

Giancarlo Dal Moro

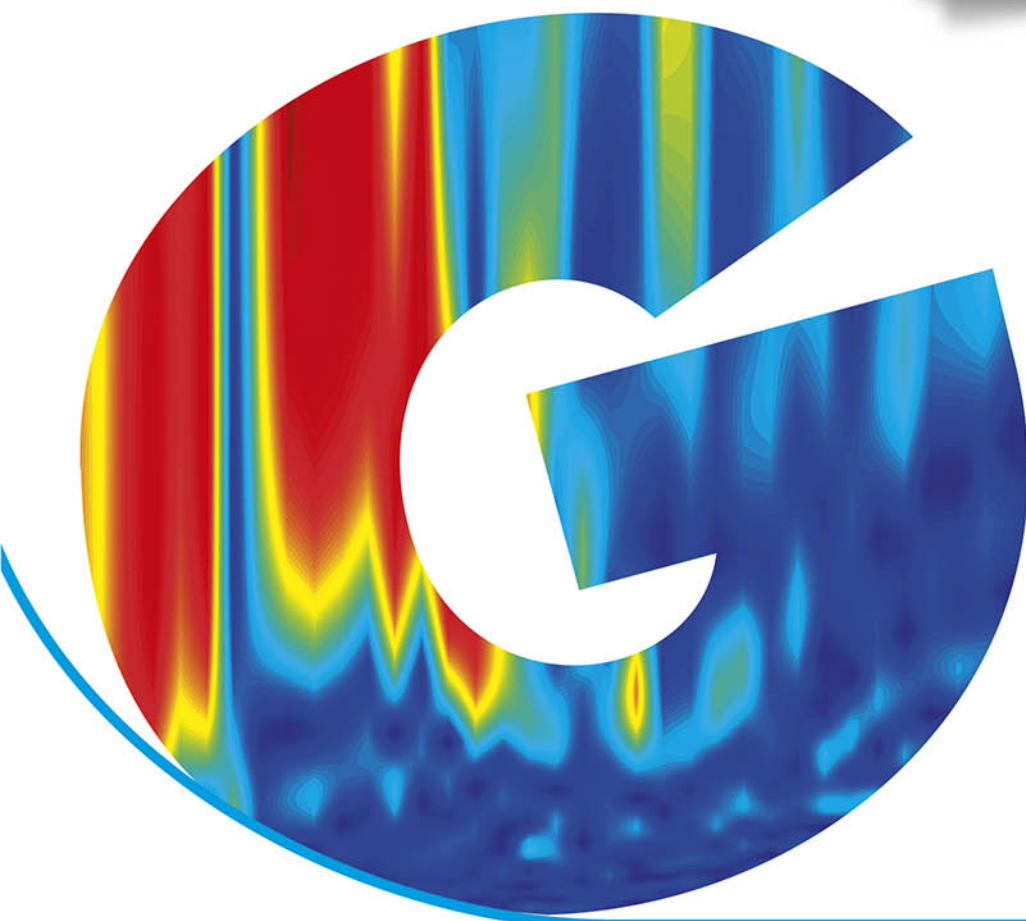


Dario Flaccovio Editore

Onde di superficie in geofisica applicata

Acquisizione e analisi di dati secondo tecniche
MASW e HVSr

[Scheda sul sito >](#)



- Onde di Rayleigh e onde di Love ✓
- Acquisizione dati ✓
- Analisi MASW, ReMi e HVSr ✓
- Raccolta di casi studio ✓

Giancarlo Dal Moro

ONDE DI SUPERFICIE IN GEOFISICA APPLICATA

Acquisizione e analisi di dati secondo tecniche MASW e HVSR



Dario Flaccovio Editore

Il carattere afinalistico della tecnica, che non si muove in vista di fini ma solo di risultati che scaturiscano dalle sue procedure, abolisce qualsiasi orizzonte di senso, determinando così la fine della storia come tempo fornito di senso.

Umberto Galimberti, *Psiche e techne*

Giancarlo Dal Moro

ONDE DI SUPERFICIE IN GEOFISICA APPLICATA

Acquisizione e analisi di dati secondo tecniche MASW e HVSR

ISBN 978-88-579-0116-9

© 2012 by Dario Flaccovio Editore s.r.l. - tel. 0916700686

www.darioflaccovio.it info@darioflaccovio.it

Prima edizione: gennaio 2012

Dal Moro, Giancarlo <1969>

Onde di superficie in geofisica applicata : acquisizione e analisi di dati secondo tecniche MASW e HVSR / Giancarlo Dal Moro. - Palermo : D. Flaccovio, 2012.

ISBN 978-88-579-0116-9

1. Geofisica.

550 CDD-22

SBN PAL0239367

CIP – Biblioteca centrale della Regione siciliana "Alberto Bombace"

Stampa: Tipografia Priulla Palermo, gennaio 2012

Nomi e marchi citati sono generalmente depositati o registrati dalle rispettive case produttrici.

L'editore dichiara la propria disponibilità ad adempiere agli obblighi di legge nei confronti degli aventi diritto sulle opere riprodotte.

La fotocopiatura dei libri è un reato.

Le fotocopie per uso personale del lettore possono essere effettuate nei limiti del 15% di ciascun volume/fascicolo di periodico dietro pagamento alla SIAE del compenso previsto dall'art. 68, commi 4 e 5, della legge 22 aprile 1941 n. 633. Le riproduzioni effettuate per finalità di carattere professionale, economico o commerciale o comunque per uso diverso da quello personale possono essere effettuate solo a seguito di specifica autorizzazione rilasciata dagli aventi diritto/dall'editore.

INDICE

Premessa

1. Fondamenti di analisi del segnale

- 1.1. Campionare un segnale..... » 1
- 1.2. Analisi spettrale: di cosa è fatto un segnale (sismico o meno)?..... » 6

2. Onde di superficie

- 2.1. Onde di Rayleigh e onde di Love..... » 15
- 2.2. Cosa, come e perché » 17
- 2.3. Dispersione e curva di dispersione » 20
- 2.4. Onde di Rayleigh e onde di Love per lo studio del sottosuolo » 25
- 2.5. Non univocità..... » 32
- 2.6. Anisotropia in breve » 33

3. Acquisizione dei dati

- 3.1. Procedure e parametri di acquisizione » 37
- 3.2. Numero di canali, distanza intergeofonica e *offset* minimo..... » 42
- 3.3. Segnali e rumori » 47
- 3.4. Guadagno. Speciali raccomandazioni per acquisizioni finalizzate ad analisi dell'attenuazione (per dati MASW) » 49
- 3.5. Sommare diverse acquisizioni » 51
- 3.6. Nominare i file di campagna: un'operazione cruciale » 53
- 3.7. Acquisizioni su asfalto o roccia » 54
- 3.8. Acquisizione dati ReMi » 55
- 3.9. Acquisizione dati per analisi *H/V*..... » 56
- 3.10. Una possibile *check list*..... » 58

