitá di fase del primo e secondo modo superiore viene diviso in due parti allo scopo di limitare il numero di variabili nello spazio multi dimensionale dei parametri. In un primo tempo sono state invertite mediante la tecnica "hedgehog" le velocitá di gruppo e di fase del modo fondamentale per fissare successivamente la velocitá delle onde di taglio nei primi 4 m del modello. In un secondo tempo le velocitá di fase dei tre modi evidenziati nello spettro f-k sono invertite variando le velocitá delle onde s da 4 m a 38 m. Le soluzioni del problema inverso sono raggruppate all'interno delle linee tratteggiate in Fig. 9.7. In profonditá, la velocitá delle onde S é

fissata a 1190 m/s, l'incertezza nella determinazione delle velocitá delle onde S a 38 m di profonditá é di circa 35 m/s.

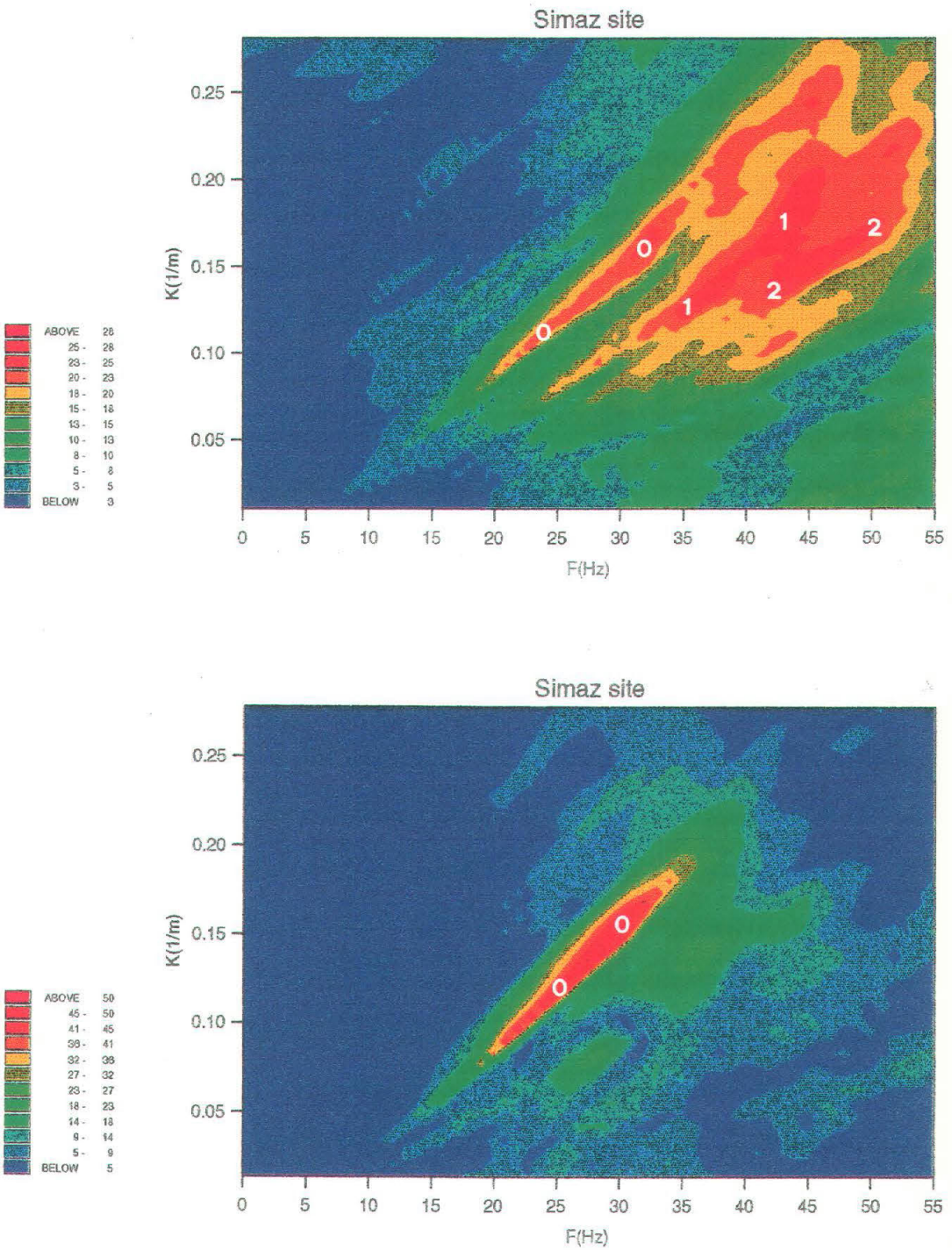


Fig. 9.6 - a) Spettro 2-D in ampiezza dei dati di Fig. 9.5a e b) di Fig,9.5b; (0 = modo fondamentale, 1= primo modo superiore e 2 = secondo modo superiore).

Tale incertezza dipende dall'errore nella misura della velocitá di fase che é connesso sia col campionamento nel numero d'onda che con quello in frequenza. In Tab. 9.II sono riportati i dati utilizzati nell'inversione con l'errore stimato sui singoli punti. L'errore quadratico medio utilizzato sulla totalitá delle osservazioni é di 14 m/s.

Tab. 9.II - Funzioni di dispersione ed errori nelle osservazioni utilizzati nell'inversione. I primi cinque punti appartengono al secondo modo superiore, i seguenti sei al primo superiore e gli ultimi otto al modo fondamentale.

Frequenza (Hz)	Velocitá di fase (m/s)	Errore (m/s)
18.0	620	15
20.0	563	12
22.0	488	11
24.0	455	11
26.0	433	10
15.0	460	40
16.5	412	20
17.5	397	15
20.0	363	12
22.5	333	11
25.0	320	11
12.5	329	25
13.5	300	15
15.0	277	10
16.5	257	9
17.5	248	7
20.0	232	5
22.5	219	4
25.0	213	4

$\sigma = 14$ m/s

9.4 Risultati

Il calcolo dei sismogrammi sintetici completi per il modello di Fig. 9.7 (linea continua) per la stessa geometria di acquisizione

adottata per i dati sperimentali viene quindi usato per stimare le caratteristiche anelastiche.

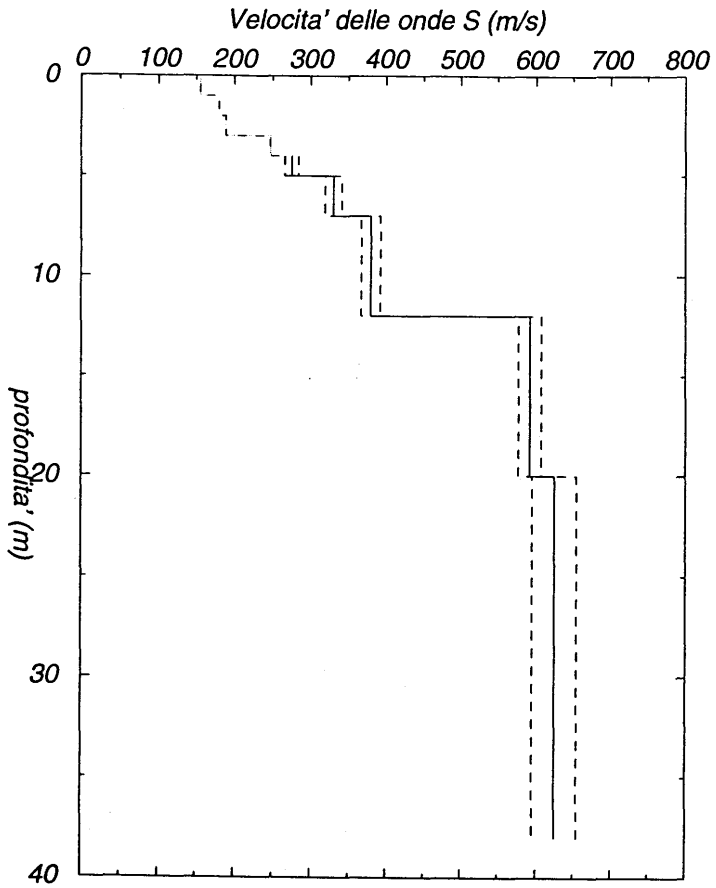


Fig. 9.7 - Modelli per le velocitá delle onde di taglio: le linee tratteggiate racchiudono le possibili soluzioni, la linea continua rappresenta il modello utilizzato nei calcoli.

Per le frequenze considerate (12 - 25 Hz) risulta difficile una misura del decadimento spettrale dell'ampiezza in funzione della distanza a causa di fenomeni di accoppiamento tra terreno e geofoni e per una serie di fattori non facilmente controllabili (vedi cap. 5). Una stima indicativa dell'attenuazione é possibile se si analizzano i diversi rapporti in ampiezza tra i diversi modi di propagazione all'interno del segnale. Questo significa non considerare le ampiezze assolute (difficilmente correlabili), ma solamente i rapporti relativi. A tale scopo, vengono scelti valori limite del fattore di qualitá, Q, per il calcolo dei sismogrammi sintetici. Successivamente si opera un graduale raffinamento differenziando il Q alle diverse profonditá, prestando particolare attenzione agli inviluppi delle forme d'onda osservate. In questo caso abbiamo scelto come valori estremi 5 e 50 (Fig. 9.8a,b). Le

distanze tra questi valori sono quindi state ridotte fino a che il confronto qualitativo fra i sismogrammi sintetici e quelli sperimentali non é stato considerato buono. I valori di Q scelti sono mostrati in Tab. 9.III e variano tra 5 in prossimitá della superficie e 25 alla profonditá di 38 m (Fig. 9.8c). Questi valori sono in buon accordo con le osservazioni di Jongmans (1990) per terreni simili. Il rapporto Vp/Vs varia in questo caso tra 1.5 e 2.5.

Tab 9.III - Valori stimati di Q in funzione della profonditá.

Profonditá (m)	Q
0 - 10	5 - 10
10 - 20	10 - 15
20 - 38	10 - 25
> 38	> 100

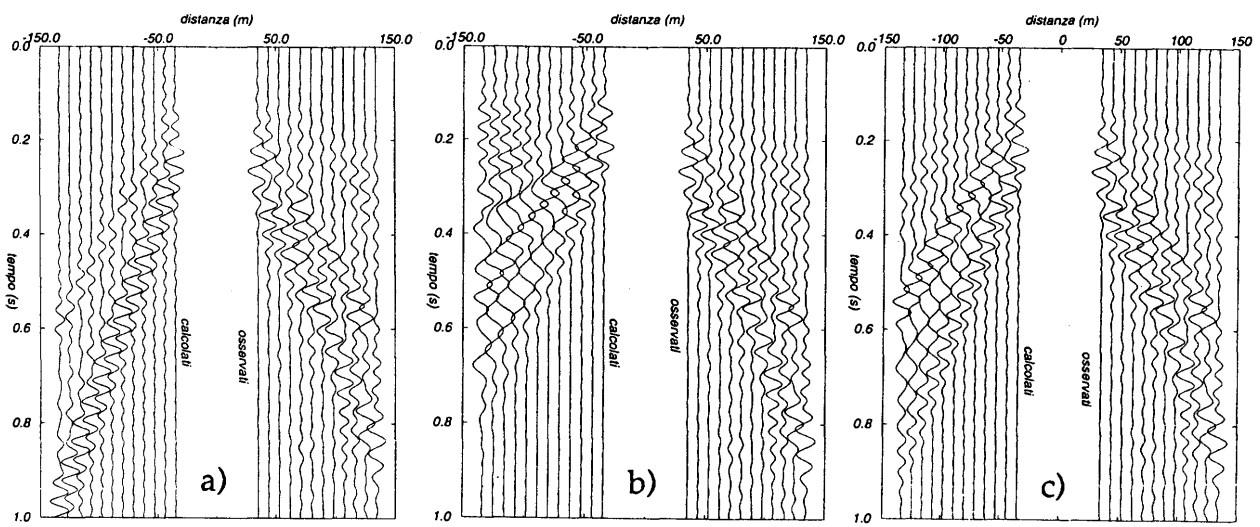


Fig. 9.8 - Esempi di dati sintetici e sperimentali. I sismogrammi sintetici sono calcolati utilizzando diversi valori di Q per la struttura in prossimitá della superficie: a) Q =5, b) Q = 50, c) Q variabile con la profonditá fra 5, alla superficie libera e 25 a 38 m. I dati sperimentali sono filtrati alla frequenza massima di 30 Hz.

