

QUADERNI PER LA PROGETTAZIONE

MODELLAZIONE DEL SOTTOSUOLO CON LA GEOFISICA APPLICATA ALLE ONDE DI SUPERFICIE

Tecniche SASW, MASW, FTAN, H/V,
ReMi, MAM e HVRS

di
FAUSTINO CETRARO

INDICE GENERALE



Prefazione	9
------------------	---

CAPITOLO 1

ONDE SISMICHE E STRUMENTI DI ACQUISIZIONE.....	11
--	----

1.1 Introduzione generale	11
1.2 Tipologie di onde sismiche	11
1.3 Legge di Snell e principio di Huygens	12
1.4 Tipi di vibrazioni	14
1.5 Vibrazioni periodiche e irregolari	16
1.5.1 Teorema di Fourier	16
1.5.2 Trasformata di Fourier discreta (DFT - Discrete Fourier Transform)	17
1.6 Modi di vibrare del suolo e delle strutture	18
1.7 Analisi spettrale	20
1.7.1 Campionamento del segnale	20
1.8 Attenuazione geometrica	23
1.9 Fattori di controllo delle ampiezze dei segnali sismici	25
1.10 Velocità delle onde sismiche	26
1.11 Comportamento meccanico dei terreni	29
1.12 Attrezzatura per le misure sismiche	31
1.13 Tipologie di prove sismiche	34

CAPITOLO 2

ACQUISIZIONE DEL SEGNALE E CURVE DI DISPERSIONE	39
2.1 Generalità sul Physical noise	39
2.2 Acquisizione e informazioni sui record	41
2.3 Dispersione e sovrapposizione dei modi	45
2.4 Disposizione dei ricevitori per l'acquisizione del segnale	49
2.5 Tempi di acquisizione	50
2.6 Somma di acquisizioni multiple per la sismica attiva	51
2.7 Acquisizioni per la sismica passiva (ReMi) - lineare	53
2.8 Acquisizioni per analisi H/V	53
2.8.1 Tromometro digitale – Tromino®	54
2.9 Parametri e settaggi per le acquisizioni	56
2.10 Software di gestione per le acquisizioni sismiche di tipo attivo	58
2.11 Software di gestione per le acquisizioni sismiche di tipo passivo	62
2.12 Note sul posizionamento dei geofoni su strati compatti	66

CAPITOLO 3

SASW (Spectral Analysis of Surface Wave)	67
3.1 Concetti generali	67
3.2 Metodo SASW	68
3.2.1 Sorgenti utilizzate	71
3.2.2 Differenza di fase	71
3.2.3 Stima della velocità	72
3.2.4 Valutazione della qualità del segnale	73
3.2.5 Interpretazione delle misure	74
3.2.6 Inversione delle misure	76
3.3 Metodo di analisi CWT (Continuous Wavelet Transform)	78
3.3.1 Dati e analisi dello spettro	79
3.4 Valutazione della velocità di taglio	83
3.5 GSD Instruments – SASW Control Software	84



CAPITOLO 4

MASW (Multichannel Analysis of Surface Waves)	89
4.1 Generalità	89
4.2 Metodo MASW	89
4.3 Cenni sulle onde di Rayleigh in un mezzo stratificato	90
4.4 Curva di dispersione e velocità di gruppo	92
4.5 Spettro di velocità	94
4.5.1 Considerazioni sulle curve di dispersione	96
4.5.2 Onde guidate	98
4.6 Modo fondamentale e modi superiori di Rayleigh	99
4.7 Operazioni di picking per le curve di dispersione	101
4.8 Operazioni di inversione per le curve di dispersione	102
4.8.1 Inversione per le onde di Love e di Rayleigh	104
4.8.2 Cosa sono gli algoritmi genetici	106
4.8.3 Misfit e minimi locali	109
4.9 Inversione congiunta e problema della non univocità	111
4.10 Algoritmi evoluti per la ricerca dei multiobiettivi	112
4.10.1 MOP e fronte di Pareto	112
4.10.2 Cenni sulla tecnica MOEA	113
4.11 Esempio di elaborazione MASW 1D	115
4.12 Profili di sezioni con le MASW (2D)	121
4.12.1 Spread configuration (stendimento dei geofoni)	122
4.12.2 Elaborazione dei dati	123
4.13 Indicazioni sul calcolo del VS30	125

CAPITOLO 5

METODO FTAN (Frequency-Time ANalysis)	129
5.1 Generalità del metodo FTAN	129
5.2 Metodo di analisi in sintesi	130
5.3 Profili di velocità delle onde di taglio con il metodo FTAN	133

5.4	Software di elaborazione per le analisi in FTAN	135
-----	---	-----

CAPITOLO 6

MICROTREMORI E RISPOSTA DI SITO	137
6.1 Metodi dei rapporti spettrali	137
6.2 Rapporti spettrali H/V	141
6.2.1 Metodo di Nakamura HVSR	143
6.3 Inversione per onde di coda	146
6.4 Spettri di Fourier	147
6.5 Metodi di correlazione	147
6.5.1 Cross-correlation di Aki (1957)	148
6.5.2 Beam Forming ed High Resolution	150
6.5.3 MUSIC (Multiple Signal Characterization)	151
6.5.4 Matrice di covarianza	151
6.6 Misura delle vibrazioni degli edifici secondo le normative vigenti	152
6.7 Acquisizioni dei dati	155
6.8 Esempio di calcolo del rapporto H/V	155
6.9 Elaborazione mediante il software Geopsy.org	157
6.10 Metodologia di calcolo della curva di dispersione per H/V	162
6.11 Considerazioni sul profilo verticale delle onde di taglio	163
6.12 Elaborazione con il software Easy HVSR	164

CAPITOLO 7

ReMi e MAM	169
7.1 Generalità sui microtremori	169
7.2 Metodologia ReMi (Refraction Microtremors)	170
7.3 Velocità di fase	172
7.3.1 Sintesi sul dominio $f-k$	173
7.3.2 Autocorrelazione spaziale - SPAC	175

7.3.3	<i>Extended spatial autocorrelation - ESPAC</i>	177
7.4	Operazione di picking e curve di dispersione	179
7.5	Profilo verticale monodimensionale	180
7.6	Metodo passivo MAM	181
7.7	Esempio di elaborazione MAM con array ad L	183
7.8	Esempio di elaborazione MAM con array triangolare	188
7.9	Configurazioni 2D tipiche per le indagini MAM	192

CAPITOLO 8

ANALISI CONGIUNTE PER LE ONDE DI SUPERFICIE		195
8.1	Concetti generali	195
8.2	Combinazione MASW 1D con ReMi (1D)	195
8.3	Combinazione MASW 1D con MAM 2D	199
8.4	Combinazione MASW 2D con MAM	203
8.5	Osservazione sui metodi di combinazione con HVSR	207
8.6	Combinazione onde Rayleigh - Love E HVSR	209
Bibliografia		213
Appendice.....		223



PREFAZIONE

La necessità di avere un testo aggiornato alle più moderne tecniche di acquisizione ed elaborazione dei segnali sismici nel campo dell'ingegneria civile ed in particolare per la geotecnica, fa del presente volume un valido manuale pratico senza trascurare troppo la parte teorica. Si parte da una infarinatura dei concetti basilari della sismica delle onde che si propagano nei terreni e le loro interazioni con l'obiettivo di far comprendere le tecniche più diffuse e le terminologie divenute ormai di uso comune, utilizzando in qualche caso termini in lingua inglese con relativa traduzione, in maniera da abituare sin da subito il lettore all'uso dei termini internazionali presenti in letteratura scientifica.

Una volta fornite al lettore le informazioni di base si procede col definire le varie metodologie di acquisizione dei segnali sismici, riportando modalità e tecniche di messa in opera con esempi illustrativi, sia per gli stendimenti da praticare in campagna che per le diverse strumentazioni prese a riferimento. Vengono suggerite e consigliate le pratiche più corrette da eseguire a seconda delle situazioni.

Il testo è stato strutturato in maniera tale da affrontare gli argomenti con gradualità. Si passa dalla tecnica di acquisizione ed elaborazione più semplice a quelle più complesse sino a giungere alla combinazione delle stesse al fine di ridurre il problema della non univocità dei risultati finali. Gli argomenti sono quelli di uso comune allo stato attuale in campo geologico/ingegneristico. Dalla tecnica di rilevamento più "semplice" conosciuta come *Spectral Analysis of Surface Wave* sino ad arrivare a quelle più complesse dei *Microtremor Array Measurements* in configurazione 2D.