4. Analisi MASW e ReMI

- 4.1. Quale MASW?..... » 61
- 4.2. Determinazione dello spettro di velocità..... » 62
- 4.3. Alcune complicazioni: capire lo spettro di velocità » 63
- 4.4. Significato e implicazioni del *picking* della/e curva/e di dispersione..... » 68
- 4.5. Cenni sulle onde guidate » 69
- 4.6. Analisi ReMi..... » 71
- 4.7. Lunghezza dello stendimento e spettri di velocità: perché le ReMi corte non hanno senso..... » 77
- 4.8. SPAC, ESAC e *f-k*. Cenni » 79

5. Rapporto spettrale H/V

5.1. Generalità.....	» 81
5.2. Alcune complicazioni	» 84
5.2.1. Microtremori e variazioni atmosferiche.....	» 85
5.2.2. Non univocità	» 90
5.2.3. Attenuazione, numero di modi, picchi antropici e asfalti	» 90

6. Inversione di dati

6.1. Il concetto di inversione.....	» 99
6.2. Cos'è il <i>misfit</i> e come funziona un'inversione	» 101
6.3. Minimi locali e non univocità	» 103
6.4. Inversione (cioè analisi) congiunta	» 106
6.4.1. Tecnica MOEA in breve	» 108

7. Sismogrammi sintetici e inversione *full waveform*

7.1. Generalità.....	» 113
7.2. Inversione <i>full waveform</i>	» 118

8. Considerazioni conclusive » 121**Appendice – Raccolta di casi studio** » 129

A1. Caso studio 1: Cangelasio	» 131
A2. Caso studio 2: un sito vulcanico	» 135
A3. Caso studio 3: dispersione inversa da manuale	» 139
A4. Caso studio 4: congiunto (Rayleigh + Love) dirimente	» 141
A5. Caso studio 5: congiunto Rayleigh e rifrazione P	» 147
A6. Caso studio 6: un ulteriore studio congiunto	» 151
A7. Caso studio 7: Narni	» 159
A8. Caso studio 8: tipico lavoro legato alle NTC.....	» 163
A9. Caso studio 9: una frana	» 169
A10. Caso studio 10: modi, componenti e sorgenti	» 175
(un studio veramente congiunto).....	» 175

Bibliografia » 183

PREMESSA

*L'italiano non è l'italiano.
È il ragionare.*

Leonardo Sciascia, *Una storia semplice*

Le necessità legate all'entrata in vigore della nuova normativa antisismica (norme tecniche per le costruzioni) hanno dato grande slancio alla diffusione di talune tecniche basate in larga misura sull'analisi della propagazione delle onde di superficie, ma la comprensione delle varie metodologie e dei problemi a esse connaturati non è certamente andata di pari passo.

Ad aggravare il quadro della situazione vi è un sempre più diffuso approccio semplicistico che risulta necessariamente inadeguato quando ci si trova ad analizzare dati riferiti a condizioni del sottosuolo che si discostano da quelle rispetto alle quali è possibile adottare talune semplificazioni. La confusione che si è venuta a creare è ad esempio bene rispecchiata da una notevole imprecisione nella terminologia con la quale spesso si indicano fenomeni fisici di cui non si è compresa la natura.

La citazione sciasciana intende sottolineare questo cruciale aspetto. Il linguaggio, l'utilizzo di un termine o di un'espressione piuttosto di un'altra, non è un fatto meramente letterario o di bella forma ma sottende invece un significato e quindi un ragionamento.

È bene sottolineare che le tecniche ora così in voga non sono in nessun modo nuove. In larga misura, le loro basi si fondano su studi di oltre un secolo fa e talune loro applicazioni nell'ambito della geofisica datano già alla fine degli anni '40.

Lo scopo di questo libro è quello di fornire alcuni strumenti concettuali utili nell'analisi dei dati utilizzando un linguaggio che senza mai venir meno al rigore terminologico possa altresì risultare, per così dire, lieve.

Considerato il carattere e la natura delle tematiche, il libro è da considerarsi in maniera unitaria: la comprensione dell'ultima pagina dipende da tutto quanto precedentemente esposto e risulta comunque difficile esaminare un qualsiasi capitolo senza considerare tutto quanto è illustrato prima e dopo.

Una teoria svincolata da una nutrita pratica di campagna è certamente sterile e fine a se stessa, ma una pratica di campagna (e di analisi) disgiunta da una solida conoscenza dei fondamenti teorici che si vanno a utilizzare è certamente

pericolosa e rischia di portare discredito a intere categorie professionali e ambiti tecnico-scientifici.

Si vedrà soprattutto come le tecniche considerate non debbano in nessun modo essere considerate solamente rispetto alle necessità della nuova normativa ma rappresentino invece, se bene utilizzate, un potentissimo strumento di indagine del sottosuolo (per molti versi decisamente superiore rispetto ad esempio alla comune sismica a rifrazione) applicabile in qualsiasi problema di carattere geotecnico.

Proprio in virtù del desiderio di unificare teoria e pratica e mostrare altresì talune potenzialità di queste metodologie, il volume è costituito da una prima parte di natura prettamente teorica e da un'appendice in cui vengono esaminati alcuni casi studio.

1. FONDAMENTI DI ANALISI DEL SEGNALE

Chi è solo curioso non ha diritti.
Proverbio Zen

In questa sezione ci si propone di fornire alcuni fondamentali concetti di analisi del segnale che dovrebbero rappresentare il bagaglio minimo di qualsiasi professionista che intenda cimentarsi con metodologie che si basano sull'analisi di segnali ondulatori (quindi in pratica di tutta la geofisica).

Evidentemente, considerati gli scopi prefissati e il carattere del volume, non si pretenderà di essere in nessun modo né esaustivi né eccessivamente rigorosi. Quanto si riporta è quindi una sorta di *Minima Moralia* che il lettore deve assolutamente dominare tanto nella scarna e qualitativa teoria riportata quanto negli aspetti pratici.

1.1. Campionare un segnale

Si cominci col riportare alla memoria il corrispettivo inglese del termine italiano “campionare”: *sampling*. Conoscere il termine inglese è essenziale perché molti strumenti (hardware e software) sono appunto in lingua inglese e capita spessissimo di trovarsi di fronte alle due possibili alternative: *sampling interval* e *sampling frequency* (l'espressione *sampling rate* è di fatto equivalente al termine *sampling frequency*).

Prima di addentrarsi nell'illustrazione di questi termini (e di una serie di ulteriori aspetti da considerare al momento di acquisire un dato) si faccia un piccolo passo indietro.