10. Misure finalizzate a studi di tipo geotecnico

10.1 Introduzione

In questo capitolo viene descritta l'applicazione del nostro metodo a dati di prospezione sismica per la geotecnica. I dati considerati sono stati precedentemente elaborati (Nunziata e Mele, 1994) secondo la tecnica SASW (Spectral Analysis of Surface Waves) (Stokoe e al., 1985), descritta nel cap. 6. L'obiettivo é il confronto dei risultati ottenuti, per i profili di velocitá delle onde di taglio in profonditá, impiegando due tecniche diverse: 1) la "frequency-time analysis" combinata con l'inversione non-lineare; 2) la metodologia SASW. Le differenze fondamentali riguardano il diverso modo di determinare le curve di dispersione. Nella tecnica SASW, come abbiamo visto precedentemente, la funzione di coerenza viene determinata analizzando parti dello spettro lisciato del segnale, senza alcuna possibilitá di operare filtraggi selettivi in grado di eliminare nello spazio bidimensionale tempo-frequenza il segnale non desiderato. In alcuni casi questo segnale non voluto é rappresentato da rumore non-coerente, e questo é il caso in cui i due metodi convergono, la curva di dispersione presumibilmente sará la stessa. Quando invece sull'intera registrazione sono presenti piú segnali coerenti, che occupano lo stesso intervallo in frequenza e hanno velocitá simili, é necessario operare un filtraggio selettivo. La tecnica SASW non permette tale filtraggio, mentre la FTAN (Frequency-Time ANalysis), mediante dei filtri "flottanti" (vedi cap.3) consente un'agevole selezione. L'esempio che segue, in cui i profili di velocitá delle onde S evidenziati dai due metodi risultano diversi, rappresenta una situazione abbastanza tipica.

10.2 Caratteristiche litostratigrafiche del sito e acquisizione dei dati

I meccanismi di messa in posto dei depositi piroclastici, presenti nella zona, sono tipici dell'attivitá vulcanica esplosiva e si differenziano in depositi da caduta e da flusso piroclastico: i primi sono distinti in depositi scoriacei, pomicei e cineritici in base alle caratteristiche granulometriche; i secondi si presentano invece come depositi massivi litificati, poiché caratterizzati dalla messa in posto a temperature elevate (Nunziata e Mele, 1994). I terreni di affioramento sono costituiti da sequenze complesse in cui gli orizzonti di origine vulcanica, costituiti da colate di fango e da depositi da flusso piroclastico rimaneggiato si alternano a depositi di natura colluviale. I sondaggi meccanici e i rilievi diretti in campagna non hanno evidenziato la presenza di un substrato litoide al di sotto della successione piroclastica incoerente. Le determinazioni di laboratorio hanno permesso di classificare i terreni indagati, da un punto di vista granulometrico, come "ghiaia con sabbia" (per i depositi da caduta) e come "limo con sabbia" (per i depositi da flusso) (Mele, 1994; Nunziata e Mele, 1994).

I dati sono stati acquisiti presso il sito di San Giuseppe Vesuviano (Na) alle pendici del Monte Somma. Le distanze dalla massa battente variano da 2m a 64m e le serie temporali sono campionate a 1ms per una lunghezza totale del segnale di 2s. I geofoni impiegati sono del tipo SM-7 con frequenza naturale di 14 Hz. In Fig. (10.1) si possono vedere due dei segnali utilizzati a distanza rispettivamente di 32m e 64m, corretti per l'effetto strumentale.

I risultati ottenuti mediante la tecnica SASW per 6 siti in localitá San Giuseppe Vesuviano sono rappresentati in Fig. 10.2. Il sito considerato, n. 5, assieme a quello n. 4, presentano un andamento del profilo di velocitá diverso da quello determinato per gli altri siti, in particolare si puó notare un improvviso incremento di velocitá S per profonditá superiori agli 8 m.

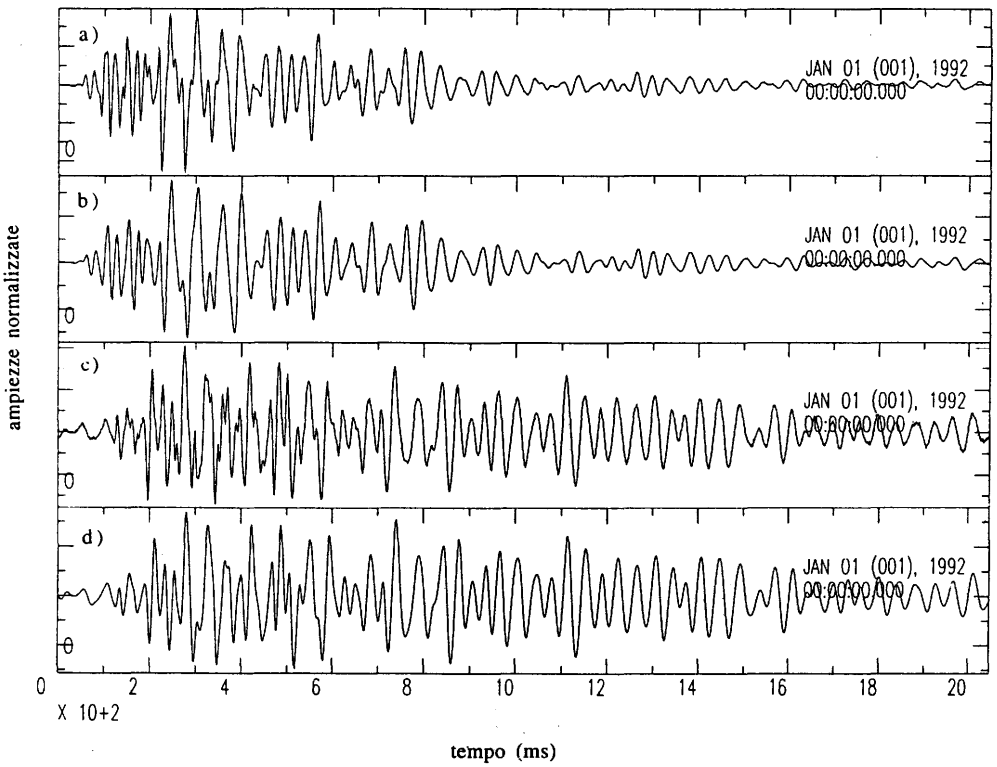


Fig. 10.1 - a) segnale a 32m corretto per l'effetto strumentale e b) stesso segnale filtrato con passa banda da 5 Hz a 50 Hz, c) segnale a 64m corretto per l'effetto strumentale e d) stesso segnale filtrato con passa banda da 5 Hz a 50 Hz.

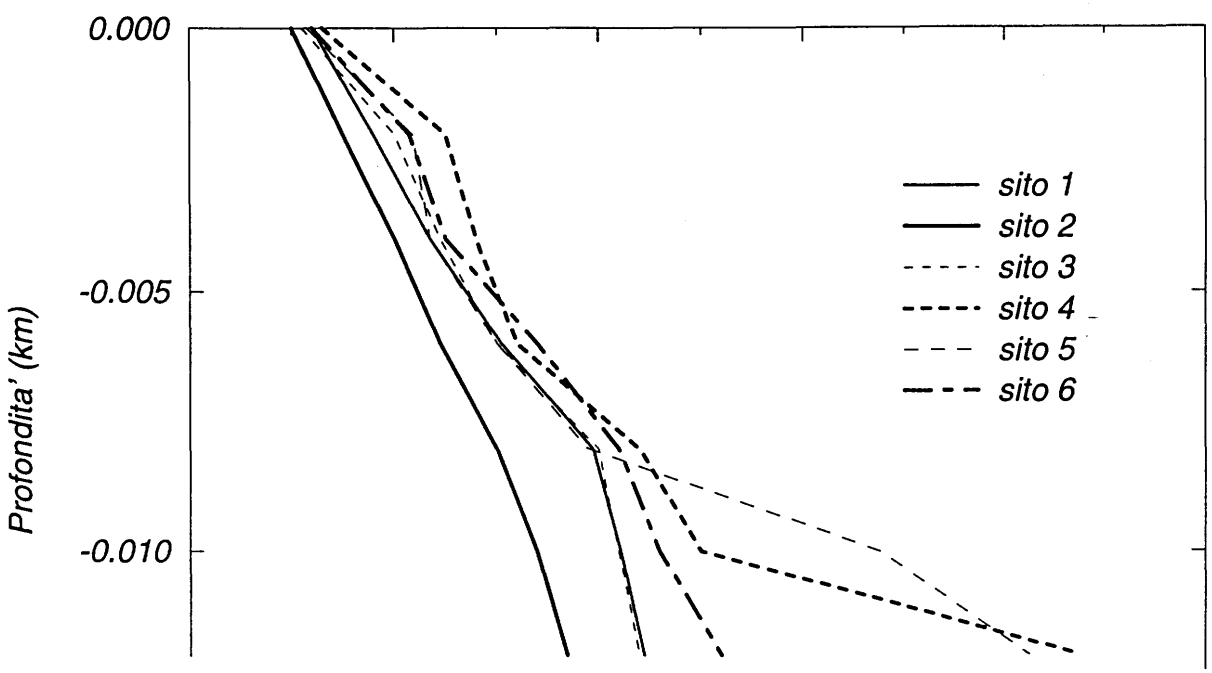


Fig. 10.2 - Misure di velocitá delle onde di taglio dedotte dall'analisi SASW per 6 siti in localitá San Giuseppe Vesuviano (da Nunziata e Mele, 1994).

La successione litostratigrafica del sito n.5 é caratterizzata dalle seguenti unitá: 2m di suolo agrario e lapilli pomiceo-scoriacei, 4m di accumuli di colate di fango costituiti da cineriti fini e grossolane, 8m di accumuli da flusso piroclastico, 6m di accumuli di colate di fango (Nunziata e Mele, 1994).

10.3 Determinazione della dispersione con il metodo FTAN

La tecnica applicata ai segnali di Fig. 10.1b,d é l'analisi bidimensionale tempo-frequenza (FTAN), descritta nel cap. 3. Le analisi sono effettuate sulla stazione singola, determinando, le curve di dispersione della velocitá di gruppo e della velocitá di fase. Le velocitá di fase che saranno considerate poi nell'inversione si riferiscono a misure differenziali tra le due stazioni utilizzate per rimuovere l'effetto della fase iniziale della sorgente, che nel caso considerato, é indipendente dalla frequenza. I diagrammi tempo-frequenza per i segnali a 32m e a 64m sono visibili in Fig. (10.3a,b). In Fig. 10.4a,b sono rappresentati i diagrammi per i segnali coniugati. La metodologia implica l'acquisizione con geofoni fissi e battute a destra e sinistra dello stendimento come abbiamo visto nel capitolo 6. L'analisi dei diagrammi per le quattro registrazioni fornisce una prima indicazione della presenza o meno di inomogeneitá laterali. Inoltre in questo modo vengono analizzati tutti i segnali utilizzati per il calcolo della funzione di coerenza.

Le mappe FTAN sono ottenute dopo aver corretto i segnali per l'effetto strumentale e per il sistema di acquisizione, e dopo un filtraggio passa banda nell'intervallo 5-50 Hz.

Nei diagrammi delle Figg. 10.3 e 10.4 sono evidenti due massimi per velocitá di gruppo di 0.110 km/s e 0.200 km/s. Esaminando in dettaglio i diagrammi di Fig. 10.3, vediamo un massimo ben definito e ben correlato nelle due mappe attorno alle velocitá di gruppo comprese tra 0.100 km/s e 0.130 km/s (Fig. 10.5 e Fig. 10.6). Per eliminare il massimo nella zona caratterizzata da velocitá di gruppo di 0.200 km/s, piú accentuato nel diagramma FTAN dei segnali a 64 m, viene impiegato un "floating point filtering" che sfrutta l'equalizzazione di fase (vedi cap. 3).