Un testo abbastanza pratico nella spiegazione utile sia per chi si avvicina per la prima volta a tale argomento che per chi opera già da tempo. Chiaramente il testo deve essere inteso come uno strumento di aiuto nella scelta dei metodi da applicare a seconda delle situazioni in cui ci si può trovare.

L'Autore



ONDE SISMICHE E STRUMENTI DI ACQUISIZIONE



1.1 Introduzione generale

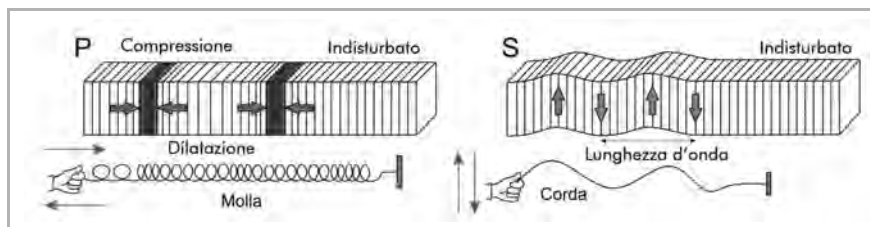
In questo capitolo vengono fornite le informazioni a carattere generale sui principi sismologici di base al fine di rendere facilmente comprensibile le tematiche trattate, oltre alle procedure di acquisizione dei dati attraverso le strumentazioni sismiche. Capire il fenomeno dell'interazione tra le particelle di terreno al seguito di una perturbazione, la quale produce una serie di onde elastiche nei vari strati di terreno attraversati, è il punto di partenza essenziale per affrontare nei successivi capitoli le varie tematiche sui metodi geofisici di acquisizione ed elaborazione dei segnali.

1.2 Tipologie di onde sismiche

Iniziamo a diversificare le onde sismiche in due tipi principali: le onde di corpo o di volume e le onde di superficie. Le prime, a loro volta, vengono distinte in onde:

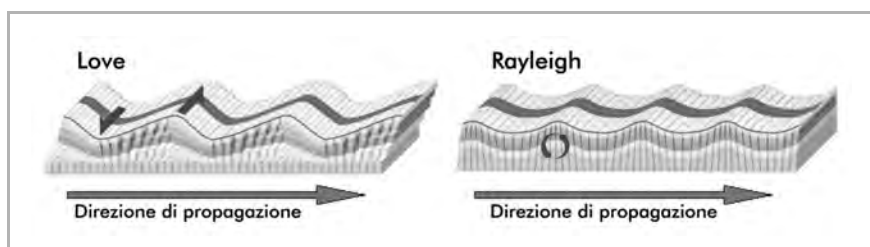
- primarie o principali, identificate con la lettera P. Queste onde compressive fanno oscillare le particelle attraversate parallelamente alla loro direzione di propagazione. In termini pratici, al loro passaggio, le rocce si comprimono e si dilatano continuamente e sono le più veloci (si propagano come le onde sonore nell'aria).
- Secondarie, dette anche onde S viaggiano più lentamente delle P. Le particelle di terreno oscillano in senso trasversale alla direzione di propagazione. Queste vengono suddivise in onde di taglio verticale (SV) e in onde di taglio orizzontale (SH) in relazione alla direzione di spostamento delle particelle. A differenza delle onde P, le onde S non causano variazioni di volume al loro passaggio, quindi, non si propagano nei liquidi.

Figura 1.1
Schema rappresentativo onde di corpo. A sinistra onde primarie (P), a destra onde secondarie (S)



Entrambe, quando raggiungono un qualsiasi punto della superficie terrestre danno origine ad una serie di onde concentriche che si propagano in superficie più lentamente. Tali onde sono dette onde di superficie. Le principali sono rappresentate dalle onde di Rayleigh che ricordano le onde generate quando un sasso viene lanciato in uno stagno. Fanno vibrare il terreno secondo orbite ellittiche e retrograde rispetto alla direzione di propagazione dell'onda. Le seconde sono le onde di Love, fanno vibrare il terreno sul piano orizzontale. Il movimento delle particelle attraversate da queste onde è trasversale e orizzontale rispetto alla direzione di propagazione delle onde. Queste onde superficiali sono quelle che causano i maggiori danni alle strutture.

Figura 1.2
Schema rappresentativo onde di superficie. A sinistra onde di Love, a destra onde di Rayleigh



1.3 Legge di Snell e principio di Huygens

La legge di Snell è una formula che descrive le modalità di rifrazione di un raggio luminoso nella transizione tra due mezzi con indice di rifrazione diverso. Prende il nome da uno dei suoi scopritori, il matematico olandese Willembrord van Roijen Snell (1580 - 1626).

Una regola di carattere qualitativo per determinare la direzione della rifrazione è che il raggio luminoso è sempre più vicino alla normale dal lato del mezzo più denso. Quando un'onda sismica incontra una superficie di separazione tra due mezzi isotropi con caratteristiche elastiche diverse, una parte dell'energia si riflette nello stesso mezzo in cui l'onda incidente si propaga ed una parte si rifrange nell'altro (legge di Snell). Tale legge si riassume secondo i seguenti punti:



- raggio incidente, raggio riflesso e raggio rifratto stanno tutti su uno stesso piano normale alla superficie di separazione;
- l'angolo formato dal raggio incidente con la normale alla superficie di separazione è uguale all'angolo di riflessione;
- il rapporto tra il seno dell'angolo incidente con quello rifratto è proporzionale al rapporto tra le velocità di propagazione del primo e del secondo mezzo.

La legge di Snell può essere ricavata dal Principio di Fermat: *“il percorso fra due punti preso da un raggio di luce è quello che è attraversato nel minor tempo”*.

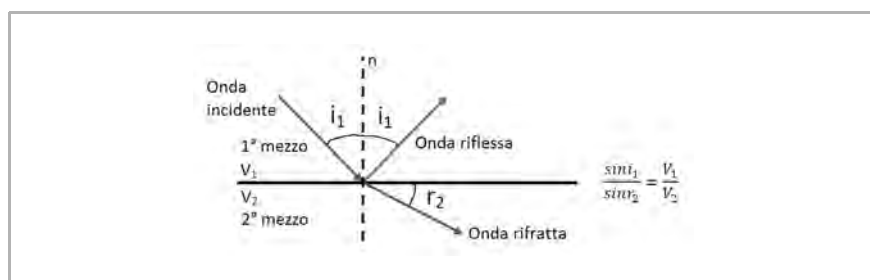


Figura 1.3
Schema
della legge
di Snell

Il principio di Huygens (dal nome del fisico olandese Christiaan Huygens) è un metodo di analisi applicato ai problemi di propagazione delle onde. Esso afferma che ogni punto di un fronte d'onda può essere pensato come una sorgente puntiforme di onde con stessa fase, frequenza, ampiezza.

Il caso più comune del principio di Huygens è quello della propagazione di un'onda piana (generalmente luce, onde radio, etc.) attraverso un foro di forma arbitraria. In questo caso il principio dice semplicemente che l'estensione del foro può essere considerata come un insieme di forellini più piccoli di modo che ciascuno si comporti come una sorgente puntiforme. Una sorgente puntiforme genera un'onda sferica che si propaga in tutte le direzioni dello spazio (in maniera simile alle onde causate dal lancio di un sasso in uno stagno).

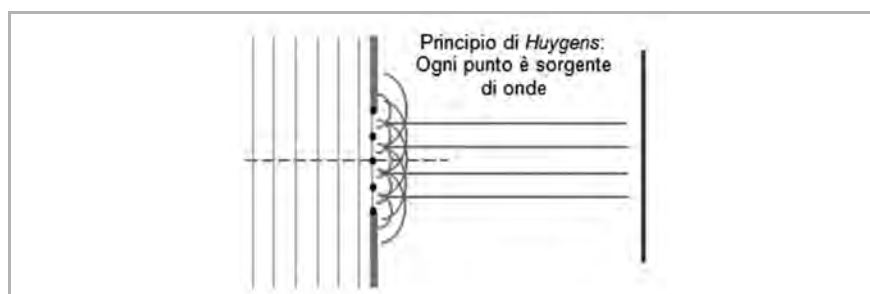


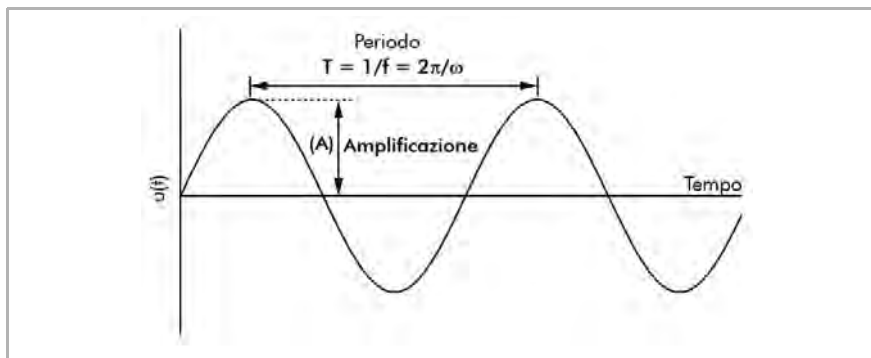
Figura 1.4
Schema
del principio
di Huygens