In figura 1.1a è riportato un segnale che, a semplice titolo di esempio, potrebbe essere pensato come l'oscillazione del suolo in un dato punto al passare del tempo. In questo caso l'asse x rappresenta il tempo e l'asse y l'ampiezza dell'oscillazione del suolo. In effetti il termine *oscillazione* è qui del tutto generico. Si potrebbe in principio misurare tanto lo spostamento (ad esempio in millimetri), quanto la velocità di spostamento (in metri al secondo) o l'accelerazione dello spostamento (in metri al secondo quadrato). I comuni geofoni utilizzati nelle acquisizioni di sismica sono essenzialmente sensibili alla velocità di spostamento del suolo.

Il punto su cui si desidera puntare l'attenzione è relativo comunque al campionamento del segnale (indipendentemente dalla natura del fenomeno registrato). In figura 1.1a viene riportata l'oscillazione reale del suolo al trascorrere del tempo. I metodi di acquisizione del segnale usati oggi sono di tipo digitale e non analogico. Quello che acquisiscono (registrano) non è cioè la completa oscillazione del terreno bensì solamente una serie di campioni presi a intervalli di tempo regolari. L'intervallo di campionamento (*sampling interval*) è appunto il tempo che intercorre tra due successivi campioni. È quindi un tempo che, se si adotta il sistema di unità MKS (metro, kilo, secondo) noto anche come *Sistema Internazionale SI*, è definito in secondi. Poiché però il tipo di segnali con cui si ha a che fare in sismica richiederebbe l'utilizzo di numeri un po' complicati da gestire (ad esempio 0,001 s), come unità di misura viene spesso utilizzato il millisecondo (ms) o in alcuni casi il microsecondo (μ s).

Il tempo di registrazione (spesso in inglese indicato come *record time*) è la lunghezza totale del segnale registrato (ad esempio in figura 1.3 il *record time* è pari a 0,4 secondi). Se si divide il *record time* per l'intervallo di campionamento e si aggiunge un 1 al risultato si ottiene il numero di campioni per traccia (l'aggiunta di un'unità è legata al primo campione, riferito al tempo zero).

E la frequenza di campionamento (*sampling frequency* o *sampling rate*)? La frequenza è semplicemente l'inverso di un tempo. Se si indica con Δt l'intervallo (si ribadisce il termine *intervallo*) di campionamento, la frequenza di campionamento è data dal suo inverso:

$$f = 1/\Delta t$$

e come qualsiasi frequenza si misura in Hz (1/s), cioè numero di cicli per secondo.

Nelle figure 1.1b e 1.1c è riportato il campionamento del segnale originario di figura 1.1a effettuato considerando due diversi intervalli di campionamento (il secondo è chiaramente maggiore del primo).

Nel secondo caso (quando il tempo tra due campioni successivi è maggiore) si avrà evidentemente a che fare con una quantità di dati decisamente inferiore. È intuibile a questo punto che man mano che si aumenta l'intervallo di campionamento si perde (o si rischia di perdere) informazione.

In figura 1.2 viene schematicamente illustrato il problema della perdita di informazione quando si campiona un segnale. Se i campioni effettivamente registrati sono quelli riportati in figura 1.2a è chiaro che entrambe le curve (cioè i segnali) riportati in figura 1.2b risultano, per così dire, compatibili con il dato effettivamente a disposizione (i punti della figura 1.2a).

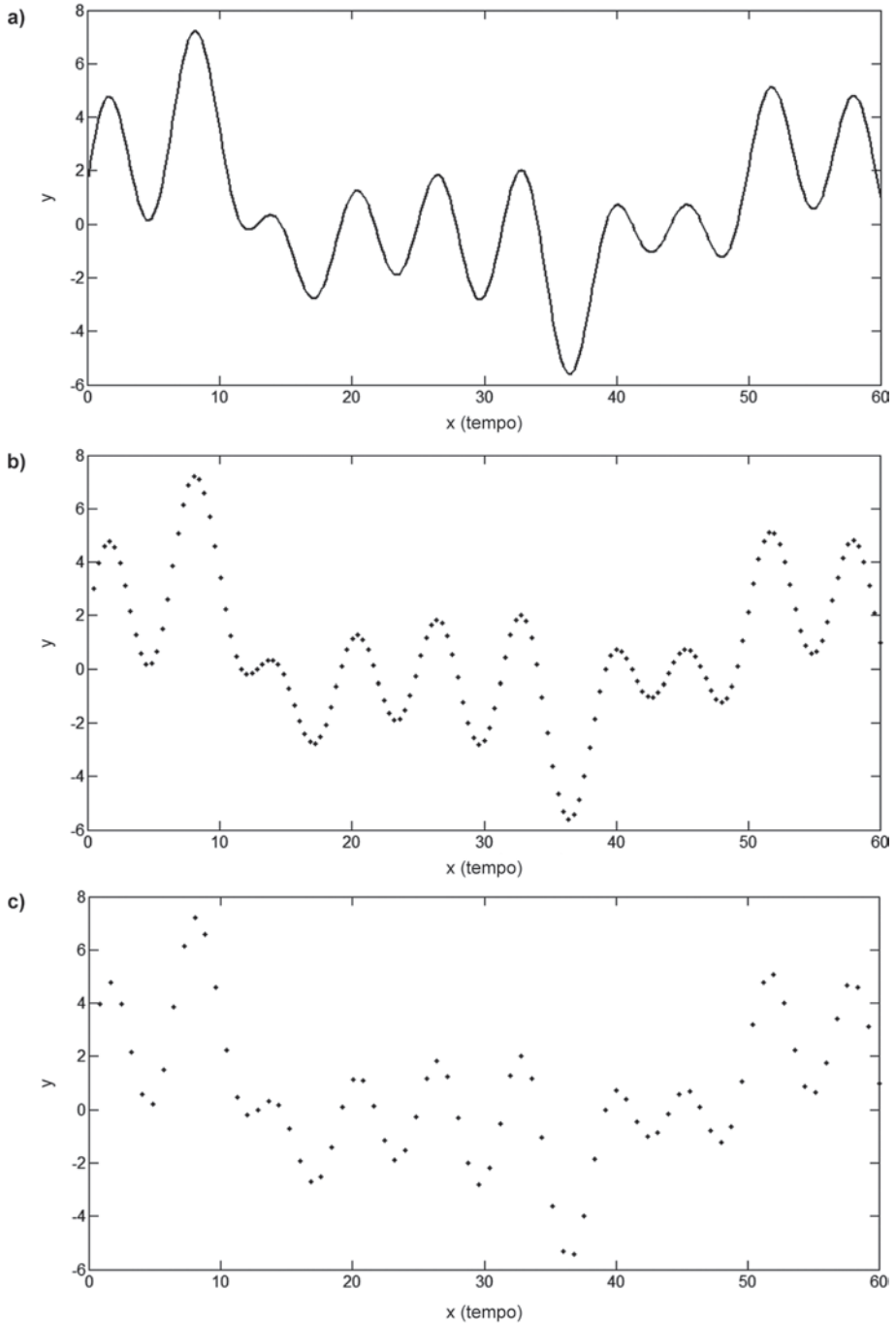


Figura 1.1. Campionamento di un segnale: il pannello a) riporta il segnale in continuo che nei pannelli b) e c) viene poi campionato con 2 diversi intervalli di campionamento