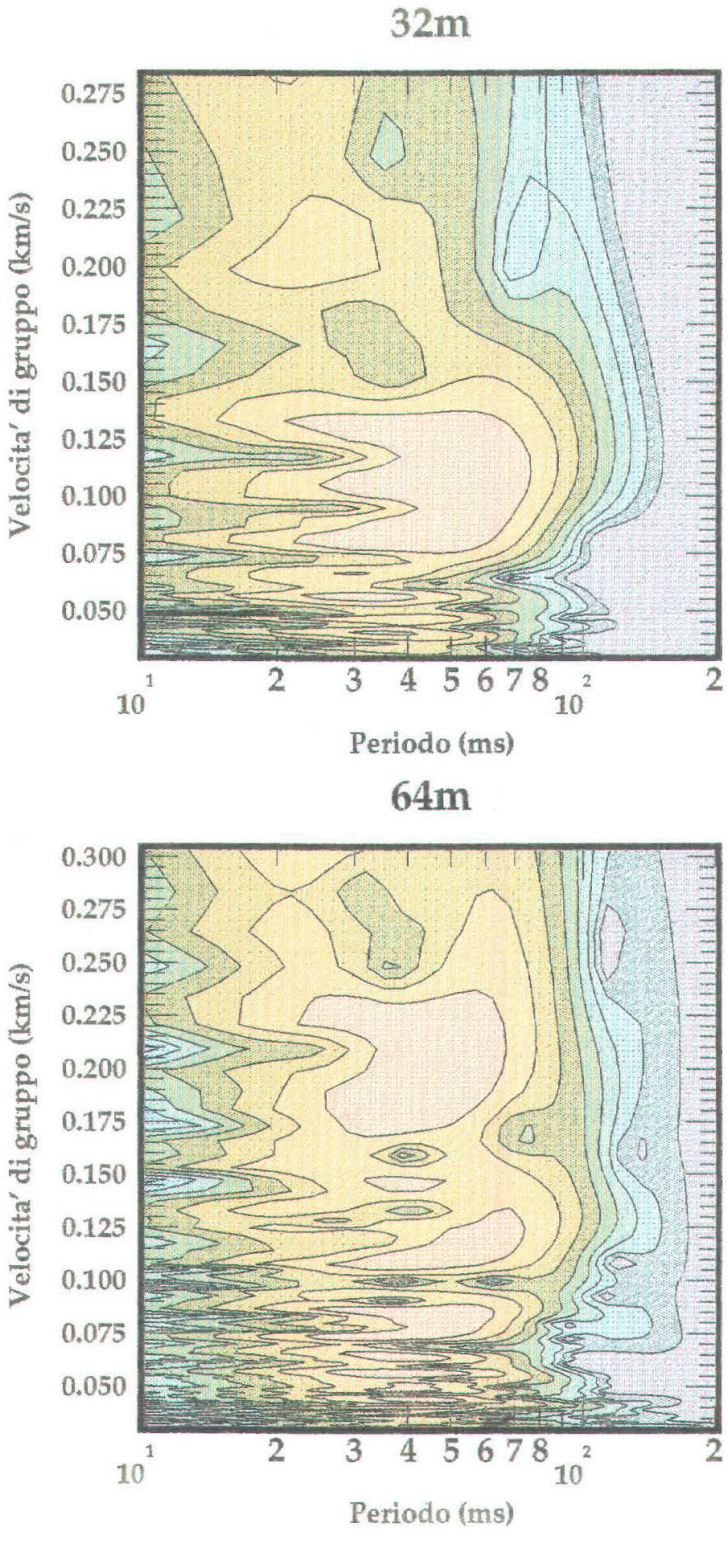


Fig. 10.3 - a) diagramma FTAN (Frequency-Time ANalysis) per il segnale di Fig. (10.1b), b) diagramma FTAN (Frequency-Time ANalysis) per il segnale di Fig. (10.1d).

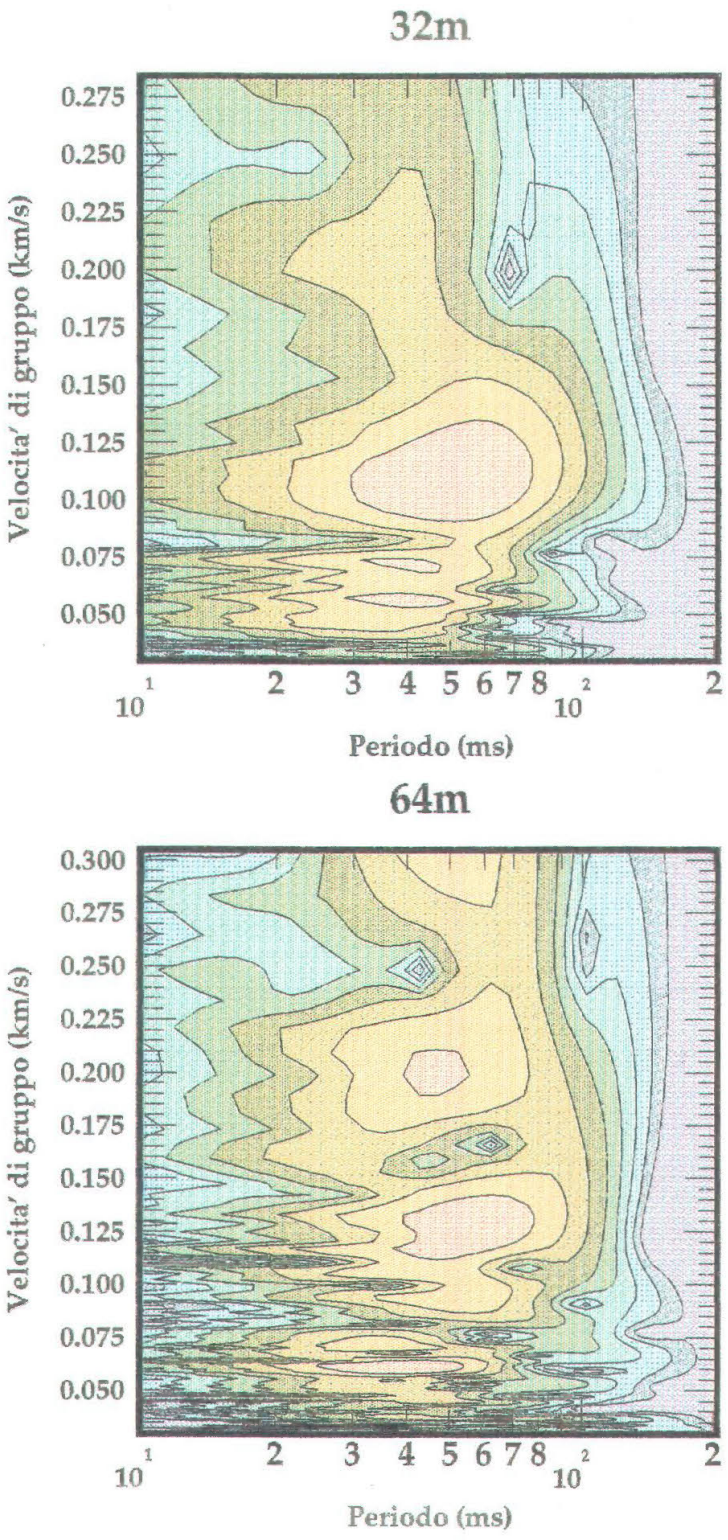


Fig. 10.4 - Diagrammi FTAN (Frequency-Time ANalysis) per i segnali coniugati di quelli mostrati in Fig. 10.1

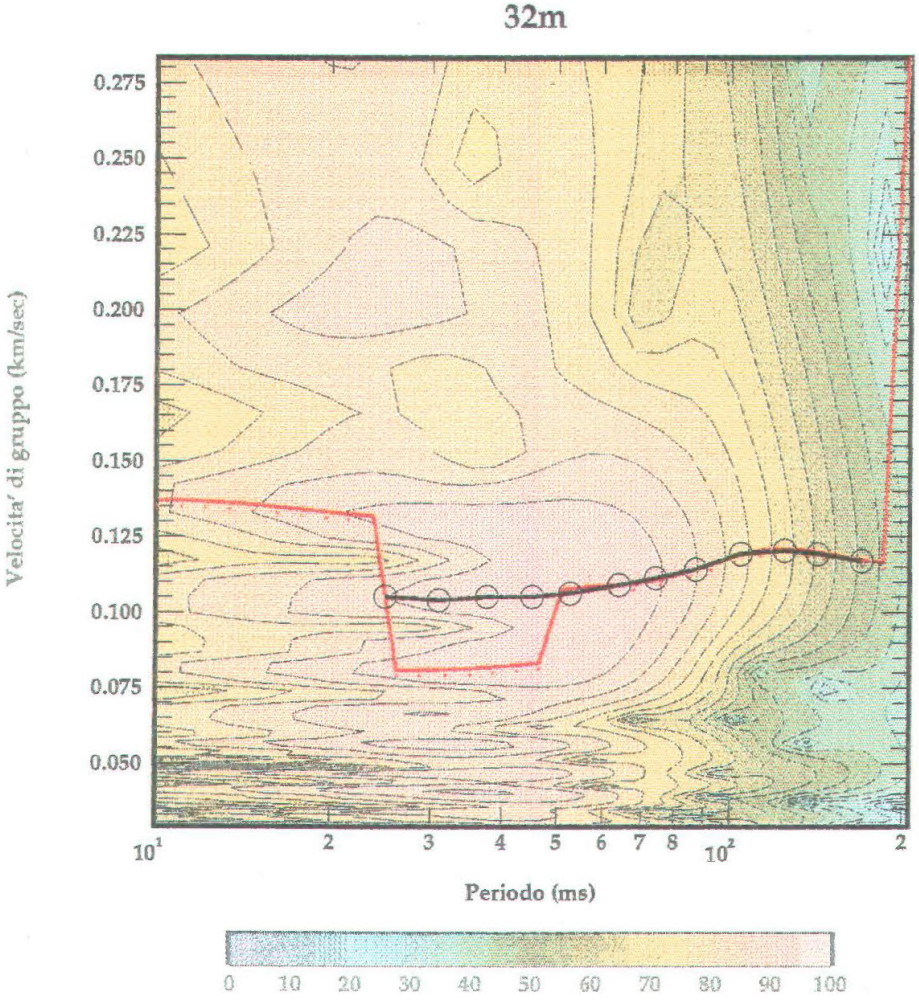


Fig. 10.5 - Diagramma FTAN (Frequency-Time ANalysis) per il segnale di Fig. (10.1b). La linea rossa segue i massimi assoluti, la linea nera cerchiata segue l'individuazione dei massimi del modo fondamentale.

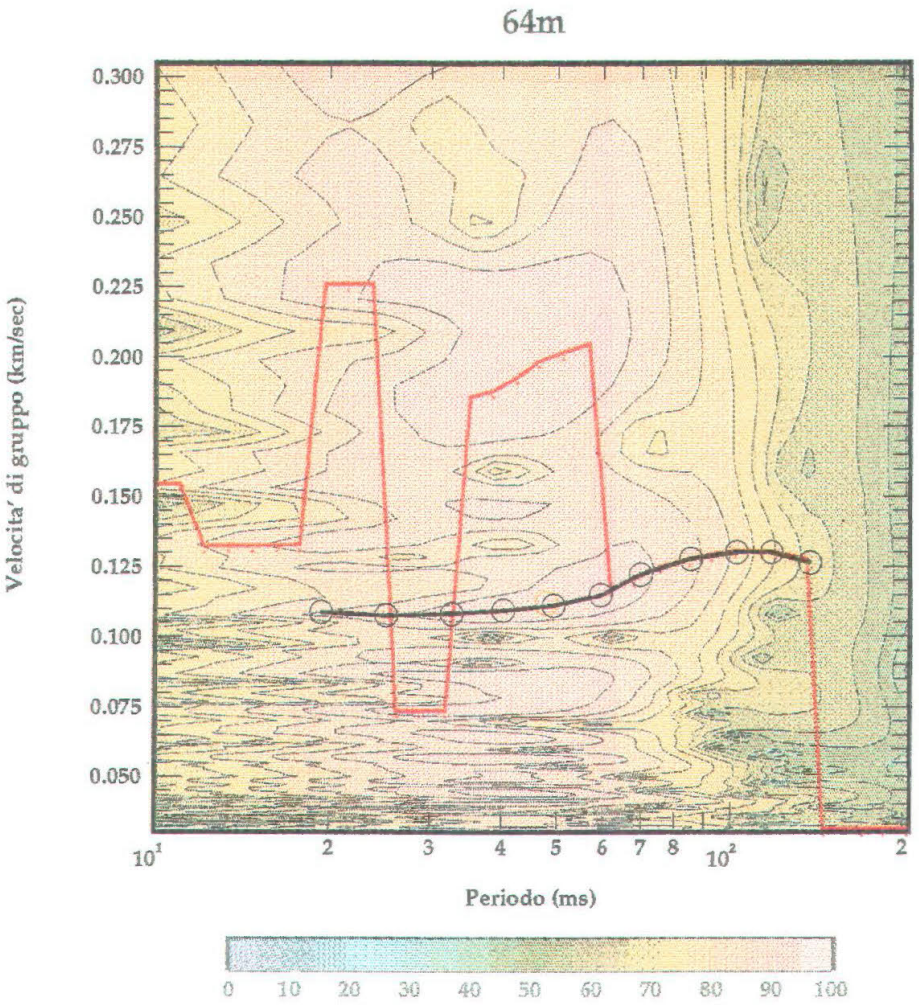


Fig. 10.6 - Diagramma FTAN (Frequency-Time ANalysis) per il segnale di Fig. (10.1d). La linea rossa segue i massimi assoluti, la linea nera cerchiata segue l'individuazione dei massimi del modo fondamentale.