1.4 Tipi di vibrazioni

Le vibrazioni sono perturbazioni indotte da una sorgente in un dato mezzo fisico e a seconda del tipo di sorgente possono essere di natura meccanica, elettromagnetica, ecc. Queste perturbazioni che si propagano all'interno del terreno vanno a modificare lo stato di equilibrio naturale, inteso come energia (attenuazione e amplificazione) e direzione di propagazione (rifrazione e riflessione), per giungere ed interagire con le strutture presenti (effetto di risonanza) influenzandone la stabilità e la funzionalità. Se si considera il terreno come un mezzo costituito da particelle legate da vincoli elastici, la vibrazione è tramutabile in energia che si propaga con una certa direzione, dipendente dal tipo di sorgente, e con una certa velocità, dipendente dal mezzo attraversato, facendo sì che tali particelle oscillino intorno ad una posizione di equilibrio. Si creano così onde di sforzo e di deformazione rispetto alla direzione di propagazione che si attenuano in ampiezza con la distanza dalla sorgente, se la sorgente non trasmette al mezzo energia in maniera continua. Le vibrazioni possono essere rappresentate: nel dominio del tempo descrivendo in uno stesso punto P come varia lo spostamento nel tempo; nel dominio dello spazio descrivendo come varia lo spostamento, in uno stesso istante lungo la direzione di propagazione. Inoltre possono essere di tipo:

- periodico, quando fissato un punto la vibrazione si ripete uguale a se stessa ad intervalli regolari. Può essere nella forma più semplice di tipo armonico o nella forma più generale con una componente aleatoria. Per descriverla bastano pochi parametri.
- non periodiche o irregolari, di tipo impulsivo generate da esplosioni, caduta di gravi, ecc. o transitorio quando sono generate ad esempio da terremoti o dal traffico. Si possono ricondurre ad una sommatoria di infiniti moti periodici ciascuno rappresentabile con pochi parametri (Teorema di Fourier), dalla cui analisi spettrale si può dedurre il moto risultante.

Un'onda può essere definita come una perturbazione armonica periodica che trasmette energia attraverso il mezzo attraversato. Da ciò ne consegue che il moto sinusoidale delle onde sismiche può essere rappresentato in forma trigonometrica o con notazione complessa. In entrambi i casi le caratteristiche fondamentali di un'onda sono date dalla sua ampiezza, dalla frequenza e dalla fase. Dove l'ampiezza, indicata con la lettera A, rappresenta la dimensione del picco d'onda, la frequenza (f) è l'inverso del periodo espressa in Hertz (Hz), in ultimo la fase (ϕ) è il parametro che rappresenta il cambiamento d'onda, caratteristica di una funzione sinusoidale pura.

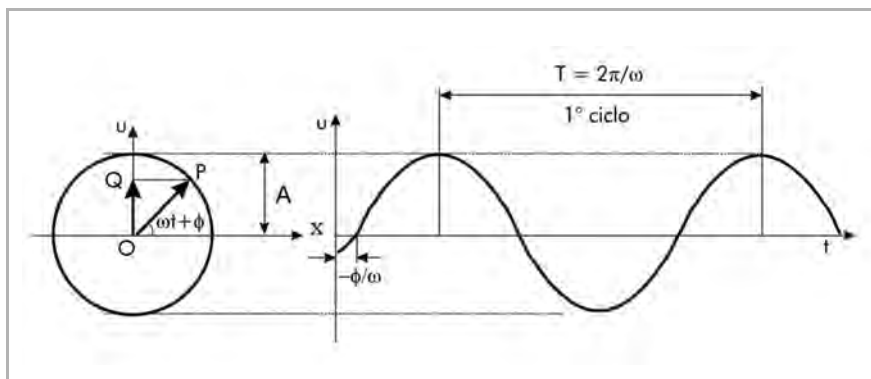


La forma trigonometrica è:

$$u(t) = A \cdot \sin(\omega \cdot t + \phi)$$

$$v(t) = A\omega \cdot \sin(\omega \cdot t + \phi + \pi/2)$$

$$a(t) = \omega^2 A \cdot \sin(\omega \cdot t + \phi + \pi) = -\omega^2 \cdot u(t)$$



Mentre la forma complessa è: $u(t) = \frac{A}{2} \cdot e^{i(\omega t + \phi)} + \frac{A}{2} \cdot e^{-i(\omega t + \phi)}$

Ottenuta utilizzando la legge di Eulero: $e^{i\alpha} = \cos \alpha + i \cdot \sin \alpha$

Dove l'amplificazione $A = \sqrt{a^2 + b^2}$, la frequenza circolare $\omega = 2\pi f$ espressa in rad/s, il tempo t , la frequenza f , la fase iniziale $\phi = \tan^{-1}\left(\frac{b}{a}\right)$ che permette di individuare l'istante $t = -\phi/\omega$ in cui la particella torna nella posizione d'equilibrio, ed in ultimo la parte complessa $i = \sqrt{-1}$.

Questo è quanto per la rappresentazione nel dominio del tempo. Ora vediamo sinteticamente la rappresentazione nel dominio del tempo e nello spazio.



Figura 1.5
Schema
del moto
sinusoidale
da Kramer
(1996)

Figura 1.6
Schema
per la forma
trigonometrica

Se il moto armonico viene rappresentato oltre che al variare del tempo t in uno stesso punto P, anche al variare della posizione del punto P, lungo la direzione di propagazione (asse z), l'equazione del moto diventa:

$$u(z, t) = A \cdot \text{sen}[2\pi \cdot (t/T - z/\lambda)]$$

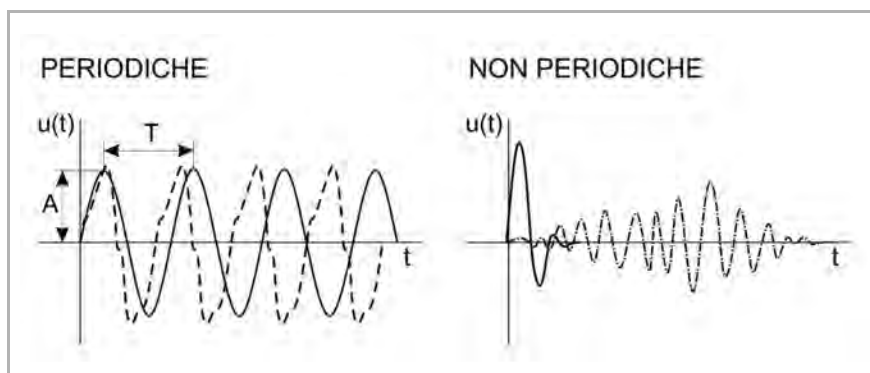
dove ai parametri rappresentativi del moto si aggiungono la lunghezza d'onda λ e la velocità di propagazione dell'onda (v) legate al periodo T , o alla frequenza f , dalla relazione:

$$v = \lambda / T = \lambda \cdot f$$

1.5 Vibrazioni periodiche e irregolari

Le vibrazioni trasmesse da una sorgente al terreno sono in genere irregolari, anche quando la sorgente è classificata tra le sorgenti di vibrazioni periodiche. Nell'immagine che segue sono rappresentati due esempi di vibrazioni periodiche e non periodiche o irregolari.

Figura 1.7
Esempi
di vibrazioni
periodiche
e non
periodiche



Il moto di vibrazione del suolo viene studiato mediante funzioni armoniche, le quali possono essere periodiche o non periodiche. A tale fine si utilizza il teorema di Fourier.

1.5.1 Teorema di Fourier

Una funzione periodica $u(t)$ di periodo T può essere scomposta in una sommatoria, conosciuta come serie di Fourier, di infinite funzioni armoniche elementari, ciascuna delle quali caratterizzata da un valore dell'ampiezza A_n della frequenza ω_n e della fase ϕ_n .



$$u(t) = a_0 + \sum_{n=1}^{\infty} (a_n \cdot \cos \omega_n \cdot t + b_n \cdot \sin \omega_n \cdot t)$$

$$a_0 = \frac{1}{T} \cdot \int_{t=0}^{t=T} u(t) dt$$

$$a_n(\omega_n) = \frac{2}{T} \cdot \int_{t=0}^{t=T} u(t) \cdot \cos(\omega_n \cdot t) dt \quad b_n(\omega_n) = \frac{2}{T} \cdot \int_{t=0}^{t=T} u(t) \cdot \sin(\omega_n \cdot t) dt$$

Questo teorema è utile in quanto consente, attraverso l'analisi spettrale, di ottenere la funzione armonica elementare partendo dall'analisi del segnale irregolare. Inoltre semplifica notevolmente il problema in quanto consente di scomporre il segnale originario in una serie di segnali elementari per il principio di sovrapposizione degli effetti.