Se si ammette che il segnale vero è quello costituito dalla curva con linea continua (quello a frequenza più alta) è chiaro che il segnale ricostruito a frequenza più bassa (linea tratteggiata) rappresenta una componente in effetti non presente nel segnale originario, quindi non solamente si è perso il vero segnale ma se ne è ricostruito (o meglio creduto di ricostruire/individuare) uno che non è affatto reale. Ecco il fenomeno dell'*aliasing* che non significa solo perdita di informazione, ma autentico “frintendimento” con creazione di un segnale che in effetti non esiste (nei successivi capitoli se ne vedranno degli esempi).

Detto questo, si può anche aggiungere che taluni strumenti di acquisizione/elaborazione si affidano a filtri *anti-aliasing* che in pratica fanno in modo (fissata la frequenza di campionamento) di rimuovere frequenze che possono andare appunto in *aliasing*.

Cosa insegna questo? Semplicemente che, quando si registra (cioè si campiona) un segnale, si deve sapere sino a che frequenza interessa preservare l'informazione. Infatti un segnale è normalmente costituito da molte frequenze e, per il teorema di Nyquist, se si campiona a frequenza f_N si sarà in grado di ricostruire le frequenze sino a un valore pari alla metà della f_N . Se cioè si campiona un segnale con una frequenza di campionamento di 100 Hz (intervallo di campionamento di 0,01 s = 10 ms) si sarà poi in grado di “vedere” frequenze sino a 50 Hz e si perderà invece qualsiasi informazione inerente a componenti con frequenze maggiori di 50 Hz. In effetti poi le cose sono leggermente più complesse e, se in prima approssimazione si può pensare che per avere informazioni sino a una certa frequenza è sufficiente campionare con una frequenza doppia, se si volesse ricostruire in modo più corretto anche l'ampiezza di una data componente (frequenza) che si intende preservare si dovrebbe campionare a una frequenza maggiore di quella indicata da Nyquist.

Ma come scegliere la corretta frequenza di campionamento (o, il suo inverso, l'intervallo di campionamento)? Questo testo non può certamente dare una panoramica rigorosa e completa sull'argomento e si limiterà a far entrare in gioco il buon senso unito all'occhio. In figura 1.3 è riportato lo stesso *dataset* campionato con due diverse frequenze di campionamento: nel caso riportato in alto (figura 1.3a) la frequenza di campionamento è sufficientemente alta da preservare la forma smussata del segnale reale mentre i dati in basso sono campionati con un intervallo di campionamento maggiore (cioè una frequenza di campionamento minore). Dovrebbe risultare evidente che nel secondo caso l'intervallo di campionamento eccessivamente alto ha portato a un degrado del segnale che si manifesta in una forma, per così dire, “seghettata” del segnale registrato. Nel caso in campagna si noti un segnale caratterizzato in questo modo, sarà il caso di rieseguire l'acquisizione diminuendo l'intervallo

di campionamento in modo tale da ottenere un segnale che, mantenendo tutte le componenti rilevanti/necessarie, appaia morbido e smussato come nel caso riportato in figura 1.3a.

Qual è l'intervallo di campionamento consigliato per l'acquisizione di dati sismici utili a studi di carattere superficiale (alcune decine di metri di profondità)? Si risponderà a questo quesito nel prossimo paragrafo.