Le curve di dispersione della velocitá di gruppo ottenute dopo quest'ultima operazione, sono rappresentate in Fig. (10.7). I segnali originali e quelli isolati mediante il filtraggio sono rappresentati, rispettivamente per i segnali diretti e quelli coniugati nelle Figg. 10.8 e 10.9. La massima discrepanza tra le misure della velocitá di gruppo é di 10 m/s.

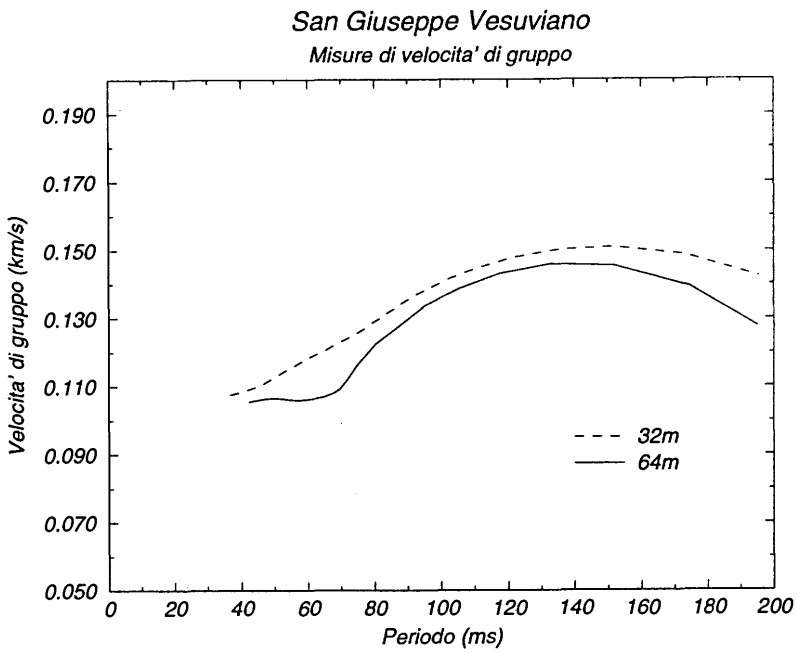


Fig. 10.7 - Curve di dispersione della velocitá di gruppo del modo fondamentale delle onde di Rayleigh per i segnali a 32m e 64m.

A questo punto, vedi Fig. (10.10), possono essere determinate le velocitá di fase. In questo caso, in considerazione dell'osservazione dell'andamento della curva di dispersione della velocitá di gruppo, é stata scelta nell'inversione la curva, derivata dalle misure differenziali, con velocitá piú alta.

Successivamente, per il massimo con velocitá di gruppo attorno a 0.200 km/s abbiamo utilizzato la stessa tecnica (Fig. 10.11). Il segnale originale e quello isolato sono rappresentati in Fig. 10.12. La ripetizione delle misure di dispersione su piú tracce per questo

segnale non ha evidenziato la stessa coerenza riscontrata per il segnale con velocitá di gruppo minori.

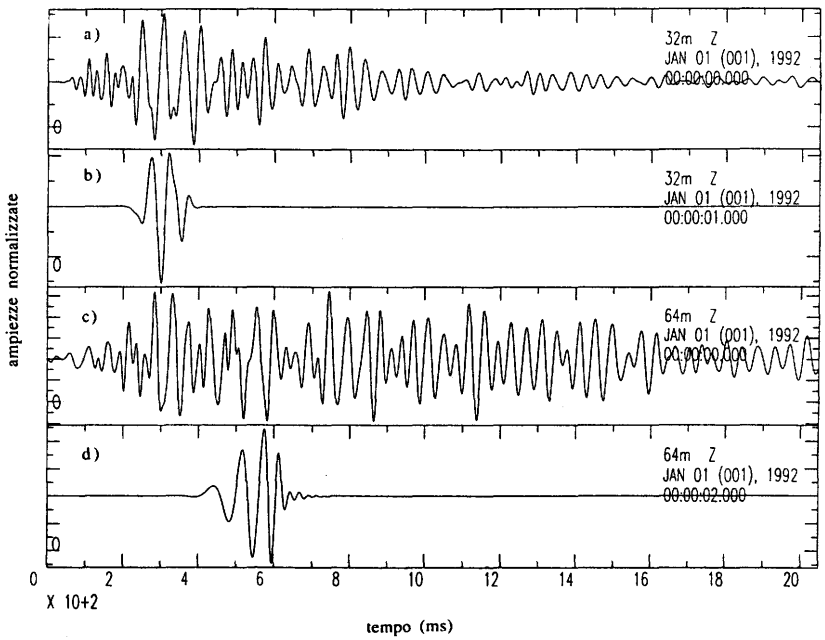


Fig. 10.8 - a) Segnale originale a 32m e b) solo modo fondamentale, c) segnale originale a 64m e d) solo modo fondamentale filtrato.

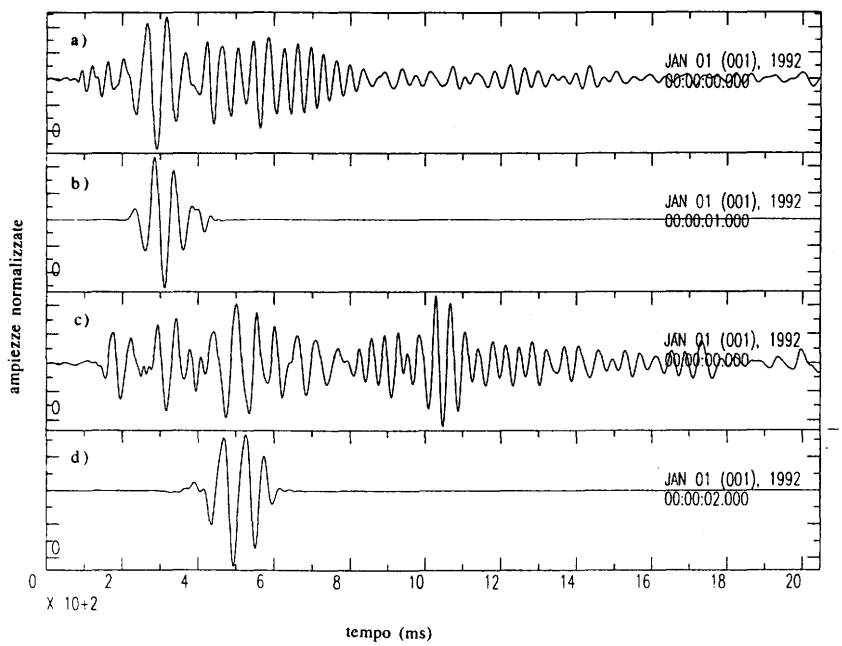


Fig. 10.9 - a) Segnale coniugato a 32m e b) solo modo fondamentale filtrato, c) segnale coniugato a 64m e d) solo modo fondamentale filtrato.

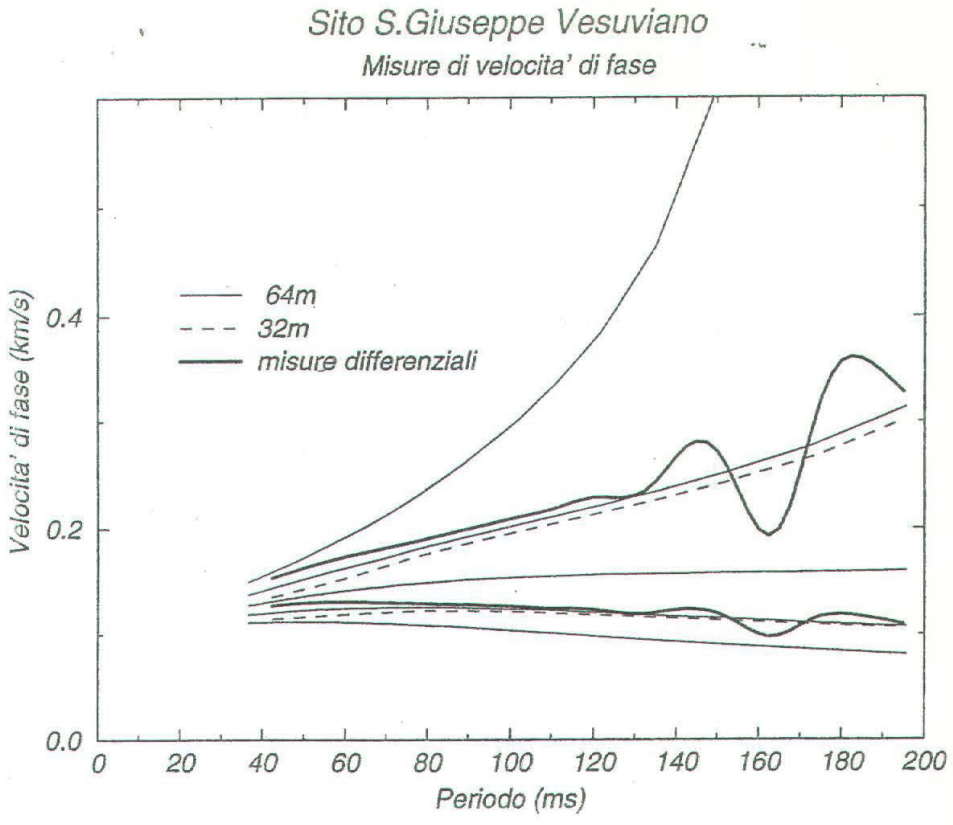


Fig. 10.10 - Curve di velocitá di fase ottenute con il metodo della stazione singola per due segnali e misure differenziali di velocitá di fase. La curva scelta ha velocitá di fase prossime a 0.200 km/s attorno al periodo di 100 ms.

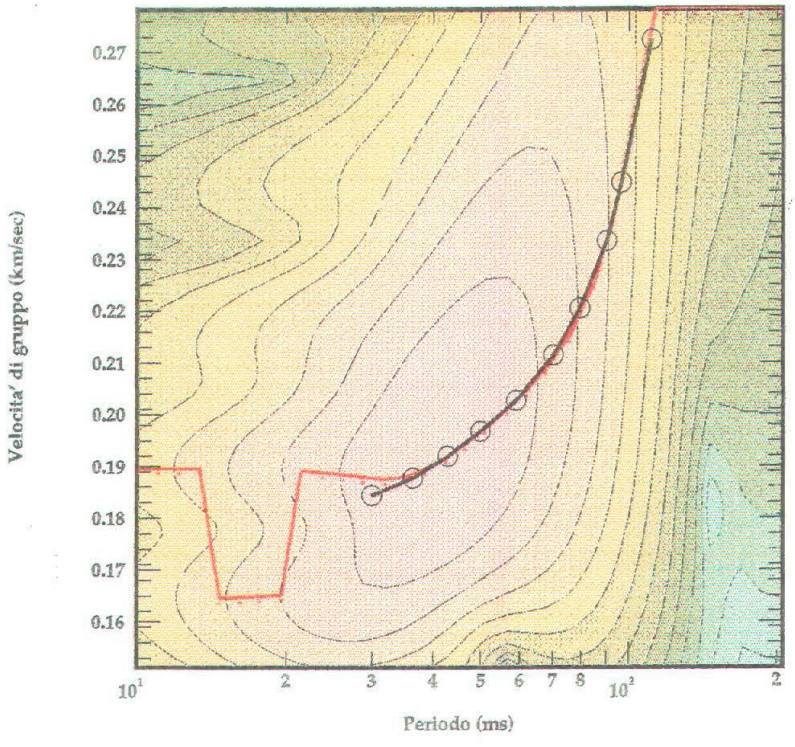


Fig. 10.11 - Diagramma FTAN (Frequency-Time ANalysis) per il segnale di Fig. (10.1d) centrato sulle velocitá di gruppo del primo modo superiore. La linea rossa segue i massimi assoluti, la linea nera cerchiata segue l'individuazione dei massimi del modo superiore.