In maniera del tutto equivalente si può scrivere anche:

$$u(t) = c_0 + \sum_{n=1}^{\infty} c_n \cdot \sin(\omega_n \cdot t + \varphi_n)$$

$$c_n(\omega_n) = \sqrt{a_n^2 + b_n^2} \quad \varphi_n(\omega_n) = \tan^{-1} \left(\frac{a_n}{b_n} \right) \quad c_0 = a_0$$

In questo caso i valori di c_n in funzione della frequenza danno lo spettro di Fourier in termini di ampiezza. Allo stesso modo i valori di φ_n in funzione della frequenza danno lo spettro di Fourier in termini di fase.

1.5.2 **Trasformata di Fourier discreta** (DFT - Discrete Fourier Transform)

Si tratta di una trasformata che converte un insieme finito di campioni equispaziati di una funzione in un insieme di coefficienti di una combinazione lineare di sinusoidi complesse ordinate al crescere della frequenza. Le frequenze delle sinusoidi della combinazione lineare (periodica) prodotta dalla trasformata sono multipli interi di una frequenza fondamentale, il cui periodo è la lunghezza dell'intervallo di campionamento. La DFT richiede in ingresso una funzione discreta i cui valori sono, in generale, complessi e non nulli ed hanno una durata limitata. È ampiamente utilizzata nel campo dell'elaborazione numerica dei segnali e nei campi correlati per analizzare le frequenze contenute in un segnale, per risolvere le equazioni differenziali alle derivate parziali

e per compiere altre operazioni come la convoluzione o la moltiplicazione di numeri interi molto grandi.

Questi coefficienti di Fourier si ottengono non più per integrazione, ma come sommatoria, ovvero secondo la seguente espressione:

$$X(\omega_n) = \Delta t \cdot \sum_{k=1}^N x(t_k) \cdot e^{-i\omega_n \cdot t_k} \quad \text{con} \quad n = 1, \dots, N \quad \text{e} \quad \omega_n = \frac{2\pi \cdot n}{N \cdot \Delta t}$$

dove Δt è l'intervallo di tempo regolare in ampiezza del tipo $x = x(t_k)$ con $t_k = k \cdot \Delta t$ e $k = 1, \dots, N$

Ciò consente, mediante lo spettro di Fourier di rappresentare una funzione del tempo nel dominio delle frequenze (trasformata di Fourier discreta) o viceversa (antitrasformata di Fourier discreta):

$$X(t_k) = \Delta \omega \cdot \sum_{n=1}^N X(\omega_n) \cdot e^{-i\omega_n \cdot t_k}$$

1.6 Modi di vibrare del suolo e delle strutture

Sintetizzando un po' la teoria sui modi di vibrare dei suoli, (per approfondimenti si rimanda a Lachet e Bard, 1993; Lermo e Chavez-Garcia, 1993; 1994; SESAME, 2004 ecc), si può asserire che un'onda di taglio SH, polarizzata sul piano orizzontale, che incide verticalmente dal basso l'interfaccia di un singolo strato, tenderà a restare imprigionata in superficie per riflessioni multiple dando luogo a fenomeni di risonanza per lunghezze d'onda incidenti $\lambda = n \cdot 4 \cdot H$, ossia alle frequenze descritte dalla legge:

$$f = n \cdot \frac{V_s}{4 \cdot H} \quad n = 1, 3, 5, \dots$$

dove n indica l'ordine del modo di vibrare (fondamentale, primo superiore ecc.). Nella maggior parte dei casi nei sistemi di coperture "tenere", a causa dell'attenuazione delle stesse, il solo modo visibile è il fondamentale.

Un suolo vibra con maggiore ampiezza a specifiche frequenze non solo quando è eccitato da un terremoto ma anche quando è eccitato da un tremore di qualsiasi origine. Questo fa sì che la misura delle frequenze di risonanza dei terreni sia possibile ovunque anche senza terremoti ed è il principio alla base della sismica passiva a stazione singola.



Per quanto riguarda i modi di vibrare delle strutture, esistono numerose equazioni semiempiriche che consentono di calcolare il periodo proprio di una struttura in funzione della sua altezza e della tipologia costruttiva. Fermo restando che tali periodi possono essere misurati in modo semplice anche tramite indagini passive, tra le varie formule proposte riportiamo a titolo indicativo solo le due estreme entro le quali si collocano le altre. Tali formule sono quelle proposte da Chopra e Goel (2000) e Hong e Hwang (2000) per strutture in cemento armato:

$$T = 0,0294 \cdot A^{0,804} \qquad T = 0,067 \cdot A^{0,9}$$

dove A è l'altezza della struttura in metri.

Una volta definite le condizioni di risonanze del suolo e quelle della struttura si possono stimare le condizioni in cui si potrà sviluppare la doppia risonanza, suolo-struttura, e la profondità d'indagine significativa come risposta sismica del sito. Pertanto, se una struttura ha frequenza propria, bisognerà investigare se nel sottosuolo esistono amplificazioni per risonanza vicine alla frequenza propria della struttura. Quindi, ciò che interessa sapere è la profondità corrispondente a questa frequenza critica. Uguagliando i termini di entrambe le frequenze di risonanze, suolo-struttura, ed esplicitando la profondità H del riflettore che genera la risonanza sulle coperture, si trova che per una fissata V_s delle coperture le soluzioni sono quelle riportate di seguito. Queste curve rappresentano la profondità dell'indagine minima entro la quale vanno escluse risonanze del sottosuolo potenzialmente critiche per le strutture (Chopra e Goel, 2000 e Hong e Hwang, 2000).

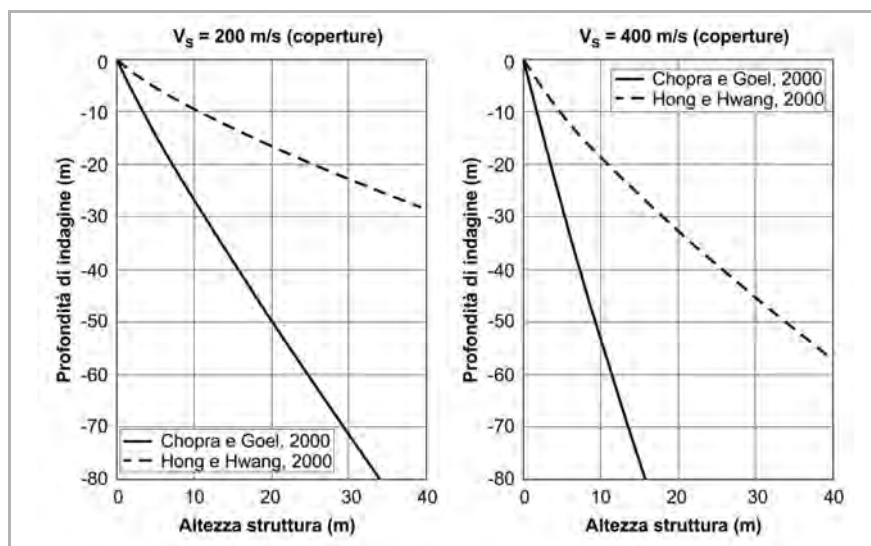


Figura 1.8

Relazione tra l'altezza di una struttura e la profondità di sottosuolo minima da indagare per escludere la possibilità di dare doppia-risonanza in funzione della V_s dello strato risonante

Da notare che a parità di altezza della struttura, quanto maggiore è la V_s delle coperture tanto maggiore sarà la profondità d'indagine per rilevare l'eventuale presenza di contrasti d'impedenza. A titolo di esempio dai grafici riportati sopra si osserva che ottenere un profilo di V_s nei primi 30 m è sufficiente solo su terreni teneri e per edifici entro i 3 piani. Se ci si sposta su terreni di media-rigidità ($V_s = 400$ m/s, categoria di suolo B secondo le NTC 2008), l'indagine entro 30 metri può non essere sufficiente nemmeno per strutture di 2 piani.