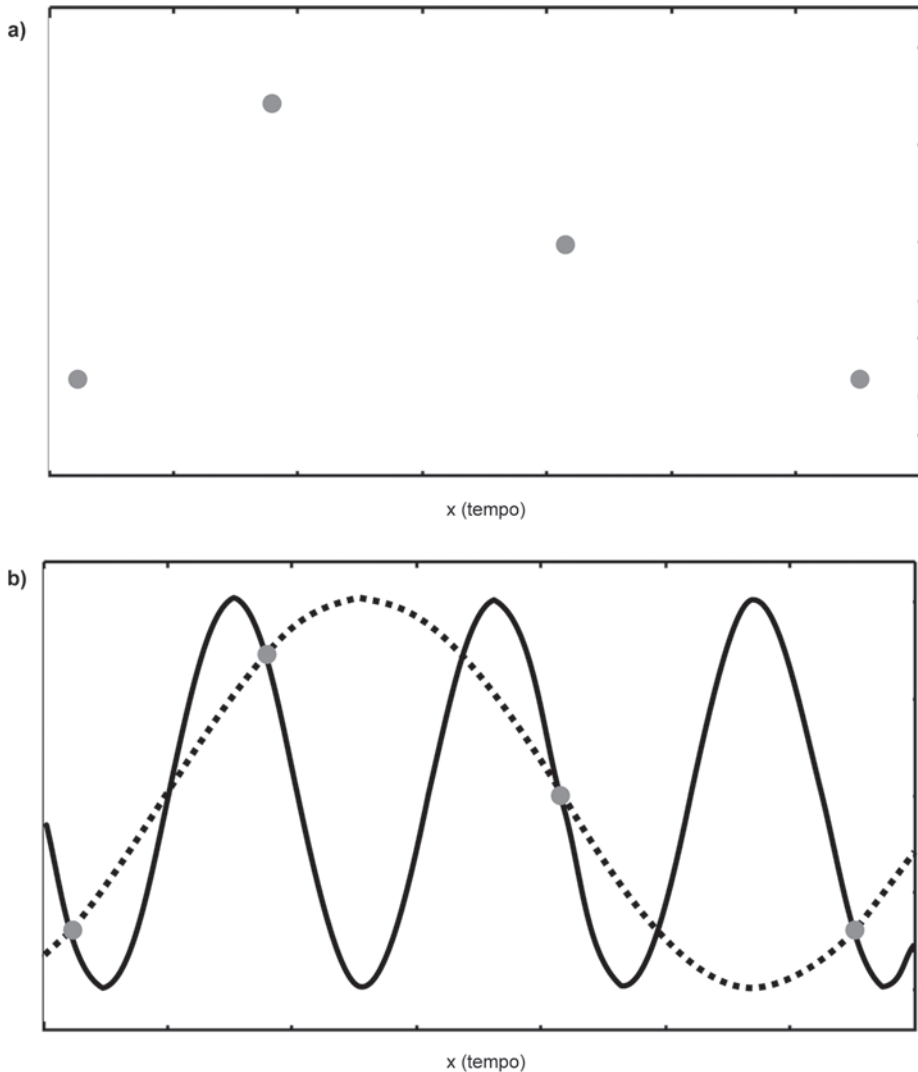


Figura 1.2. Perdita di informazione in caso di campionamento di un segnale

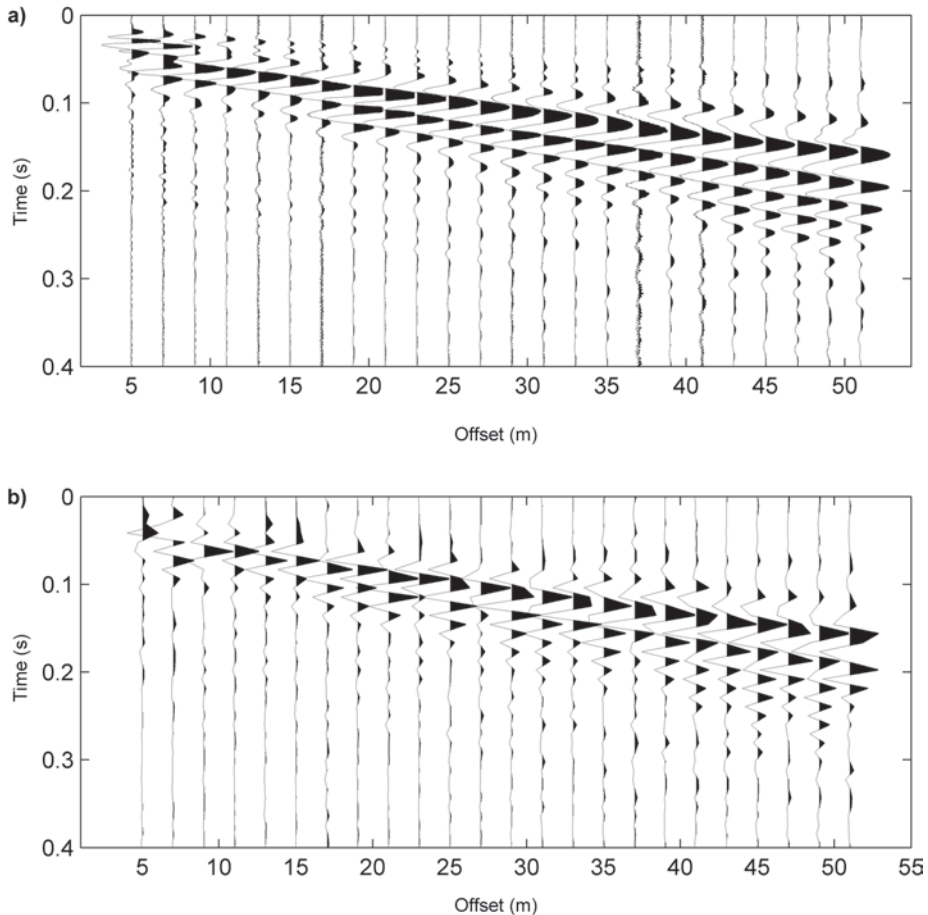


Figura 1.3. Campionare e sotto-campionare un segnale (sismico)

1.2. Analisi spettrale: di cosa è fatto un segnale (sismico o meno)?

Un segnale (che viene registrato necessariamente nel tempo – l’espressione più corretta e rigorosa è *dominio del tempo*) è molto più gestibile e comprensibile quando è portato/rappresentato nel dominio delle frequenze. Poiché comprendere intimamente questo genere di operazioni e rappresentazioni è assolutamente determinante, è bene procedere con calma.

Si considerino quindi i dati riportati in figura 1.4, un classico *dataset* sismico composto da 24 tracce. La perturbazione che la sorgente genera prende il nome di *seismic wavelet* (ondina sismica) e la sua propagazione genererà una serie di fenomeni (onde di corpo riflesse e rifratte, onde di superficie eccetera).

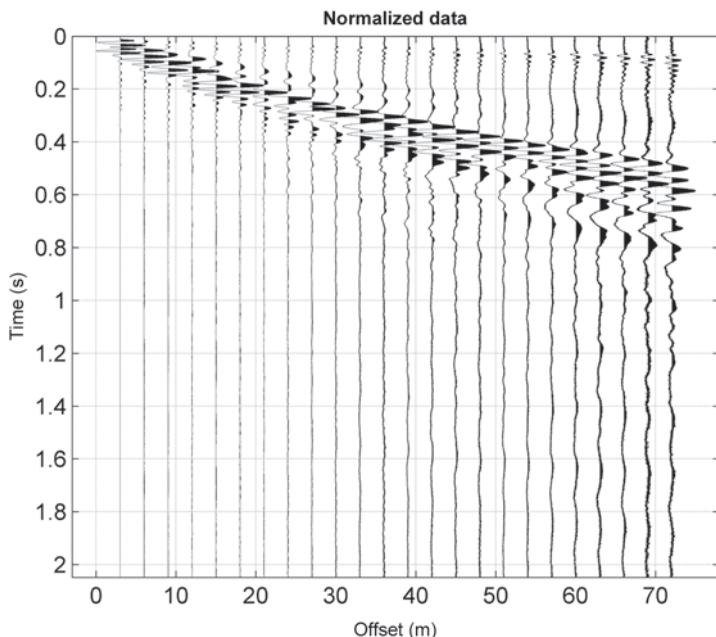


Figura 1.4. *Dataset* reale: le tracce sono normalizzate in modo tale che il valore massimo per ciascuna traccia sia pari a 1 (la figura 1.7 riporta invece le vere ampiezze)

Quello che tra '700 e '800 Jean Baptiste Joseph Fourier scoprì studiando la trasmissione del calore è che un segnale può essere scomposto in varie componenti elementari a carattere sinusoidale ognuna di appropriata frequenza, ampiezza e fase. In figura 1.5 è sintetizzato tale concetto: in alto è rappresentato un segnale (si immagini sia una traccia sismica) e in basso le singole componenti di cui è costituito (la frequenza è semplicemente l'inverso del periodo). Questo significa che sommando tutte le singole componenti riportate in figura 1.5b (ognuna con un diverso periodo, ampiezza e fase) si ottiene il segnale mostrato in figura 1.5a.