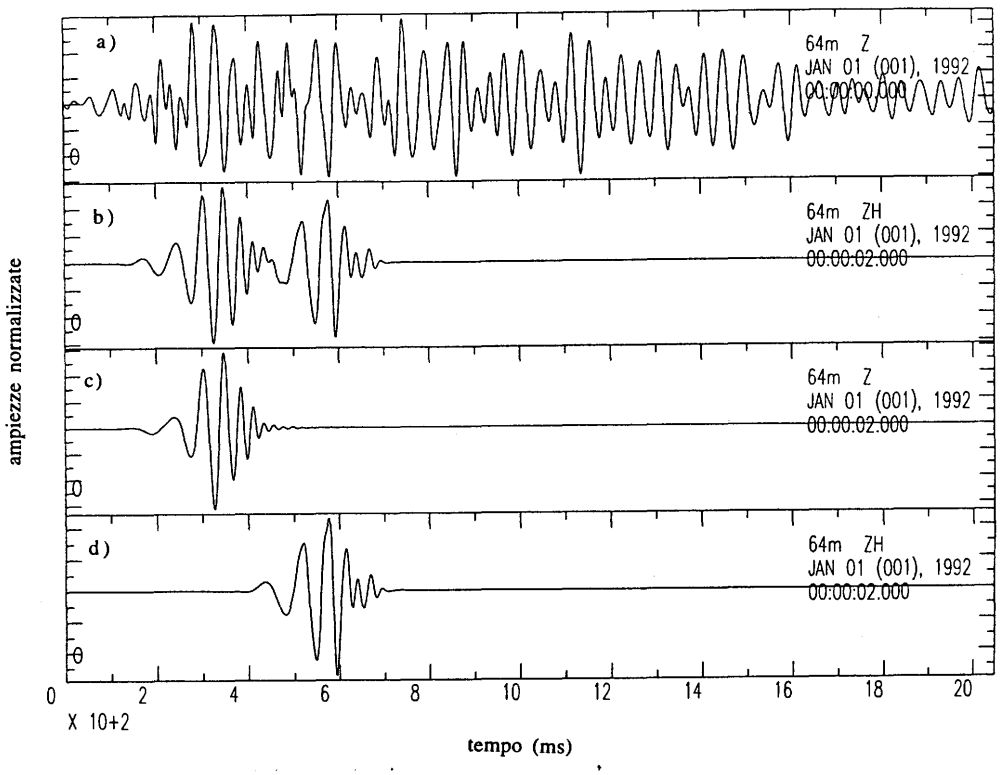


Fig. 10.12 a) Segnale diretto a 64m (Fig, 10.1d), b) primo modo superiore e fondamentale separati, c) primo modo superiore separato e d) modo fondamentale separato.

10.4 Inversione

Le curve di velocitá di gruppo e fase in funzione della frequenza sono utilizzate per ricavare la distribuzione della velocitá delle onde S in profonditá mediante l'inversione non lineare illustrata nel cap. 5. I valori osservati si riferiscono nel nostro caso alla velocitá di gruppo e alla velocitá di fase differenziale del modo fondamentale delle onde di Rayleigh nell'intervallo in frequenza compreso tra 5Hz e 30Hz. Il modello strutturale non conosciuto, nei primi 20m, viene sostituito da un set di parametri (velocitá delle onde S) e la determinazione del modello si riduce alla determinazione dei valori numerici di questi parametri. La definizione del modello iniziale in una serie di strati orizzontali deve considerare la penetrazione massima e minima del modo fondamentale. Le

velocitá e le lunghezze d'onda che caratterizzano il segnale consentono una penetrazione minima e massima rispettivamente di 2m e di 16m. Nella formulazione del modello incide anche la colonna litostratigrafica che abbiamo descritto nel par. 10.2.

In Tab. 10.I vengono indicati i possibili limiti all'interno dei quali il modello puó esistere e vengono scelte le diverse strutture generate dalla variazione dei parametri entro detti limiti. L' insieme dei modelli per i quali queste differenze sono comprese entro gli errori di misura (vedi Tab. 10.II) costituisce la soluzione del problema (Fig. 10.13).

Tab. 10.I - Parametri utilizzati nell'inversione: P1, P2, P3, P4 e P5 si riferiscono alla velocitá di taglio dei primi cinque strati del modello di partenza. Nella tabella sono evidenziati il minimo ed il massimo valore possibile per ciascun parametro ed il passo di variazione.

Parametro	Minimo (km/s)	Massimo (km/s)	Passo (km/s)
P1	.070	.161	.010
P2	.109	.231	.010
P3	.119	.311	.020
P4	.149	.311	.020
P5	.189	.531	.020

Tab. 10.II - Misure di velocitá di fase e gruppo ed errore sui punti osservati utilizzati nell'inversione del modo fondamentale.

Frequenza (Hz)	c (km/s)	U (km/s)	Errore (km/s)
5.55	.285	.141	.020
7.14	.235	.147	.018
10.00	.200	.137	.016
12.5	.182	.126	.013
16.66	.162	.115	.008
25.00	.140	.107	.004
30.00	.138	.102	.003

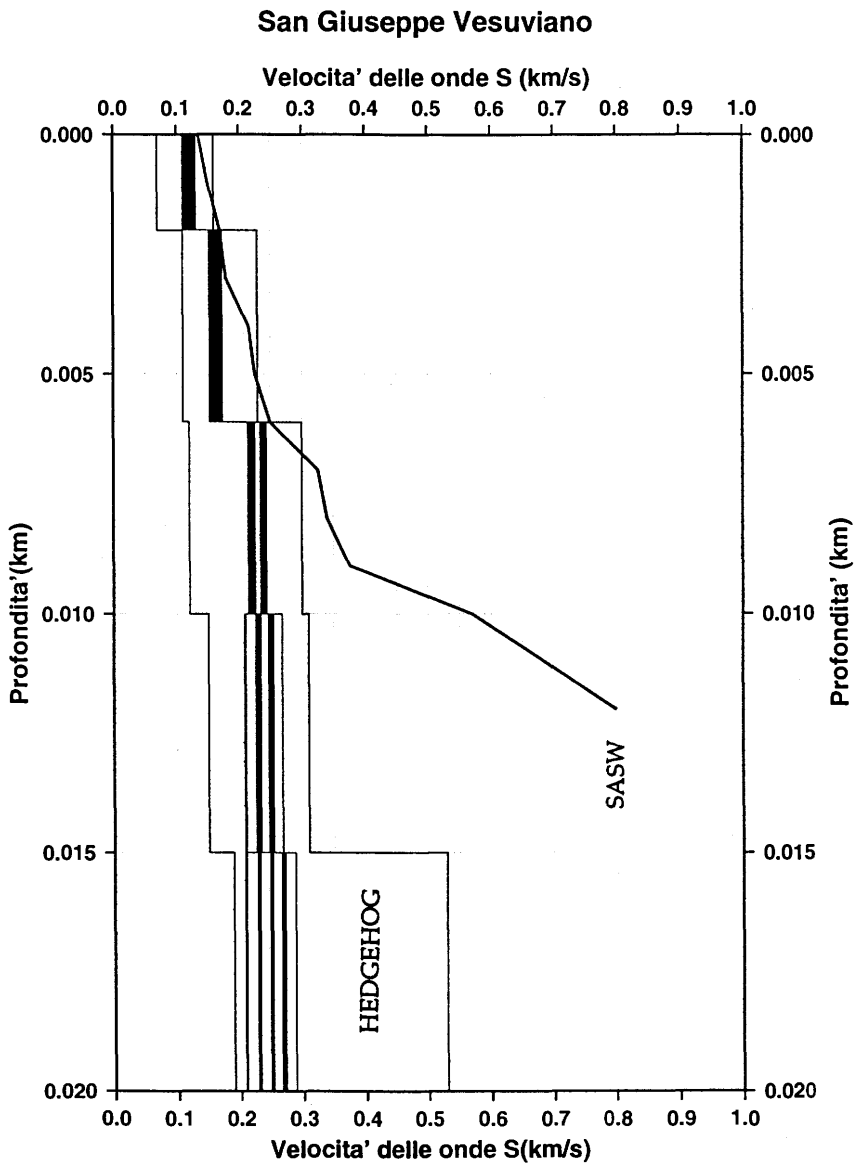


Fig. 10.13 - Risultati dell'inversione non-lineare (Hedgehog method) della velocitá di gruppo e della velocitá di fase differenziale del modo fondamentale (Hedgehog method) rapportati al risultato ottenuto attraverso la tecnica SASW (linea in neretto). Lo spazio delle soluzioni esplorato variando i parametri della velocitá delle onde di taglio é delimitato dalle linee nere continue.

Nella Fig. 10.13 possiamo vedere come il profilo di velocitá ottenuto sia diverso da quello dedotto da Nunziata e Mele (1994), che hanno impiegato la tecnica SASW. Questo potrebbe essere dovuto alla mancanza di un controllo selettivo sul segnale. La conseguenza é una determinazione errata delle velocitá del modo fondamentale. Probabilmente, Nunziata e Mele (1994) considerano come modo fondamentale il segnale piú veloce tra i due massimi evidenziati (velocitá di gruppo vicina a 0.200 km/s) . Per verificare questo fatto

abbiamo calcolato delle curve teoriche (vedi cap. 2) per la velocitá di gruppo del modo fondamentale e dei primi modi superiori utilizzando uno dei modelli ottenuti dall'inversione non lineare (Fig. 10.14) e abbiamo sovrapposto i massimi osservati. Come possiamo vedere dalla Fig. 10.14 il primo modo superiore calcolato corrisponde al secondo massimo con caratteristiche di velocitá di gruppo piú elevate.

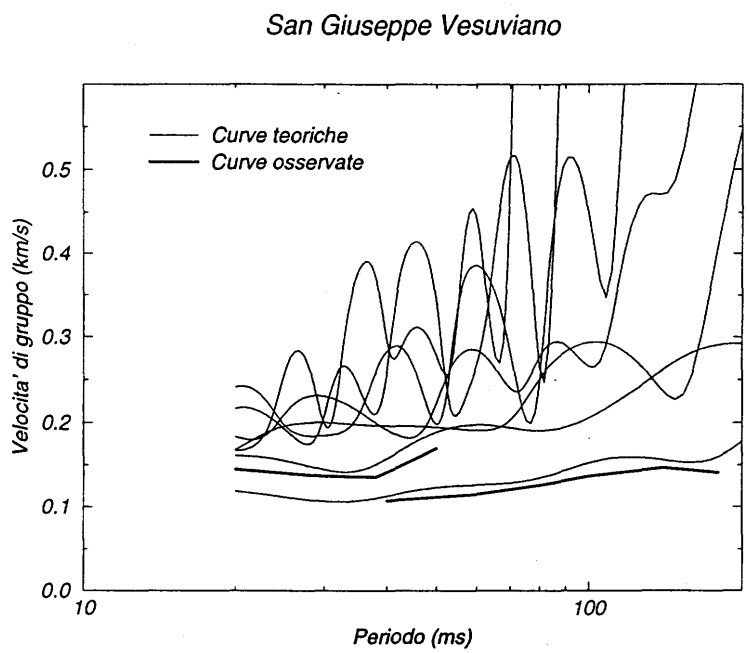


Fig. 10.14 - Confronto tra le curve di velocitá di gruppo teoriche, calcolate per uno dei modelli soluzione dell'inversione e le curve osservate nei diagrammi FTAN.

Abbiamo quindi invertito (Tab. 10.III) questa curva considerandola come curva del modo fondamentale (Tab. 10.IV), scegliendo come modello di partenza nell'inversione il profilo di velocitá ottenuto con il metodo SASW. Le soluzioni di questa inversione sono evidenziate in Fig. 10.15. I profili nel caso di questa seconda inversione tendono a convergere verso una soluzione simile.

Tab. 10.III - Parametri utilizzati nell'inversione: P1, P2, P3, P4 e P5 si riferiscono alla velocitá di taglio dei primi cinque strati del modello di partenza. Nella tabella sono evidenziati il minimo ed il massimo valore possibile per ciascun parametro ed il passo di variazione.

Parametro	Minimo (km/s)	Massimo (km/s)	Passo (km/s)
P1	.070	.171	.010
P2	.139	.351	.010
P3	.209	.481	.020
P4	.349	.601	.020
P5	.449	.901	.050

Tab. 10.IV - Misure di velocitá di gruppo ed errore sui punti osservati utilizzati nell'inversione del primo modo superiore. in questo caso il modello di partenza é rappresentato dal modello di velocitá dedotto dall'analisi spettrale della funzione di coerenza.

Frequenza (Hz)	U (km/s)	Errore (km/s)
10.0	.300	.015
12.2	.245	.009
16.6	.213	.007
20.0	.200	.009
25.0	.185	.007
30.0	.175	.006

I sismogrammi sintetici per il modo fondamentale ed il primo modo superiore per uno dei modelli soluzione sono rappresentati in Fig. 10.16. La forma d'onda del modo fondamentale e del primo modo superiore risultano ben riprodotte, anche se il primo modo superiore sintetico risulta leggermente piú lento dell'osservato. Il diverso rapporto in ampiezza tra il modo fondamentale ed il primo modo superiore indica chiaramente che il fattore di qualitá Q scelto nel calcolo dei sintetici (Q = 15) per i 20 m di struttura considerata, deve essere diversificato con la profonditá. In Fig. 10.17 possiamo vedere il risultato dei calcoli del modo fondamentale e del primo modo superiore considerando un Q = 15, nei primi 10 m, ed un Q = 300, nella parte sottostante del modello. Il sismogramma calcolato risulta molto simile a quelli diretto e coniugato osservati. Non é

cosí invece per il modello di velocitá delle onde di taglio dedotto dall'analisi SASW (Fig. 10.18), si puó notare abbastanza chiaramente come le forme d'onda del modo fondamentale e del primo modo superiore assumano tempi di arrivo nettamente piú veloci rispetto a quelli osservati.