1.7 Analisi spettrale

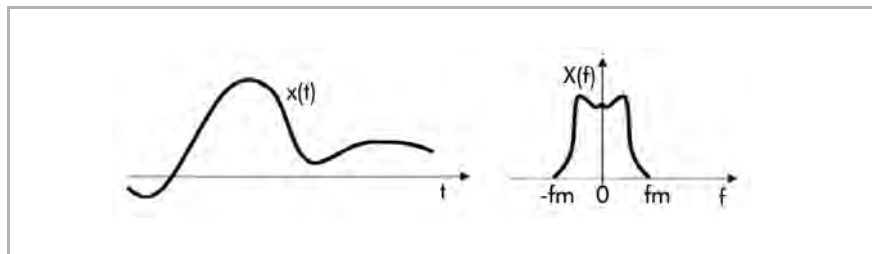
L'Analisi spettrale è la rappresentazione delle componenti in frequenza di un segnale (ampiezza vs. frequenza) e fornisce maggiori dettagli rispetto all'analisi temporale (ampiezza vs. tempo). I principali metodi di analisi dei segnali di misura possono essere riassunti nei concetti di "analisi nel dominio del tempo" e "analisi nel dominio della frequenza". È importante osservare che questi due modi di affrontare un problema sono tra loro intercambiabili, nel senso che, sotto opportune condizioni, nessuna informazione viene persa nel passare da un dominio all'altro. Il vantaggio che deriva dall'introduzione dei due domini è la possibilità di cambiare la prospettiva con la quale si osserva un dato fenomeno. In questo modo un problema che appare di difficile soluzione in un dominio può risultare molto più semplice nell'altro. Lo strumento matematico che consente di trasferire lo studio dei segnali e dei sistemi dal dominio del tempo al dominio della frequenza è la trasformata di Fourier. Lo spettro di Fourier, quindi, fornisce una descrizione del contenuto in frequenza di un segnale, ovvero le frequenze corrispondenti alle componenti di ampiezza più significative. Dallo spettro si possono desumere i seguenti parametri:

- l'ampiezza massima;
- la frequenza fondamentale (corrispondente all'ampiezza massima);
- la forma dello spettro (che può essere a banda larga, a banda stretta, con un solo picco o con più picchi confrontabili).

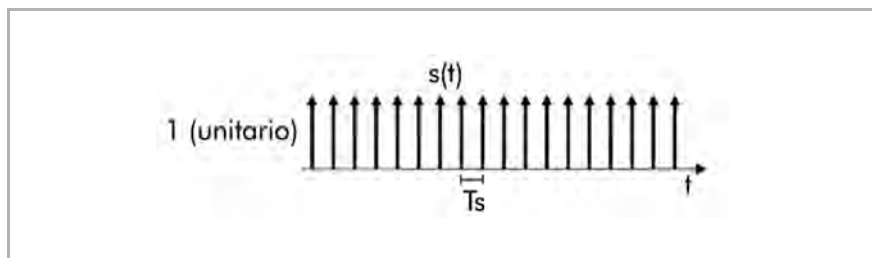
1.7.1 Campionamento del segnale

Il campionamento (*sampling*) di un segnale analogico $x(t)$ consiste nel prenderne solo i valori $x(iT_s)$ in corrispondenza a istanti ben precisi (iT_s) detti istanti di campionamento. Per esaminare le proprietà fondamentali è utile

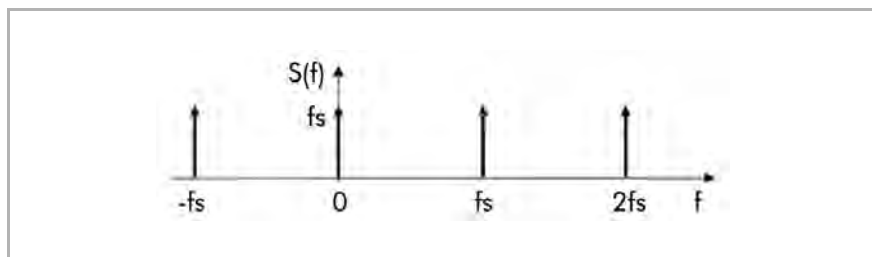
riferirsi al caso ideale in cui il campionamento è effettuato impiegando un treno di impulsi matematici. In tale ipotesi, sia $x(t)$ un generico segnale con spettro $X(f)$ limitato in banda fino alla frequenza fm , così come di seguito riportato in figura 1.9.



Sia $s(t)$ il treno di impulsi matematici di area unitaria, equispaziati dell'intervallo di campionamento T_s , quindi con frequenza $fs = 1/T_s$.



Lo spettro $S(f)$ risulta ancora un treno di impulsi, di ampiezza fs ed equispaziati della stessa frequenza fs .



In definitiva esiste la seguente corrispondenza fra tempo e frequenza:

$$x(t) \Leftrightarrow X(f)$$

$$s(t) = \sum_{-\infty}^{+\infty} \delta(t - iT_s) \Leftrightarrow S(f) = fs \sum_{k=-\infty}^{+\infty} \delta(f - k \cdot fs)$$



Figura 1.9

Segnale a banda limitata. A sinistra l'andamento nel tempo; a destra lo spettro delle ampiezze

Figura 1.10

Impulsi matematici di campionamento

Figura 1.11

Spettro degli impulsi matematici di campionamento

Il campionamento ideale consiste nel moltiplicare il segnale $x(t)$ per il treno di impulsi $s(t)$:

$$x_s(t) = x(t) \cdot s(t) = x(t) \cdot \sum_{i=-\infty}^{+\infty} \delta(t - iTs) = \sum_{i=-\infty}^{+\infty} x(iTs) \cdot \delta(t - iTs)$$

Il segnale campionato (segnale tempo-discreto) $x_s(t)$ che si ottiene è il seguente.

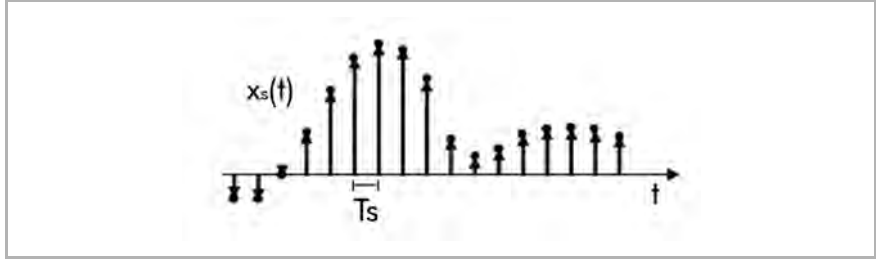


Figura 1.12
Segnale
campionato

Per determinare lo spettro del segnale campionato è sufficiente ricordare che al prodotto algebrico nel tempo corrisponde il prodotto di convoluzione nel dominio della frequenza:

$$x(t) \cdot s(t) \Leftrightarrow X(f) \cdot S(f)$$

e che porta alla trasformata di Fourier del segnale campionato:

$$X_s(f) = X(f) \cdot fs \cdot \sum_{k=-\infty}^{+\infty} \delta(f - k \cdot fs) = fs \cdot \sum_{k=-\infty}^{+\infty} X(f - k \cdot fs)$$

Quindi lo spettro del segnale campionato è formato dalle repliche dello spettro del segnale originario $x(f)$, traslate su frequenze multiple della frequenza di campionamento fs . Inoltre, le ordinate di tali repliche risultano tutte moltiplicate per un fattore di scala pari a fs .

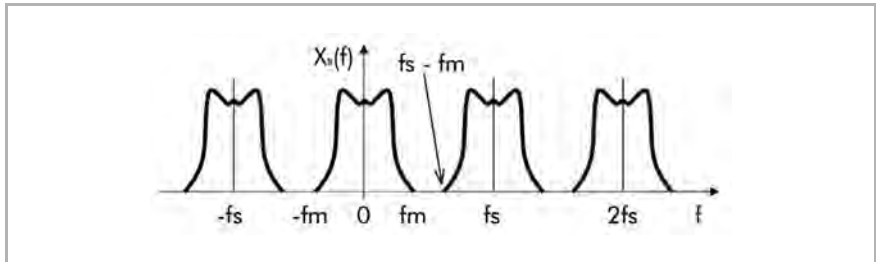
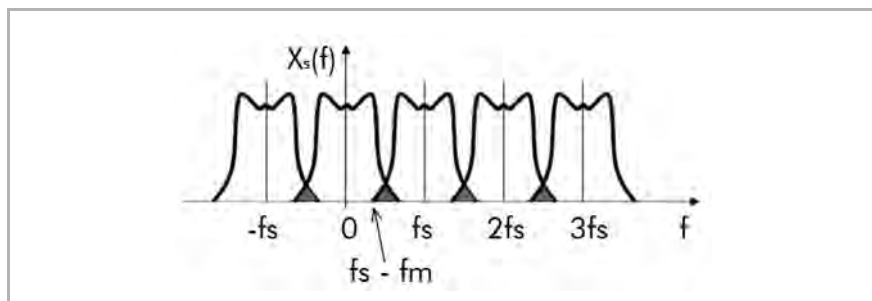


Figura 1.13
Spettro del
segnale
campionato

Affinché non esistano sovrapposizioni fra le repliche, risulta evidente che il periodo di ripetizione in frequenza deve essere maggiore o al più uguale a $2fm$:

$$fs = \frac{1}{Ts} \geq 2fm \quad (\text{condizione riassuntiva del Teorema del campionamento})$$

Quando si verifica che $fs < 2fm$, ovvero quando la velocità con cui si effettua il campionamento è insufficiente, pertanto i campioni acquisiti sono troppo radi, non è possibile ottenere il segnale originario in alcun modo, a causa della sovrapposizione delle repliche che creano un disturbo per lo spettro adiacente. Tale fenomeno è detto aliasing.