È chiaro che ogni elemento riportato in figura 1.5 è facilmente rappresentabile da due semplici parametri: la sua frequenza ($1/T$) e la sua ampiezza (A). Se per ciascuna componente si riportano tali valori su un grafico con in ascissa la frequenza e in ordinata l'ampiezza, si ottiene appunto uno spettro di ampiezza. I dati riportati in figura 1.6 rappresentano l'analisi spettrale (cioè gli spettri di ampiezza e fase) del *dataset* delle figure 1.4 e 1.7 e consentono di fare un paio di considerazioni inerenti all'attenuazione del segnale (gli aspetti relativi alla fase non saranno presi in considerazione). Sono almeno due i punti che vanno colti dalla comparazione tra gli spettri d'ampiezza della prima e della ventiquattresima traccia del *dataset* considerato:

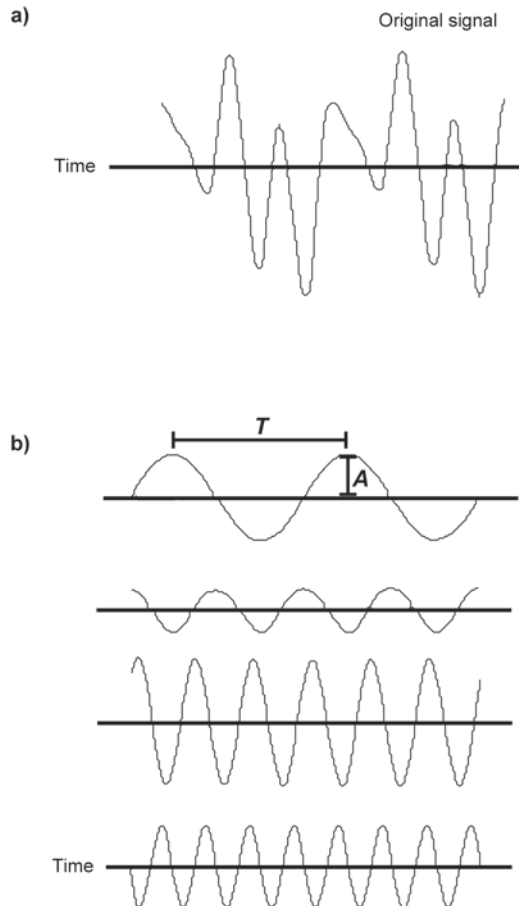


Figura 1.5
Sommatoria di singole componenti
a ottenere il segnale oggetto di analisi
(T rappresenta il periodo e A l'ampiezza)

1. l'ampiezza "assoluta" cala da un valore di picco di circa 2800 a un valore di circa 40 (le unità di misura non interessano in quanto dipendono dal sistema geofoni-sismografo, e l'essenziale è che la risposta dei geofoni sia essenzialmente la stessa, cioè il set di geofoni sia omogeneo);
2. il picco (o la mediana) dello spettro d'ampiezza si sposta verso le basse frequenze (da circa 60 a circa 20 Hz).

Tutto questo significa che:

1. il terreno ha assorbito (o attenuato) energia;
2. le alte frequenze sono state assorbite in modo più massiccio delle basse.

Perché è avvenuto ciò? Sono essenzialmente due i meccanismi responsabili di quanto si osserva in natura: da una parte lo *spreading* geometrico, dall'altro l'attenuazione intrinseca legata alle proprietà del materiale.

Entrare nei dettagli (necessariamente anche matematici) di questi fenomeni

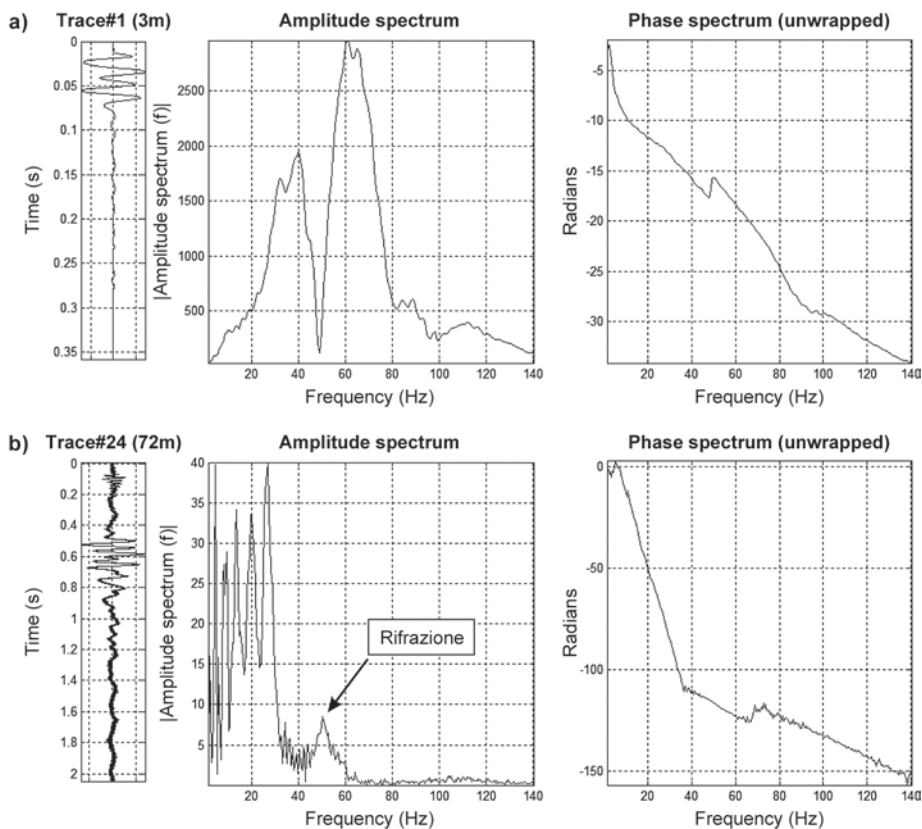


Figura 1.6. Spettri d'ampiezza e fase riferiti al *dataset* riportato in figura 1.4 e 1.7:

a) spettri per la traccia n. 1; b) spettri per la traccia n. 24

richiederebbe tempo ed energie, ma una spiegazione qualitativa di questi due fenomeni è importante al fine di capire cosa si verifica quando si scaglia il martello sulla piastra.

Cos'è lo *spreading* geometrico? Quando si energizza la piastra con il martello (o con qualsiasi altra sorgente), accade che una certa quantità di energia (Joule) si converte e proroga sotto forma di onde. È chiaro che queste onde si espandono: in superficie le onde di superficie, in profondità le onde di corpo (o di volume). Poiché l'energia che si espande è fissa (e dipende dall'energizzazione) va da sé che man mano che il fronte d'onda si espande la densità di energia diminuisce. Si supponga di generare 100 J di energia: dopo 0,3 secondi quest'energia si troverà racchiusa (nelle varie onde che si sono generate) in una semisfera di, ad esempio, 20 m di raggio, ma dopo 1 s il raggio della semisfera sarà aumentato sino, ad esempio, a 100 m, ma la quantità di energia totale resta la medesima (100 J). Ne consegue che la densità di energia è diminuita per una questione meramente geometrica: lo *spreading* geometrico.