In conclusione in Fig. 10.19 osserviamo uno dei sismogrammi osservati sovrapposto ad un sismogramma sintetico completo calcolato per una delle soluzioni del processo di inversione.

10.5 Discussione

Le misure in situ della distribuzione della velocitá delle onde di taglio ottenute mediante la tecnica SASW sono in disaccordo con le misure ottenute attraverso l'utilizzo delle tecniche applicate in campo sismologico per quanto riguarda il sito n.5 in localitá San Giuseppe Vesuviano. Le discrepanze sono notevoli soprattutto in profonditá. La nostra inversione e i sondaggi meccanici non rilevano la presenza di un basamento con caratteristiche litoidi (V_S = 700 m/s) mentre la metodologia SASW evidenzia tale velocitá alla profonditá di 12m circa. La mancanza di un controllo nel metodo di selezione della parte di segnale dove viene calcolata la funzione di coerenza é causa di un'erronea interpretazione del profilo di velocitá. Questo comporta ovviamente un risultato molto diverso nella definizione della distribuzione della velocitá di taglio in profonditá. L'analisi bidimensionale tempo-frequenza permette invece il controllo e la selezione del segnale e quindi risulta molto piú affidabile nell'osservazione delle curve di dispersione. Le prove sintetiche considerando i modelli derivati dalle due tecniche hanno ulteriormente confermato la buona corrispondenza del profilo di velocitá delle onde di taglio da noi definito. In conclusione il risultato ottenuto per il profilo di velocitá delle onde S sembra essere in accordo con le osservazioni SASW effettuate nei siti n. 1, 2, 3 e 6 (Fig. 10.2).

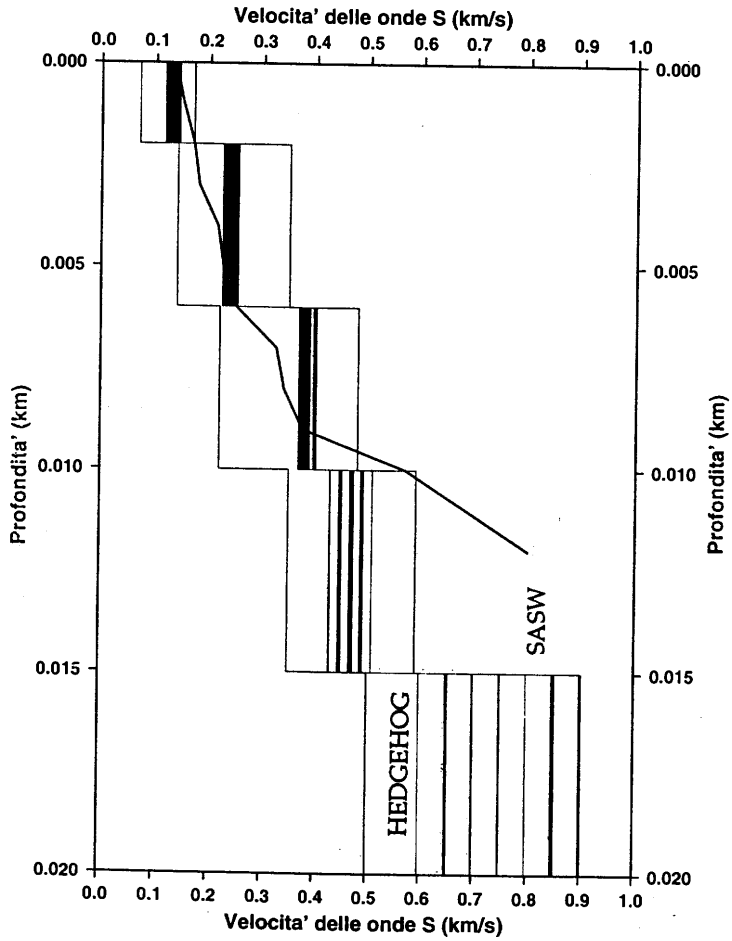


Fig. 10.15 - Risultati dell'inversione non-lineare (Hedgehog method) della velocitá di gruppo del primo modo superiore rapportati al risultato ottenuto mediante tecnica SASW (linea in neretto). Lo spazio esplorato variando i parametri della velocitá delle onde di taglio é delimitato dalle linee nere continue.

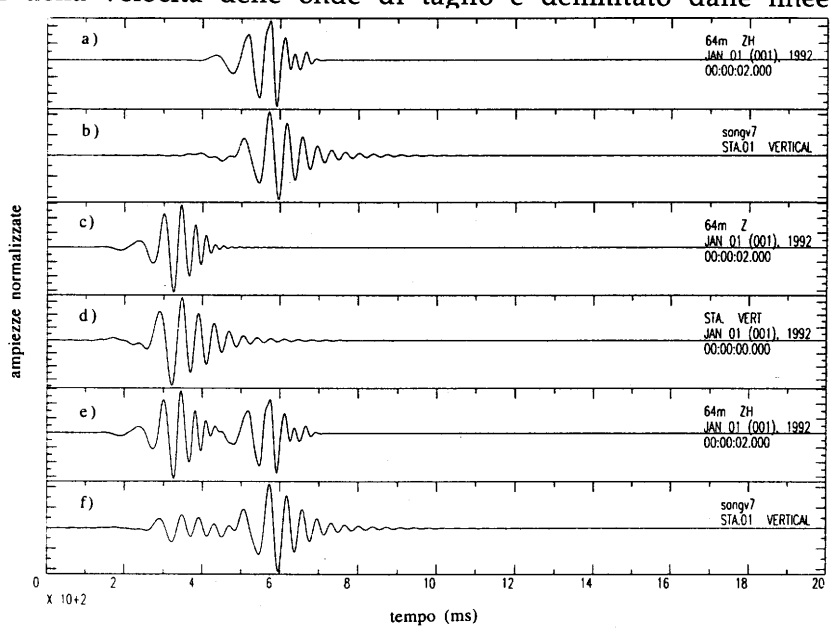


Fig. 10.16 - a) Modo fondamentale separato mediante tecnica FTAN, b) fondamentale sintetico calcolato a 64m, c) primo modo superiore separato mediante tecnica FTAN, d) primo modo superiore calcolato per una delle soluzioni dell'inversione, e) somma del primo modo e del fondamentale separati e f) primo modo e fondamentale calcolati utilizzando Q = 15 per l'intero modello.

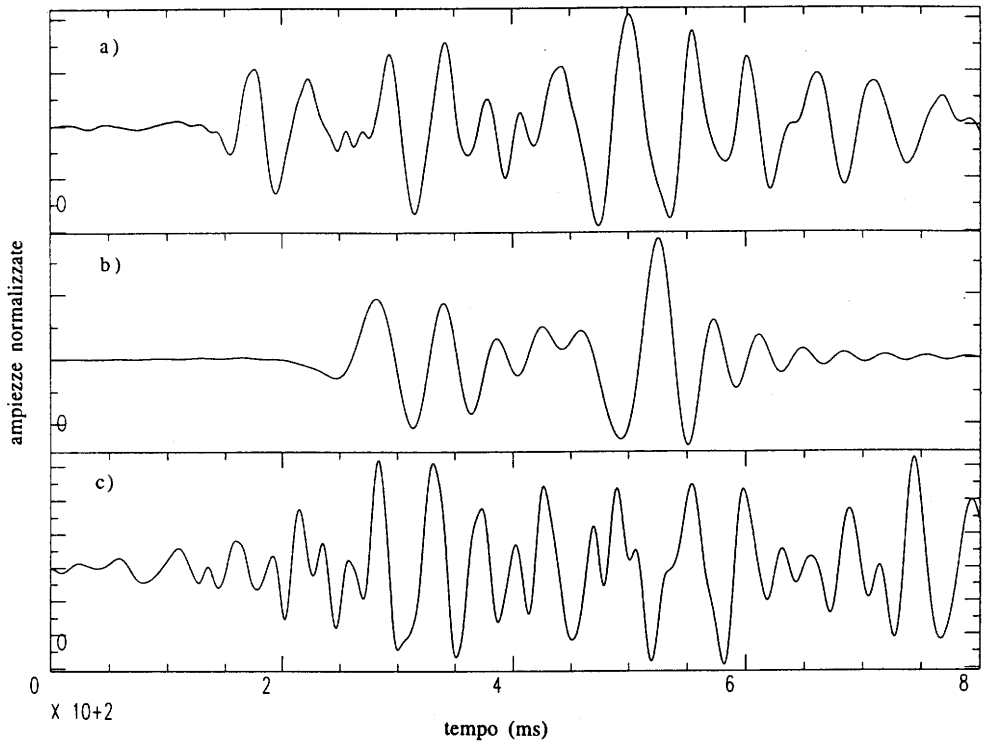


Fig. 10.17 - a) Sismogramma osservato diretto a 64m, b) sismogramma calcolato con valori di Q = 15 nei primi 10 m e Q = 300 al di sotto, c) sismogramma osservato coniugato.

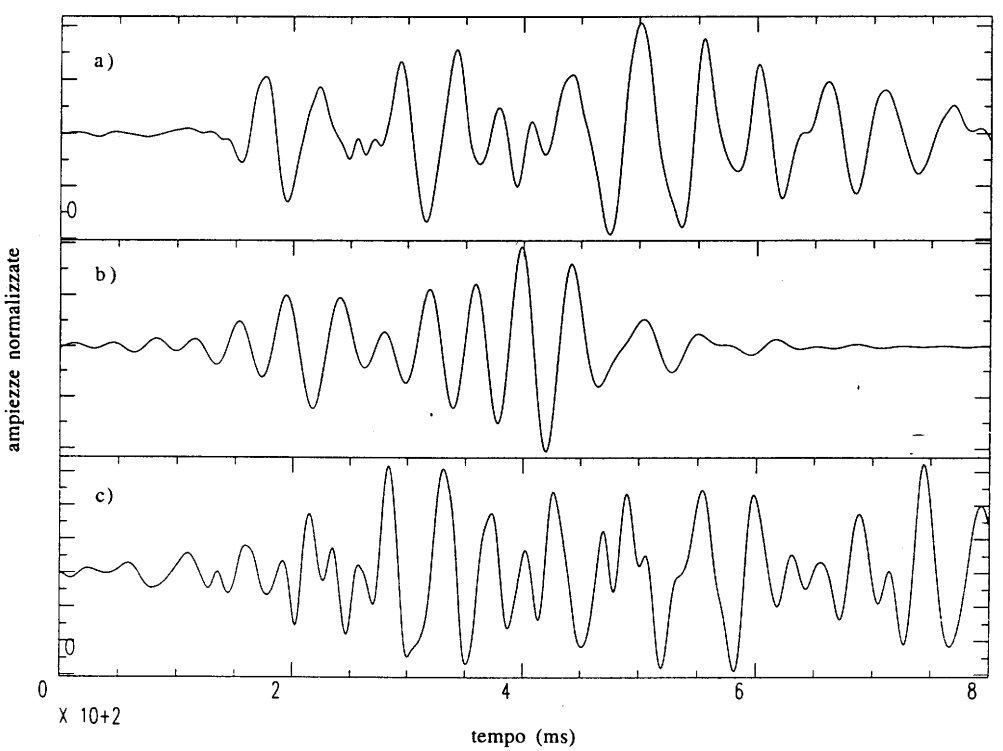


Fig. 10.18 - a) Sismogramma osservato diretto a 64m, b) sismogramma calcolato utilizzando il profilo di velocitá determinato secondo la tecnica SASW (i valori di Q sono identici a quelli descritti nella Fig. 10.17), c) sismogramma osservato coniugato.