Da quanto appena detto si evince che la condizione necessaria affinché si possa eseguire correttamente la trasformata di Fourier sul segnale campionato $x_s(t) = x(iTs)$ è che il segnale originario $x(t)$ sia a spettro limitato.

1.8 Attenuazione geometrica

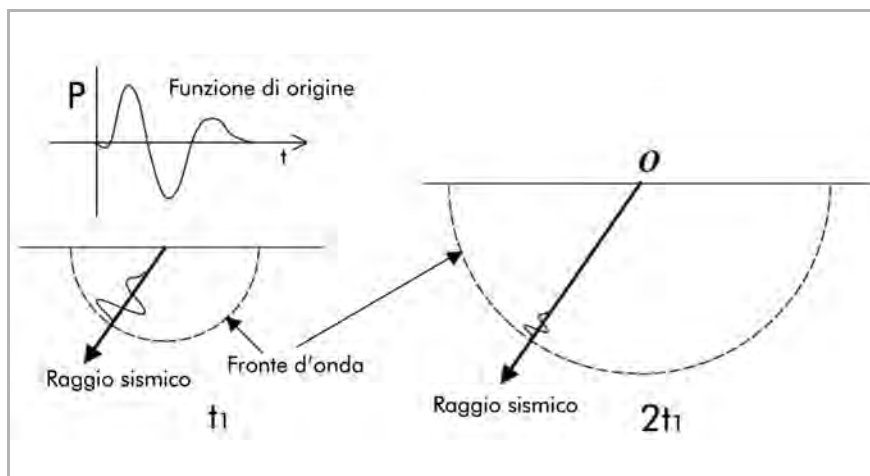
Premettendo che l'anelasticità in geofisica è la caratteristica del regime di sforzo a cui le rocce sono sottoposte. In sismologia rappresenta il fenomeno causato dall'interazione di un fronte d'onda sismico con le eterogeneità del suolo e che produce una attenuazione in ampiezza delle onde registrate ad una stazione sismica in quanto parte dell'energia sismica viene dissipata.

Per capire il concetto di attenuazione geometrica consideriamo una funzione di origine compressiva (onda P) idealmente applicata nel punto O e che si propaga in un semispazio omogeneo, tale che la risultante dell'onda P sia identica in ogni punto giacente sulla semisfera di centro in O. Tale superficie identificata dalla semisfera è detta fronte d'onda. Volendo dare una definizione più rigorosa si può asserire che il fronte d'onda rappresenta la superficie individuata dai tempi di percorrenza di uguale valore a partire dal medesimo punto di origine. Ritornando al concetto iniziale, dato che l'energia che si espande è fissa, in quanto dipende dalla funzione di origine, è chiaro che man mano il fronte d'onda si espande la densità di energia diminuisce. Dall'esempio si nota come



Figura 1.14
Fenomeno di aliasing

Figura 1.15
Schema
rappresen-
tativo
di riferimento



Volendo generalizzare si considerano al caso precedente anche le onde S e R superficiali, di cui le prime si propagano con fronti d'onda emisferici (P e S) e le altre superficiali secondo fronti d'onda cilindrici. Considerato che le onde investono volumi di terreno sempre maggiori, il loro contenuto energetico si riduce con la distanza dalla sorgente e con esso anche l'ampiezza dello spostamento indotto nel mezzo; tale fenomeno è indicato come attenuazione geometrica. Pertanto le onde di volume si attenuano con legge $1/r$ all'interno del mezzo e $1/r^2$ sulla superficie. Mentre le onde di Rayleigh si attenuano con legge $1/r^{0.5}$, le quali allontanandosi dalla sorgente diventano predominanti su quelle di volume. Inoltre, l'ampiezza delle onde P è sempre dello stesso segno e all'incirca costante lungo il medesimo fronte d'onda. Contrariamente le onde S variano in ampiezza e segno. Per quanto riguarda le onde di superficie, la componente verticale delle onde R ha segno costante, quella orizzontale cambia segno con la profondità. L'ampiezza decade rapidamente con la profondità (a profondità approssimativa di $1,5\lambda$ è pari a all'incirca del 10% di quella in superficie).

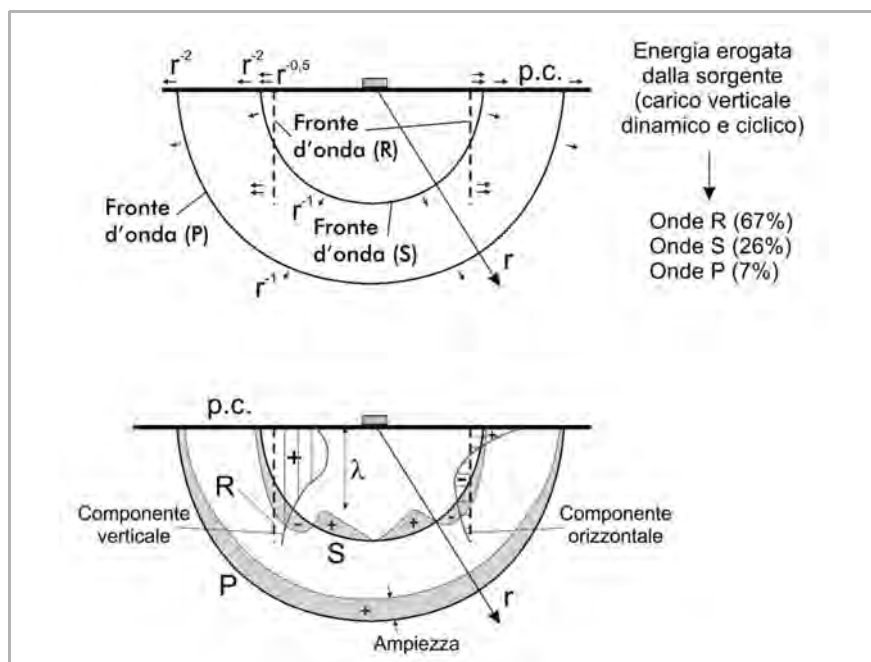


Figura 1.16
Attenuazione
geometrica
delle onde
sismiche

1.9 Fattori di controllo delle ampiezze dei segnali sismici

I fronti d'onda che si propagano si allargano e quindi l'energia per ciascun tipo di onda diminuisce con il quadrato della distanza; ciò è possibile in quanto i fronti d'onda si distribuiscono su superfici sempre maggiori. Infatti, se l'ampiezza di un segnale sismico non fosse in alcun modo alterata, la sua variazione potrebbe essere utilizzata come un'ottima fonte di informazioni riguardanti le caratteristiche dei mezzi attraversati. Tale attenuazione è evidenziata dalla potenza media delle tracce sismiche registrate in superficie, poiché presenta valori molto diversi all'aumentare del tempo di acquisizione. In realtà vi è un gran numero di fattori che influenzano in modo consistente l'ampiezza di un segnale riflesso da una certa interfaccia identificati in:

- divergenza geometrica;
- coefficiente di riflessione di quella interfaccia;
- assorbimento;
- perdite per trasmissione attraverso le interfacce soprastanti;
- effetto delle riflessioni multiple *peg-leg*.

Man mano che un fronte d'onda sferico si propaga all'interno di un mezzo continuo, omogeneo ed isotropo allontanandosi da una sorgente la sua intensità tende a diminuire proporzionalmente all'inverso del raggio. Tutto questo vale nel caso di propagazione in un mezzo ideale in cui la velocità di propagazione del fronte d'onda è costante rispetto alla profondità. Al contrario, l'assorbimento attenua le ampiezze attraverso la conversione irreversibile di energia sismica in energia termica a causa di fenomeni di:

- anelasticità;
- termoelettricità;
- piezoelettricità;
- isteresi (dal greco: *hystéresis*, "ritardo");
- assorbimento viscoso in presenza di fluidi.