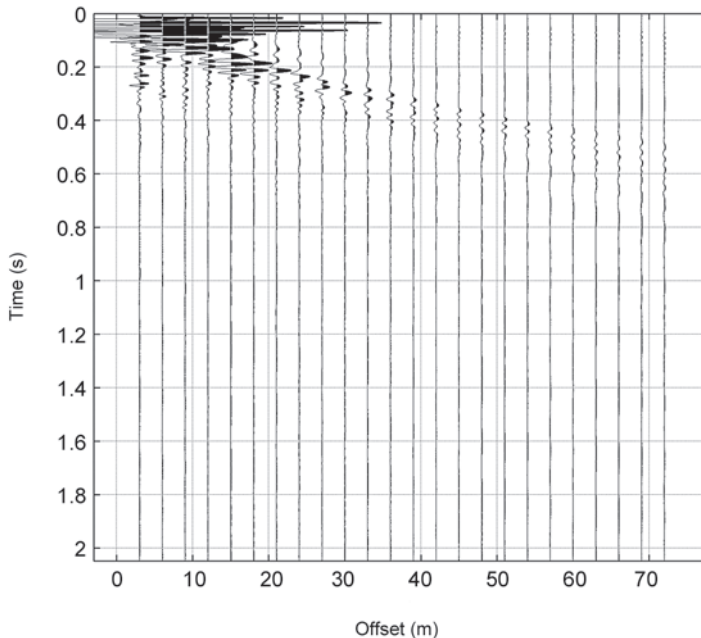


Figura 1.7. Stesso dataset di figura 1.4 rappresentato questa volta con le vere ampiezze

Poiché l'ampiezza di un'onda dipende dall'energia (o meglio in questo caso dalla densità di energia, e più specificatamente dalla sua radice quadrata), si comprende come il primo fattore di decremento dell'ampiezza sia appunto legato allo *spreading* geometrico.

Ma quanto detto sino a qui riguarda il puro caso ideale di un mondo elastico che non conosce componenti viscosi. Nella realtà i materiali assorbono energia (cioè la attenuano), e questo rappresenta un secondo motivo di riduzione dell'ampiezza con l'*offset* (cioè con la distanza sorgente-geofono). Si parla spesso in questo caso di *attenuazione intrinseca* in quanto legata proprio al materiale e non tanto alla propagazione. Senza entrare in dettagli si può pensare che a ogni ciclo di oscillazione di una data componente venga persa una certa quantità di energia. Evidentemente, più cicli si verificano, più energia si perde, motivo per cui le alte frequenze (che oscillano a maggiore frequenza) perdono più energia e si attenuano quindi maggiormente rispetto alle basse frequenze. Ne consegue il sopra evidenziato spostamento verso le basse frequenze del picco dello spettro di ampiezza: le alte frequenze scompaiono prima e, in termini relativi, le basse frequenze acquistano di importanza.

L'utilità delle analisi spettrali è perlomeno duplice: da una parte è uno strumento indispensabile per comprendere quali sono le componenti di un segnale (cosa spesso utile per comprenderne l'origine e l'evoluzione), dall'altra consente di

eseguire un'infinita serie di operazioni (filtraggi e trasformazioni di tutti i tipi) che sarebbero di fatto impossibili da svolgere nel dominio del tempo.

Per fare chiarezza rispetto a taluni pessimi usi di terminologie il cui valore è quello di definire le cose in modo rigoroso e univoco, è a questo punto possibile introdurre un nuovo termine: *spettrogramma*.

Se ne riporta uno in figura 1.8. Di cosa si tratta? Si tratta di rappresentare lo spettro d'ampiezza di un segnale al variare del tempo. Per ulteriore chiarezza se ne riporta l'usuale rappresentazione bidimensionale e quella tridimensionale. Sulla sinistra è riportata l'ultima traccia del dataset riportato in figura 1.7 mentre sulla destra viene mostrato il suo spettrogramma. L'asse verticale è in entrambi i casi rappresentato dal tempo. In questo caso il primo segnale

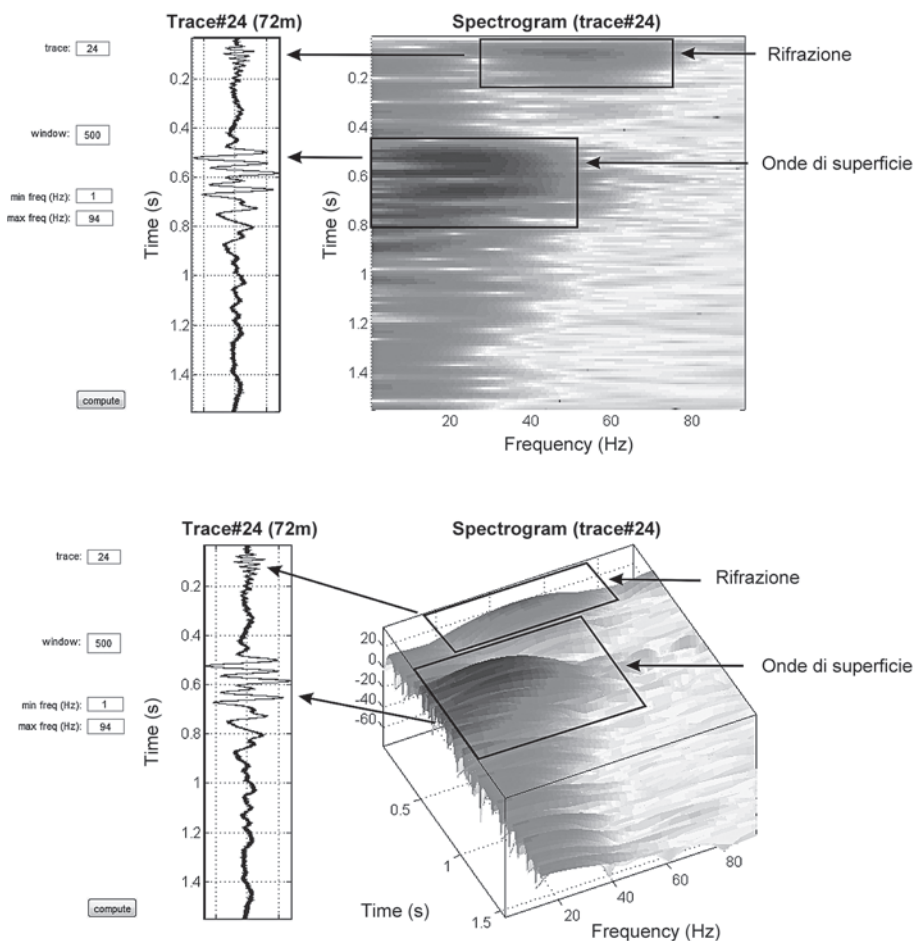


Figura 1.8. Spettrogramma dell'ultima traccia del *dataset* riportato in figura 1.7. Per chiarezza, oltre alla classica rappresentazione bidimensionale (sopra) ne viene riportata anche una rappresentazione tridimensionale (in basso)