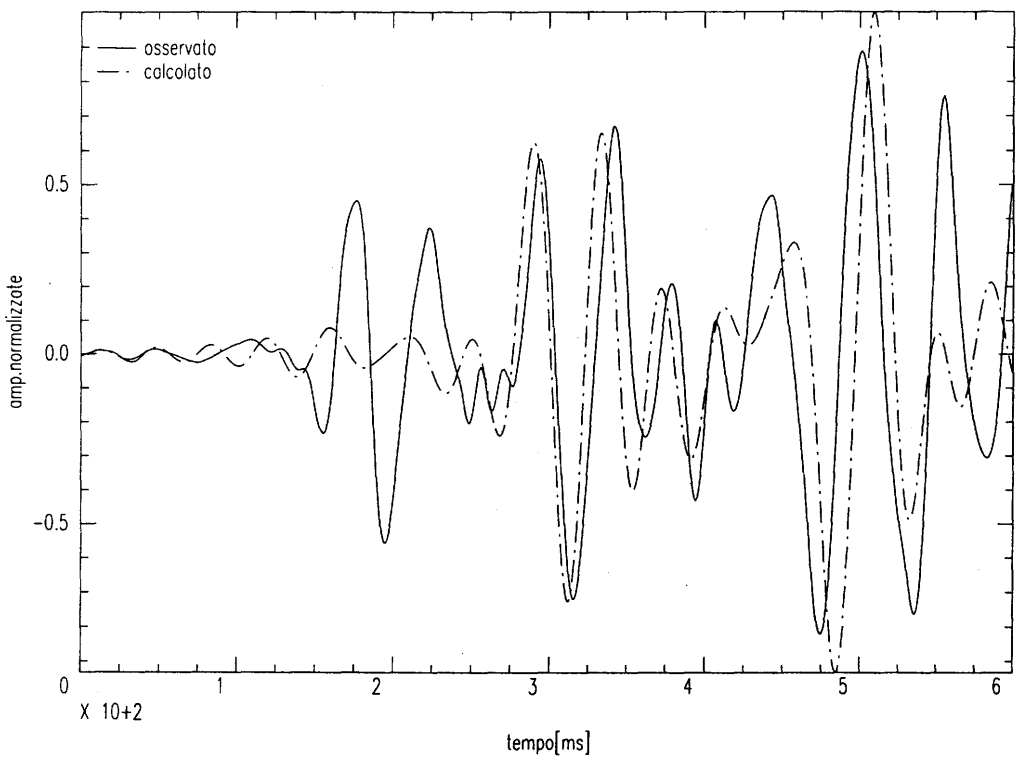


Fig. 10.19 - Sismogramma osservato diretto a 64m sovrapposto ad un sismogramma completo calcolato utilizzando una delle soluzioni del processo di inversione. I valori di attenuazione sono identici a quelli descritti per la Fig. 10.17.

11. Conclusioni

La velocitá delle onde S e le variazioni di questa rispetto alla deformazione di taglio associata sono essenziali nella definizione del comportamento non lineare del suolo durante i terremoti. L'elemento chiave, che caratterizza tale comportamento, é la misura della velocitá delle onde S, in situ, per piccole deformazioni, in genere, deformazioni di taglio minori dello 0.001%. La sismica che sfrutta le tecniche "cross-hole" e "down-hole" viene impiegata per questo scopo, anche se tali prove sono in genere sotto utilizzate a causa dei costi, dei tempi e del personale necessari.

Una tecnica innovativa per le misure in situ delle velocitá delle onde di taglio dei terreni viene proposta in questo lavoro. Il metodo si basa sull'analisi e l'inversione delle curve di dispersione delle onde superficiali, é rapido nei tempi di calcolo, non-distruttivo ed economicamente vantaggioso, poiche' non necessita di costose perforazioni. L'ampia flessibilitá nell'applicazione delle metodologie impiegate viene comprovata dai risultati ottenuti, sia nella prospezione per l'esplorazione petrolifera, sia in quella a carattere geotecnico. Il metodo e' stato sperimentato con successo su sismogrammi sintetici completi fino a frequenze tipiche della sismica a riflessione. Il calcolo delle serie temporali viene usato, oltre che come valido controllo quantitativo dei risultati, anche come metodologia per ricavare una indicazione sulle caratteristiche anelastiche superficiali. I risultati ottenuti nella modellazione di tutti gli aspetti presenti nei segnali osservati, in termini di fasi, forma degli inviluppi e decadimento delle ampiezze spettrali in rapporto alle distanze, hanno permesso di riprodurre anche il segnale dovuto alle onde compressionali. Questo fatto costituisce una verifica indipendente in quanto tali forme d'onda non vengono invertite.

Altri aspetti innovativi sono costituiti dall'impiego di metodologie mai sperimentate prima per segnali con lunghezze d'onda comprese tra 1m e 100m. La tecnica FTAN (Frequency-time analysis) e i tipi di filtraggio connessi, come l'equalizzazione di fase permettono una selezione accurata del segnale coerente,

evitando in certi casi il disturbo dovuto ad altre fasi che occupano lo stesso intervallo nel tempo. Questa tecnica, in alcuni casi, si dimostra efficace nel separare le velocitá di gruppo dei modi superiori. Abbiamo anche evidenziato come la trasformata f-k (frequenza e numero d'onda), nel caso di acquisizioni appositamente studiate, riesca a separare i modi di propagazione superiori e a fornire le curve di velocitá di fase in funzione della frequenza. Molte volte, la penetrazione del modo fondamentale é limitata ai primi metri superficiali, per questa ragione, risulta necessaria l'osservazione dei modi superiori che garantiscono una inversione con una risoluzione della velocitá delle onde di taglio a profonditá maggiori.

É importante sottolineare che le curve di dispersione delle onde superficiali sono invertite utilizzando una procedura non lineare in grado di verificare un numero elevato di modelli che possono essere consistenti con le osservazioni, costituite in genere non solo dal modo fondamentale ma anche dai modi superiori. L'inversione simultanea di tre o piu' modi di propagazione (curve di dispersione della velocita' di fase) rappresenta a questo proposito una delle novita' della metodologia impiegata e permette una buona risoluzione dei parametri indagati anche a profonditá relativamente grandi.

Le applicazioni e in generale le tecniche descritte offrono criteri quantitativi per l'ottimizzazione dell'acquisizione per la sismica di esplorazione, riducendone i costi. Le tecniche studiate possono essere utilizzate per definire metodi di filtraggio che sfruttano le proprietá di dispersione e di polarizzazione del segnale coerente, semplificando l'acquisizione adottata per ovviare al fenomeno del "ground roll". Inoltre la conoscenza dettagliata della velocita' delle onde di taglio nell'aerato consente una correzione precisa delle statiche nella sismica a riflessione con onde S.

In campo geotecnico tali conoscenze si rivelano fondamentali per l'individuazione della particolare tipologia litologica. Il rapporto Vp/Vs e il fattore di attenuazione sono sufficenti non solo per caratterizzare il materiale ma anche per stimare altre caratteristiche fisiche come la permeabilita' e la porosita'.

In campo sismologico, in particolare negli studi di microzonazione sismica, le informazioni ricavate dalle tecniche descritte possono essere impiegate nella modellazione bidimensionale degli effetti di sito. Inoltre il metodo puo' fornire utili indicazioni sulla correzione per gli effetti di sito in prossimita' di stazioni accelerometriche localizzate sui sedimenti.

Riferimenti bibliografici

Abbiss C.P., 1981. Shear wave measurements of the elasticity of the ground. Geotecnique, 31(1), 91-104.

Al-Husseini M.I., Glover J.B. e Barley B.J., 1981. Dispersion patterns of the ground roll in eastern Saudi Arabia. Geophysics, vol.46, pp. 121-147.

Aki K. e Richards P.G., 1980. Quantitative Seismology. W.H. Freeman and Co, San Francisco, vol. 1 e 2.

Aki K. and Tsai Y.B., 1972. Mechanism of Love Wave excitation by explosive sources. J. Geophys. Res., 77, 1452-1475.

Backus G. e Gilbert J.F., 1968. The resolving power of gross earth data. Geophys. J., vol. 16, pp. 169-205.

Backus G. e Gilbert J.F., 1970. Uniqueness in the inversion of inaccurate gross earth data. Philos. Trans. R. Soc., Lond., Ser.A, vol.266, pp. 123-192.

Badri M. e Mooney H., 1987. Q measurements from compressional seismic waves in unconsolidated sediments, Geophysics, vol.52, n.6, 772-784.

Bard P.Y. e Bouchon M., 1980. The seismic response of sediment-filled valleys. Part 2. The case of incident P and SV waves. B.S.S.A., vol. 70, pp. 1921-1941.

Ben-Menahem A., 1961. Radiation of seismic surface-waves from finite moving sources. B.S.S.A., vol. 51, pp. 401-435.

Blair D.P. e Spathis A.T., 1984. Seismic source influence in pulse attenuation studies. Journal of Geophysical Research, vol. 89, n. 11, pp.9253-9258.

Boatwright J., 1994. Regional characteristics and source parameters of earthquakes in northeastern North America. B.S.S.A., vol.84, pp. 1-15.

Bracewell R. N., 1965. The Fourier transform and its applications. McGraw-Hill Book Co.

Cara M., 1973. Filtering of dispersed wave trains. Geophys. J. Roy. Astron. Soc., vol. 33, pp. 65-80.

Chiaruttini C., Costa G. e Panza G.F., 1985. Wave propagation in multilayered media: the effect of waveguides in oceanic and continental Earth models. J. Geophys., vol. 58, pp. 189-196.

Costa G., 1988. Tesi di dottorato di ricerca: "Sismosintesi multi-modale: sviluppo della teoria per la trattazione di strutture con una parte superficiale liquida stratificata e misura dell'attenuazione nell'area mediterranea.

Dainty A. M., 1981. A scattering model to explain seismic Q observations in the lithosphere between 1 30 Hz. Geophys. Res. Lett., vol. 8, pp. 1126-1128.

Dobrin M.B., 1951. Dispersion in seismic surface waves. Geophysics, vol. 16, pp. 63-80.

Dorman J. e Ewing M., 1962. Numerical inversion of surface wave dispersion data and crust-mantle structure in the New York-Pennsylvania area. J. Geophys. Res., vol. 67, pp. 5227-5241.

Doornenbael J.C. e Helbig K., 1983. High resolution reflection seismics on a tidal flat in the Dutch Delta - acquisition, processing and interpretation. First Break, pp.9-20.

Dowrick D. J., 1994. Earthquake resistant design. 2nd Edition, Jhon Wiley and Sons, Ltd.

Dziewonski A. M., Bloch S. e Landisman M., 1969. A tecnique for the analysis of transient seismic signals. B.S.S.A., vol. 59, pp. 427-444.

Dziewonski A. M. e Hales A. L., 1972. Numerical analysis of dispersed seismic waves. Methods in Computational Physics, B. A. Bolt (Editor), vol. 11, Academic Press, New York,pp. 39-85.

Evenden B.S., Stone D.R., Anstey N.A., 1970. Seismic prospecting instruments. Geoexploration monographs, Gebruder Borntraeger, Berlin, Stuttgart.

Fäh D., Suhadolc P., Mueller S. e Panza G.F., 1994. A hibrid method for the estimation of ground motion in sedimentary basins: quantitative modeling for Mexico city. B.S.S.A., vol.84,n. 2, 383-399.

Futtermann W.I., 1962. Dispersive body waves. J. Geophys. Res., vol. 67, pp. 5279-5291.

Gabriels P., Snieder R. e Nolet G., 1987. In situ measurements of shear-wave velocity in sediments with higher-mode Rayleigh waves. Geophysical Prospecting, vol. 35, pp. 187-196.

Geyer R.L. and Martner S.T., 1969. SH waves from explosive sources. Geophysics, 6, 893-905.

Gladwin M. I. e Stacey F. C., 1974. Anelastic degradation of acoustic pulses in rock. Phys. Earth Planet. interiors, vol. 8, pp. 332-336.

Grant F.S. e West G.F., 1965. Interpretation theory in applied geophysics. New York, McGraw-Hill Co.,Inc.

Harkrider D.G. 1964. Surface waves in multilayered elastic media, (1. Rayleigh and Love waves from buried sources in a multilayered elastic half-space. B.S.S.A., vol. 54. n.2, pp. 627-679.

Harkrider, D.G., Stevens, J.L. and Archambeau, C.B., 1994. Theoretical Rayleigh and Love Waves from an explosion in prestressed source regions, B.S.S.A., 84, Vol. 5, 1410-1442.

Haskell N.A., 1953. The dispersion of surface waves on multilayered media. B.S.S.A., vol.43, pp. 17-34.

Haterly P.J., 1986. Attenuation measurements on shallow seismic refraction data. Geophysics, vol.51, pp. 250-254.

Herrin E. e Goforth T., 1977. Phase matched filters: Application to the study of Rayleigh waves. B.S.S.A., vol. 67, pp. 1259-1275.

Herrmann R.B. e Mitchell B., 1975. Statistical analysis and interpretation of surface-wave anelastic attenuation data for the stable interiro of North America. B.S.S.A., vol.65, pp. 1115-1128.

Herrmann R.B., 1987. Computer Programs in Seismology. St, Louis University, Missouri.

Herrmann R.B. e Russell D.R., 1990. Ground roll: Rejection using adaptive phase matched filters. Geophysics, vol.55, pp. 776-781.