La perdita si manifesta con il decadimento di ampiezza del segnale conseguente ad un'attenuazione delle alte frequenze, quindi alla modifica del suo spettro di ampiezza. Tra gli altri parametri associati alle perdite di energia si ricordano:

- *scattering* (riflessione diffusa) che consiste nella dispersione di energia elastica dovuta alla disomogeneità del mezzo;
- la conversione d'onda: quando una perturbazione elastica incide su una superficie di separazione tra due mezzi con diverse caratteristiche elastiche.

1.10 Velocità delle onde sismiche

In generale la velocità delle onde sismiche dipende dalle caratteristiche fisiche (densità ρ) e meccaniche (modulo di Young E , coefficiente di Poisson ν , ecc.) del mezzo attraverso cui si propagano e dalla frequenza f dell'onda ($V = \lambda \cdot f$). In un mezzo omogeneo elastico (cioè nel campo delle piccole deformazioni) la velocità di propagazione delle onde sismiche è indipendente dalla frequenza (onde non dispersive). In tal caso valgono le seguenti relazioni in condizioni di *far field*:

$$V_s = \sqrt{G/\rho} \quad V_p = \sqrt{\frac{Eed}{\rho}} = \sqrt{\frac{E(1-\nu)}{\rho(1+\nu) \cdot (1-2\nu)}} = V_s \cdot \sqrt{\frac{1-\nu}{0,5-\nu}}$$



$$V_R \approx \frac{0,87 + 1,12\nu}{1 + \nu} \cdot V_S$$

Al variare del modulo di Poisson del terreno (ν) risulta $V_P/V_S = f(\nu)$ (1,5 ÷ 2,0 per terreni insaturi e rocce) e $V_R/V_S \approx 1$.

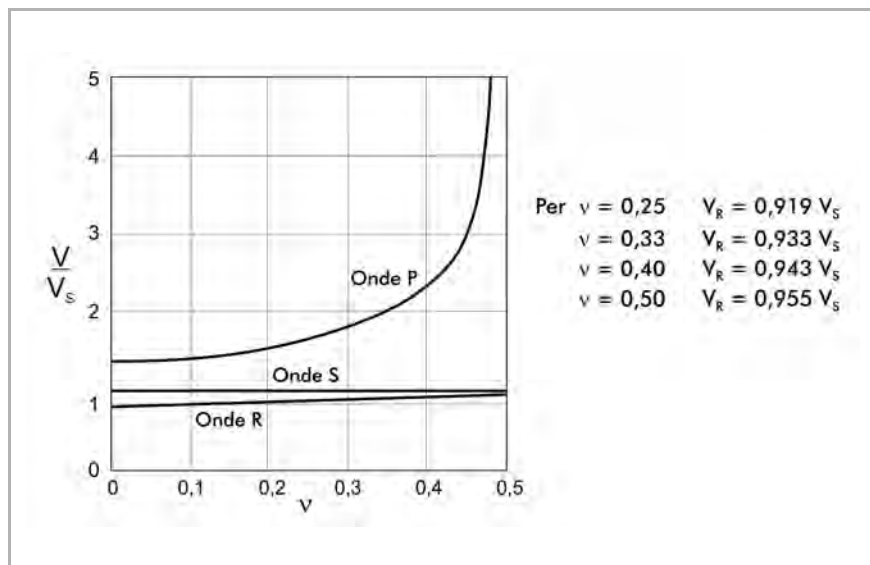


Figura 1.17
Variazione
delle velocità
al variare
del modulo
di Poisson

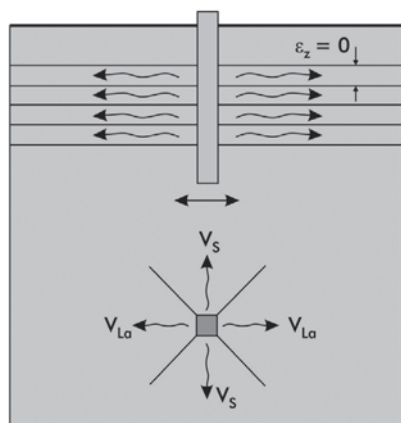
L'ipotesi di onde non dispersive (validità delle relazioni precedenti) è accettabile nei seguenti casi:

- attraversamento di roccia o di terreno omogeneo (onde poco smorzante). Le onde si possono, con buona approssimazione, considerare non dispersive nel campo delle piccole deformazioni (dominio elastico lineare) e delle basse frequenze, e si possono quindi applicare le relazioni precedenti;
- misure sismiche: le frequenze dell'eccitazione (1 - 10 Hz) e l'ampiezza massima delle deformazioni indotte (< 0.0001%) sono tali da potere applicare il modello.

Nel caso di terreni stratificati o caratterizzati da altre forme di eterogeneità (discontinuità, giunti, ecc.), la velocità delle onde sismiche non si può più ritenere indipendente dalla frequenza. Inoltre, è utile definire la velocità delle onde di volume apparenti (velocità di Lysmer), utilizzata nelle funzioni di impedenza dinamica di una fondazione.

Figura 1.18
Schema
illustrativo per
la velocità di
Lysmer

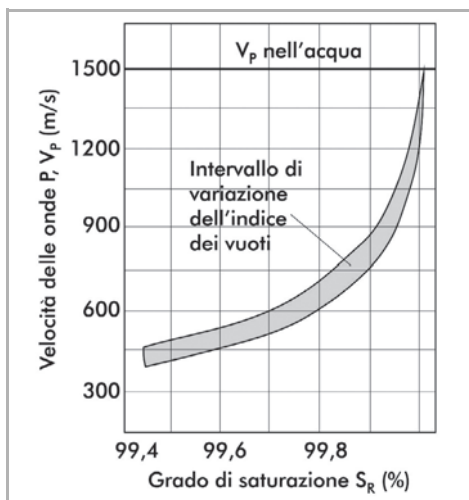
$$V_{La} = \frac{3,4 \cdot V_s}{\pi \cdot (1 - \nu)} \quad (\text{velocità di Lysmer})$$



Per quanto riguarda la dipendenza della velocità delle onde di volume dal grado di saturazione S_r del terreno:

- la velocità delle onde S è scarsamente influenzata da S_r (non potendo l'acqua sostenere sforzi di taglio). Nelle sabbie grossolane pulite dove gli effetti della capillarità sono trascurabili il grado di saturazione influenza il valore di V_s solo nel termine di densità ρ . Mentre nei terreni con un più elevato contenuto di fine le tensioni interparticellari dovute alla capillarità contribuiscono ad aumentare la rigidità del terreno attraverso il modulo G ;
- la velocità delle onde P è invece influenzata da S_r e in particolare:
 - per $S_r < 99\%$, la V_p è controllata dalla rigidità dello scheletro solido nella stessa maniera delle onde S ;

Figura 1.19
Variabilità
di V_p
con S_r , per
 $S_r = 99 \div 100\%$



- per $S_r = 100\%$, la V_p è controllata dal mezzo liquido che è incompressibile ($V_p = 1500 \text{ m/s}$);
- per $99\% < S_r < 100\%$, la V_p varia sensibilmente col grado di saturazione.

APPENDICE



QUADERNI
per la progettazione

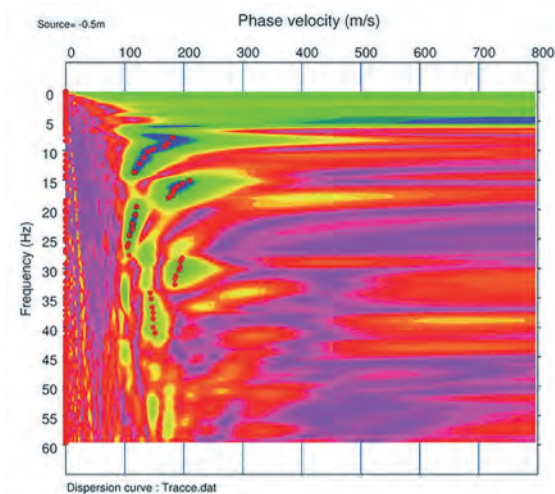


Fig. A.1 – Rif. F.4.30 – Capitolo 4 – spettro di velocità di fase con la definizione delle curve di dispersione