presente sulla traccia (a circa 0,1 s) è relativo a una rifrazione, mentre il successivo (tra circa 0,5 e 0,8 s) è chiaramente legato alla propagazione dell'onda di superficie (in questo caso di Rayleigh). Lo spettrogramma sulla destra mostra il diverso contenuto in frequenza dei due eventi: la rifrazione è decisamente ricca in alte frequenze (massimo d'ampiezza attorno ai 50 Hz), mentre l'onda di Rayleigh è costituita da più basse frequenze (centrate tra i 20 e i 30 Hz). Si confronti tale spettrogramma con lo spettro di ampiezza riportato in figura 1.6 relativamente alla stessa traccia.

Tornando quindi alla questione posta alla fine del precedente paragrafo (l'intervallo di campionamento consigliato per l'acquisizione di dati sismici) ci si può ora avvicinare al punto in termini ragionati.

Di quali componenti è costituito un segnale sismico? Certamente dipende dal tipo di sorgente adottata, dal tipo di geofoni utilizzati e dall'*offset*. Una risposta esaustiva dovrebbe tener conto dell'insieme di tutti questi fattori.

Ma si dovrebbe tener conto anche di quale tipo di segnale si desidera analizzare. Ad esempio: si è interessati solo alle onde di superficie o magari anche agli eventi rifratti (questi sono in generale costituiti da frequenze più alte rispetto alle onde di superficie)? Cosa accade quando si è in presenza di sorgenti che generano frequenze molto alte e si lavora su roccia sana (quindi poco attenuante) e si è magari interessati anche a studi di rifrazione?

La figura 1.9 riporta quello che può succedere. Un occhio con un minimo di

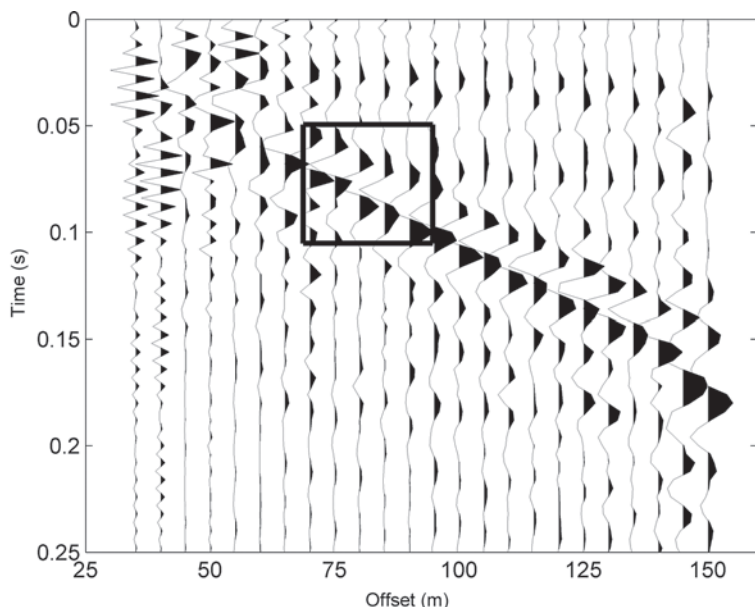


Figura 1.9. Esempio di acquisizione effettuata con un intervallo di campionamento troppo alto (cioè con bassa frequenza di campionamento)

esperienza e con la necessaria familiarità con i vari aspetti sin qui ricordati dovrebbe individuare immediatamente un problema di sotto-campionamento che si manifesta in segnali dall'aspetto frastagliato/seghettato (si veda in particolare la porzione di dati evidenziata nel rettangolo). L'ondina sismica non è quindi rappresentata in modo completo ma in modo un po' approssimativo, quindi vi è il rischio (come minimo) di perdere informazione.

Se in campagna si notasse qualcosa del genere si dovrebbe semplicemente diminuire l'intervallo di campionamento o, analogamente, aumentare la frequenza (di campionamento).

È pratica comune utilizzare un intervallo di campionamento di 1 ms (frequenza pari a 1000 Hz). Questo assicura una frequenza di Nyquist di 500 Hz e quindi abbondantemente al di sopra del *range* di frequenze che nella maggior parte dei casi interessa mantenere, ma in alcuni casi (lavorando su roccia ed essendo interessati anche alla rifrazione – si ricordi che con lo stesso *dataset* si possono fare studi sia sulla dispersione che sulla rifrazione) può essere utile diminuire l'intervallo di campionamento a 0,5 o 0,25 ms.

2. ONDE DI SUPERFICIE

What is right accords with principle.

Robert Fripp

Le domande alle quali si tenterà di dare una qualche risposta in questo capitolo sono:

- come si manifestano le onde di superficie?
- perché si utilizzano per investigare il sottosuolo?

Si getteranno le basi grazie alle quali nei successivi capitoli si potrà anche affrontare un ulteriore punto: qual è il modo migliore di generare e registrare le onde di superficie?

Il concetto fondamentale che si andrà a motivare è che le modalità di propagazione delle onde di superficie (che viaggiando appunto sulla superficie possono essere acquisite senza la necessità di effettuare costose perforazioni necessarie per i metodi *downhole* e *crosshole*) sono intrinsecamente determinate dalle proprietà del mezzo in profondità. Ne consegue che delineando in modo chiaro le caratteristiche della propagazione delle onde di superficie si potrà dire qualcosa sulle caratteristiche del mezzo sino a profondità che dipendono dalle specifiche caratteristiche del segnale sismico in esame.

Una risposta bene argomentata e accuratamente interiorizzata da parte del lettore può mettere in luce i vari aspetti che devono essere tenuti ben presenti durante la fase di analisi. Da questo la citazione in apertura di capitolo: per affrontare correttamente la pratica di campagna e di analisi è bene avere buone basi teoriche. A livello terminologico si ricordi che l'impedenza acustica (*acoustic impedance*) è definita come il prodotto della V_p per la densità del mezzo (le onde acustiche sono onde P) mentre il prodotto della V_s per la densità definisce l'impedenza di taglio (*shear impedance*).

2.1. Onde di Rayleigh e onde di Love

Le onde di superficie che interessano chi si occupa di studi su terra ferma (cioè non marini) sono due: quelle di Rayleigh e quelle di Love. I nomi derivano da coloro che per primi ne hanno previsto e descritto il carattere: Rayleigh (nel 1885) e Love (nel 1911).