Jolly R.N. e Mifsud J.F., 1971. Experimental studies of source-generated seismic noise. Geophysics, vol. 36, pp. 1138 - 1149.

Jongmans D., 1990. In-situ attenuation measurements in soils. Engineering Geology, vol. 29, pp. 99-118.

Jongmans D., 1991. L'influence des structures geologiques sur l'amplification des ondes sismiques. These de Docteur en Sciences Appliquees, Universite de Liege.

Jongmans D. e Demanet D., 1992. The importance of surface waves in vibration study and the use of rayleigh waves for setimating the dynamic characteristics of soils. Engineering Geology, vol. 34, pp. 105-113.

Johnston D.H., Toksoz M.N. e Timur A., 1979. Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks. Geophysics, vol.44, pp. 691-711.

Kang B. I. e McMechan G. A., 1994. Separation of intrinsic and scattering Q based on frequency-dependent amplitude ratios of transmitted waves. J. Geophy. Res., vol. 99, pp. 23875-23885.

Keilis-Borok, V. and Yanovskaja, T., 1967. Inverse problems of Seismology (Structural review), Geophys. J. R. Astr. Soc. 13, 223-234.

Keilis-Borok, V.,1989 (ed.). Seismic surface waves in a laterally inhomogeneous earth. Kluwer Academic Publisher.

Kjartansson E., 1979. Constant Q-wave propagation and attenuation. J. Geophys. Res., vol. 84, pp. 4737-4748.

Kisslinger C., Mateker E.J. and McEvilly T.V., 1961. SH motion from explosions in soil. Journal of Geoph. Res., 66, 3487-3496.

Klimentos e McCann, 1990. Relationship among compressional wave attenuation, porosity, clay content, and permeability in sandstones. Geophysics, 55, 998-1014.

Knopoff L., 1964. A matrix method for elastic waves problems. B.S.S.A., vol.54, pp. 431-438.

Knopoff L., 1964. A matrix method for elastic wave problems. B.S.S.A., vol. 54, pp. 431-438.

Knopoff L., 1964. Q. Rev. Geophys., vol. 2, pp. 625-660.

Kovach R. L., 1978. Seismic surface waves and crustal and upper mantle structure. Rev. Geophys. Space Physics, vol.16, pp.1-13.

Lander A.V., 1978. Some methodological aspects of the measurement of spectral characteristics and the interpretation of surface waves. In: Earthquake Prediction and Structure of the the Earth, (Computational Seismology, 11), Allerton Press, N.Y., pp 93-110.

Levander A.R. e Hill N.R., 1985. P-SV resonances in irregular low-velocity surface layers. B.S.S.A., vol. 75, pp. 847-864.

Levshin A.L., Pisarenko V.F. e Pogrebinsky G.A., 1972. On a frequency time analysis of oscillations. Annales Geophys., vol. 28, pp.211-218.

Levshin A.L., 1990. Surface waves foundamentals. Workshop on earthquake sources and regional lithospheric structures from seismic wave data, 19-30 November 1990, I.C.T.P. Trieste.

Levshin A., L., and Ritzwoller M., H., 1995. Characteristics of surface waves generated by events on and near the Chinese nuclear test site. Geophys. J. Int., 123, 131-148.

Levshin, A., Ratnikova, L. e Berger, J., 1992. Peculiarities of surface wave propagation across Central Eurasia. Bull. Seism. Soc. Am., 82, 2464-2493.

Lindseth R.O., 1982. Digital processing of geophysical data: A review. Teknica Resource Development LTD, Canada.

MacBeth C.D. e Burton P.W., 1985. Upper crustal shear velocity models from higher mode Rayleigh wave dispersion in Scotland. Geophys. J. Roy. Astron. Soc., vol. 83, pp. 519-539.

Malagnini et al., 1995. Rayleigh waves in quaternary alluvium from explosive sources: Determination of shear-wave velocity and Q structure. B.S.S.A., vol.85, n.3, pp.900-922.

Mari J.L., 1984. Estimation of static corrections for shear-wave profiling using the dispersion properties of Love waves. Geo-physics, vol. 49, pp. 1169-1179.

Matthews, 1993. The geotecnical value of ground stiffness determined using seismic methods. University of Surrey. Guildford, Surrey, GU2 5XH, UK.

McMechan G.A. e Yedlin M.J., 1981. Analysis of dispersive waves by wave field transformation. Geophysics, vol. 46, pp. 869-874.

Meissner R. e Theilen F., 1986. Experimental studies of the absorpion of seismic waves. In: H. Burklard, J. Paffenholz e R. Schutt (Editors), Absorpion of Seismic Waves. German Society for Petroleum Sciences and Coal Chemistry, Project 254, pp. 5-55.

Mitchell B. J., 1973. Radiation and attenuation of Rayleigh waves from the southeastern missouri earthquake of October 21, 1965. J. Geophys. Res., vol.78, pp. 886-899.

Mitchell B., 1980. Frequency dependance of shear wave internal friction in the continental crust of eastern North America. J. Geophys. Res., vol. 85, pp. 5212-5218.

Mokthar T.A., Herrmann R.B. e Russell D.R., 1988. Seismic velocity and Q model for the shallow structure of the Arabian shield from short-period Rayleigh waves. Geophysics, vol. 53, pp. 1379-1387.

Morse P.F. e Hildebrandt G.F., 1989. Ground roll suppression by the stackarray. Geophysics, vol. 54, pp. 290-301.

Murphy W. F., 1982. Effects of partial water saturation on attenuation in sandstones. J. Acoust. Soc. Am., vol. 71, pp. 1458-1468.

Nolet G. e Panza G.F., 1976. Array analysis of seismic surface waves : Limits and possibilities. Pageoph., vol. 114, pp. 775-790.

Nolet G., 1981. Linearized inversion of teleseismic data, in The solution of the Inverse Problem in Geophysical Interpretation, R. Cassinis (ed.) , pp. 9-37, Plenum Press.

Novotny O., 1976. Methods of computing the partial derivatives of dispersin curves. Pageoph., vol. 114, pp. 766-774.

Nunziata C. e Mele R., 1994. Determinazione delle velocitá delle onde di taglio dei materiali piroclastici del Somma-Vesuvio e dei Campi Flegrei con il metodo SASW. Atti del 12-esimo convegno G.N.G.T.S., 24-26 Novembre 1993, pp. 843-856.

Nuttli O. W., 1973. Seismic wave attenuation and magnitude relations for eastern North America, J. Geophys. Res., vol. 78, pp. 876-885.

Nyman C.D. e Landisman M., 1977. The display-equalized filter for frequency-time analysis. B.S.S.A., vol. 67, N. 2, pp. 393-404.

Palmer D., 1981. An introduction to the generalised reciprocal method of seismic refraction interpretation. Geophysics, vol. 46, n. 11, pp. 1508-1518.

Panza G.F., Schwab F. e Knopoff L., 1972. Channel and crustal Rayleigh waves. Geophys. J. R. Astron. Soc., vol. 30, pp. 273-280.

Panza G.F., Schwab F. e Knopoff L., 1973. Multimode surface waves for selected focal mechanisms. I. Dip slip on a vertical fault plane. Geophys. J. R. Astron. Soc., vol.34, pp.265-278.

Panza G.F., 1981. The resolving power of seismic surface waves with respect to crust and upper mantle structural models. In: The solution of the inverse problem in geophiysical interpretation, Cassinis R. ed., Plenum Publishing Corporation.

Panza G.F., 1985. Syntetich seismograms: the Rayleigh waves modal summation, J. Geophisics., vol. 58, pp. 125-145.

Panza G.F. e Suhadolc P., 1987. Complete strong motion synthetics. In: Computational Tecniques , 4, B. A. Bolt, ed., Academic Press, N.Y..

Panza G.F., 1989. Attenuation measurements by multimode syntehtic seismograms. In: Digital seismology and fine modelling of the lithosphere, Plenum Publishing Corporation.

Panza G.F., 1990. Synthetic seismograms from multimode summation theory and computational aspects. Workshop on earthquake sources and regional lithospheric structures from seismic wave data, 19-30 November 1990, I.C.T.P. Trieste.

Press F. e Ewing M., 1951. Ground roll coupling to atmospheric compressional waves. Geophysics, vol. 16, pp.416-430.

Ratnikova L.I., 1990. Frequency-time analysis of surface waves. Workshop on earthquake sources and regional lithospheric structures from seismic wave data, 19-30 November 1990, I.C.T.P. Trieste.

Rayleigh Lord, 1877. The theory of sound. Dover Publications, New York.

Rodi W.L., Glover P., Li T. e Alexander S.S., 1975. A fast accurate method for computing group velocity partial derivatives for Rayleigh and Love modes. B.S.S.A., vol.65, pp. 1105-1114.

Saatcilar R. e Canitez N., 1988. A method of ground roll elimination. Geophysics, vol 53, pp. 894-902.

Schwab F. A. e Knopoff L., 1972. Fast surface waves and free mode computations. In: Methods in Computational Physics, vol.11, B.A. Bolt ed., Academic Press, New York.

Schwab F., Nakanishi K., Cuscito M. e al., 1984. Surface wave computations and the synthesis of theoretical seismograms at high frequencies. B.S.S.A., vol. 74, pp. 1555-1578.

Schwab F., 1988. Mechanism of anelasticity. Geophys. J., vol. 95, pp.261-284.

Sheriff R. e Geldart L., 1982. Exploration Seismology, Cambridge University Press.

Shieh Chiou-Fen e Herrmann R.B., 1990. Ground roll: Rejection using polarization filters. Geophysics, vol.55, pp. 1216-1222.

Spencer T. W e Sonnad J. R. e Butler M., 1982. Seismic Q-Stratigraphy or dissipation. Geophysics, vol.47, n.1, pp. 16-24.

Steeples D., Knapp R., e McElwee C., 1986. Seismic reflection investigations of sinkholes beneath Interstate Highway 70 in Kansas. Geophysics, vol.51, pp. 295-301.

Steeples D. e Miller R. D., 1988. Seismic reflection methods applied to engineering enviromental and ground-water problems. Symposium on the application of geophysics to engineering and enviromental problems, March 28-31, Golden, Colorado, pp.53.

Stokoe K. H., e Nazarian S., 1983. Effectiveness of ground improvement from spectral analysis of surface waves, Proc. of the 8th European Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Helsinki, Finland, May 1983.

Stumpel H., Khaler S., Meissner R. e Milkereit B., 1984. The use of seismic shear waves and compressional waves for lithological problems of shallow sediments. Geophysical Prospecting, vol. 32, pp. 662-675.

Suhadolc P. e Panza G.F., 1984. Applicazione della sismosintesi ad esperimenti di sismica attiva. Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida, Atti del 3 convegno, vol. 2, pp.1075-1091.

Takeuchi H. e Dorman J., 1964. Partial derivatives of surface wave phase velocity with respect to physical parameter changes within the earth. J. of Geophysical Research, vol. 69, pp. 3429-3441.

Takeuchi H. e Saito M., 1972. Seismic surface waves. In: Methods in computational physics, vol. 11, B.A. Bolt, Bolt (editor), pp. 217-295. New York: Academic Press 1972

Thomson W.T., 1950. Trasmission of elastic waves throught a stratified solid medium. J. Appl. Phys., vol.21, 89-93.

Toksoz M.D. Johnston D.H. e Timur A., 1979. Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks, I., laboratory measurements. Geophysics, vol.44, pp. 681-690.

Urban L., Cichowicz A. e Vaccari F., 1992. Computation of analytical partial derivatives of phase and group velocities for Rayleigh waves with respect to structural parameters. Studia Geoph. et Geod., vol. 37, 14-36.

Vaccari F., Gregersen S., Furlan M. e Panza G.F., 1989. Synthetic seismograms in laterally heterogeneous, anelastic media by modal summation of P-SV waves. Geophys. J. Int., vol. 99, 285-295.

Valyus, V.P., Keilis-Borok, V.I., e Levshin, A., 1969. Determi-nation of the upper-mantle velocity cross-section for Europe, Proc. Acad. Sci. USSR, 185, n.3 (in Russian).

Valyus, V.P., 1972. Determining seismic profiles from a set of observations. In: Computational Seismology, Ed.: V.I. Keilis-Borok, Consult. Bureau, New York.

Whitley R., 1990. Advances in engineering seismics, 6th Int. Congress of I.A.E.G., Amsterdam 6-10 August, vol.2, pp. 813-824.

Wuenscher M. E., Herrmann R.B. e Liu Z., 1991. Attenuation of body waves in the New Madrid seismic zone. Seism. Res. Lett., vol.62, 191.

Ylmaz O., 1987. Seismic data processing. Soc. Explor.Geophys.