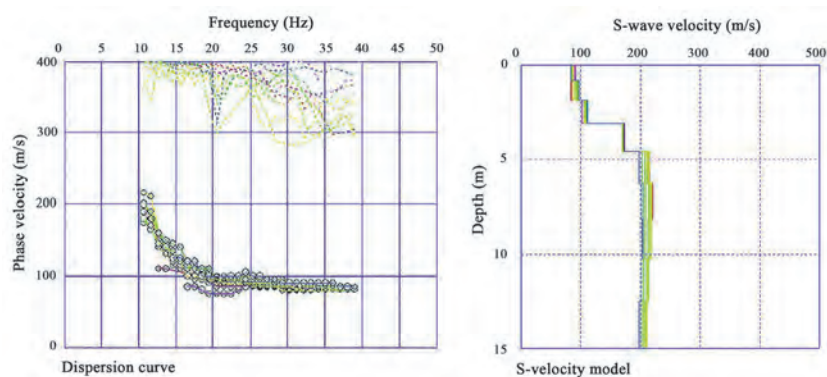


Fig. A.2 – Rif. F.4.44 – Capitolo 4 – a sinistra le curve di dispersione, a destra i profili di velocità V_s ottenuti dal processo di inversione

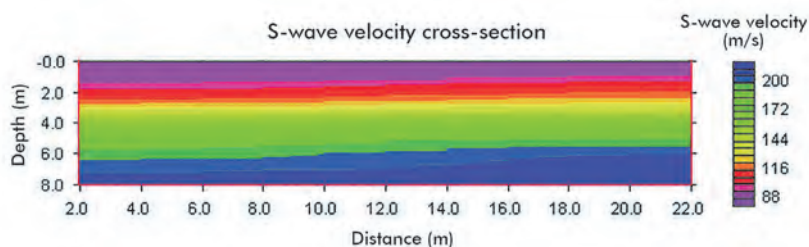


Fig. A.3 – Rif. F.4.45 – Capitolo 4 – sezione verticale finale per le MASW 2D

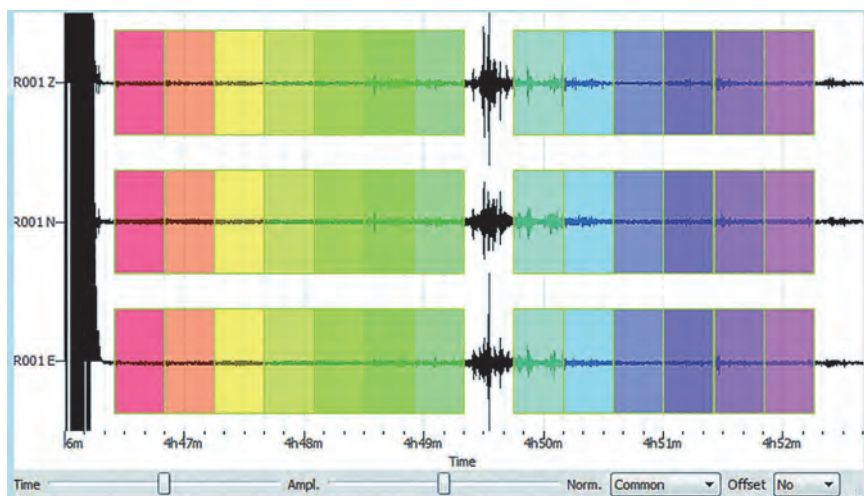


Fig. A.4 – Rif. F.6.13 – Capitolo 6 – finestre temporali colorate in base al risultato ottenuto

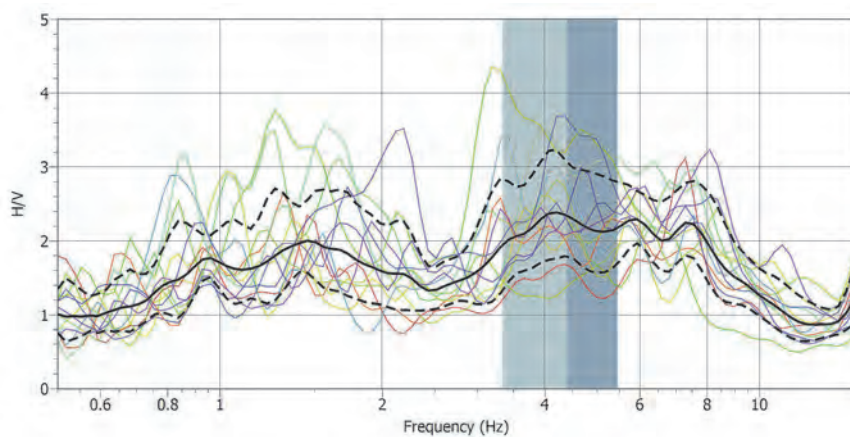


Fig. A.5 – Rif. F.6.14 – Capitolo 6 – rapporti H/V

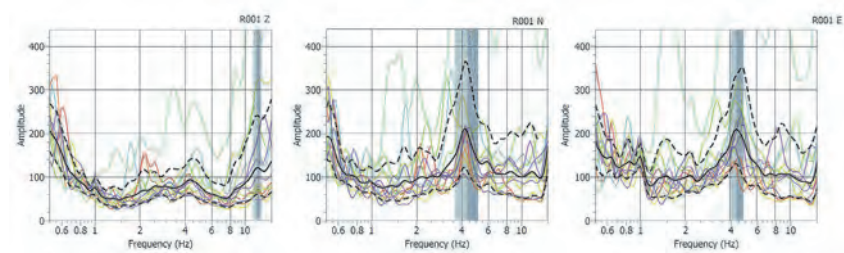


Fig. A.6 – Rif. F.6.18 – Capitolo 6 – grafici a componenti separate

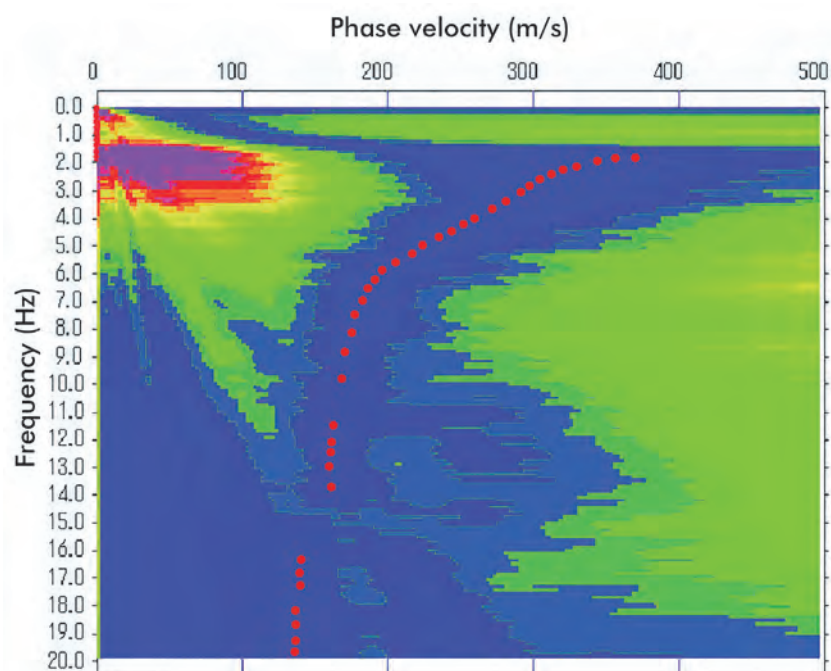


Fig. A.7 – Rif. F.7.2 – Capitolo 7 – esempio di trasformazione velocità di fase (1/slowness) frequenza

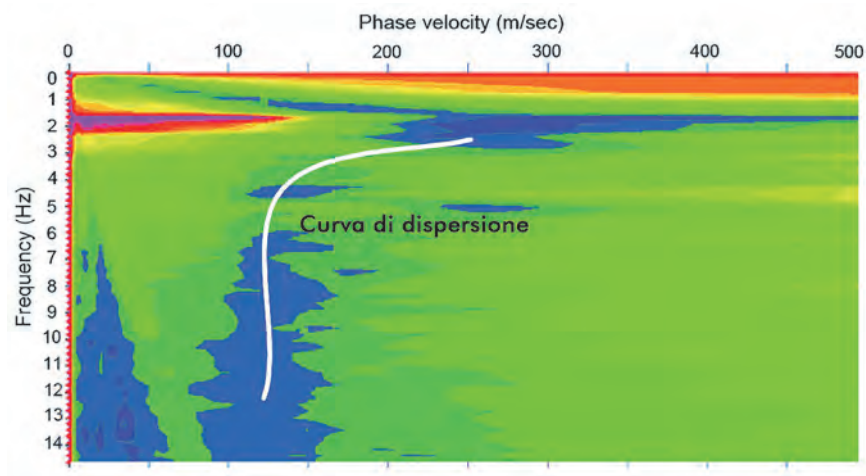


Fig. A.8 – Rif. F.7.11 – Capitolo 7 – esempio di curva di dispersione per il metodo MAM