

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI FEDERICO II DI NAPOLI

DOTTORATO DI RICERCA IN SCIENZE DELLA TERRA

XIX CICLO

METODOLOGIE DI ANALISI DEI SEGNALI SISMICI

PER LO STUDIO DEGLI EFFETTI DI SITO

Tutore
Prof.ssa Concettina Nunziata

Dottorando
dott. Danilo Galluzzo

Coordinatore del Corso
Prof. Gennaro Corrado

Ai miei Genitori

“Qualsiasi immagine ci facciamo della realtà è solo
un ‘travestimento’ della stessa ma è tutto quello
che possiamo fare ed è il nostro bene più grande”

(Prof. Edoardo Boncinelli)

Indice

Introduzione.....	4
1. Metodologie di Analisi dei segnali sismici.....	12
1.1 Metodo dei Rapporti Spettrali.....	12
1.2 Metodo di inversione per onde S.....	16
1.3 Metodo di inversione per onde di Coda.....	19
1.4 Metodo dei rapporti spettrali H/V calcolati su finestre temporali delle onde S.....	21
1.5 Metodo di Nakamura sul rumore sismico.....	23
1.6 Metodi multicanale.....	25
1.6.1 Metodo della cross-correlazione di Aki.....	25
1.6.2 Metodi f-k: metodi Beam Forming ed High Resolution.....	31
1.7 Metodo della matrice di covarianza.....	36
2. Aree di applicazione.....	38
2.1 Vesuvio.....	38
2.1.1 Introduzione.....	38
2.1.2 Analisi dei dati.....	43
2.1.3 Discussione e interpretazione dei risultati.....	54
2.2 Colfiorito.....	60
2.2.1 Introduzione.....	60
2.2.2 Analisi dei dati.....	63
2.2.3 Discussione e interpretazione dei risultati.....	78
3. Conclusioni.....	84
Ringraziamenti.....	88
Bibliografia.....	89

Introduzione

L'influenza delle caratteristiche geologiche locali sulle caratteristiche del moto del suolo quali ampiezza, contenuto in frequenza e durata, nonché sui danni causati dai terremoti è nota da molti anni. Già nel XIX secolo si riteneva che le condizioni locali di sito avessero un ruolo importante sui danni causati dai terremoti. Le distribuzioni dei danni da terremoto in aree con diverse condizioni di sito sono state evidenziate da MacMurdo (1824) in occasione del terremoto di Cutch (India) del 1819, Mallet (1862) in occasione del terremoto del 1857 e da Wood (1908) e Reid (1910) in occasione del terremoto di San Francisco del 1906.

Alcuni tra i casi recenti più significativi sono relativi al terremoto del 1985 di Michoacan (Messico) e al terremoto del 1989 di Loma Prieta (California). Nel primo caso, il terremoto del 19 settembre 1985 ($M_s = 8.1$) causò danni moderati nella zona epicentrale (costa messicana occidentale) ma danni di una certa entità a Città del Messico, 350 Km dall'epicentro. Le analisi del moto del suolo nei differenti siti di Città del Messico evidenziarono significative relazioni tra la geologia superficiale e i danni riportati (Stone et al., 1987; Dobry & Vucetic, 1987).

Nel 1989, il terremoto di Loma Prieta ($M_s = 7.1$) produsse uno scuotimento di VIII grado di intensità (scala MCS) nell'area epicentrale, ma intensità più grandi (IX) nella zona di San Francisco e Oakland. La notevole disponibilità di sismometri e accelerometri in tale area permise di delineare l'attenuazione dell'accelerazione massima in funzione della distanza epicentrale nelle diverse zone. La zona identificata come "San Francisco Bay Mud", circoscritta ai margini della baia, composta in superficie da argille con spessore variabile da 0 a circa 3 m, risultò la zona con accelerazioni di picco maggiori (Seed et al., 1990).

Gli esempi appena descritti evidenziano la dipendenza delle caratteristiche dei parametri del moto del suolo dalle proprietà dei materiali superficiali. I fattori che concorrono alla modifica delle proprietà del moto del suolo sono la geometria, le proprietà dei materiali superficiali

(velocità di propagazione delle onde sismiche, densità del mezzo di propagazione, contrasto d'impedenza acustica), la topografia e le caratteristiche del campo d'onda incidente.

Gli effetti dei depositi di materiali sciolti caratterizzati da velocità di propagazione basse ($V_s < 800$ km/s) sul moto del suolo sono noti da anni e sono stati descritti in diversi lavori scientifici (Kramer, 1996). Numerose evidenze sperimentali dimostrano come strati di sedimenti inconsistenti poggiati su bedrock ($V_s > 0.8$ km/s) amplificano notevolmente il moto del suolo in alcune bande di frequenze (Kramer, 1996). Gli effetti di amplificazione diventano più complessi se l'interfaccia bedrock-sedimento è caratterizzata da geometria complessa (spazio semi-infinito con forti discontinuità laterali).

Indipendentemente dalle caratteristiche geologiche locali, la topografia riveste un ruolo importante negli effetti di sito. E' stato spesso osservato in casi di eventi distruttivi che le costruzioni posizionate alla sommità di colline riportano danni maggiori di quelle posizionate a quote più basse (Geli et al. (1988), Faccioli (1991) e Finn (1991)). Considerazioni teoriche e modelli numerici atti a predire l'amplificazione del moto del suolo su topografie convesse indicano che gli effetti dipendono anche dalle caratteristiche del campo d'onda incidente (Pedersen et al., 1994). Molto spesso, le misure hanno mostrato effetti di amplificazione maggiori di quelli predetti dalle simulazioni. Una possibile spiegazione di tale effetto può essere dovuta alla presenza combinata di strati sedimentari in sommità dei rilievi topografici, situazione che aumenterebbe l'amplificazione del moto del suolo (Pedersen et al., 1994).

L'interazione del campo d'onda incidente con la superficie libera ("Flat Free Surface") riveste un ruolo importante negli effetti di sito ed è estremamente sensibile al variare dell'angolo d'incidenza soprattutto per la componente SV delle onde di taglio (Aki, 1988). In particolare quando l'angolo d'incidenza γ è prossimo al valore critico β/α , dove α e β sono rispettivamente le velocità delle onde P ed S, esistono valori di amplificazione molto alti (fino a 5), dipendenti anche dal rapporto di Poisson (Aki, 1988).

Il termine “effetti di sito”, a seconda dei metodi d’indagine applicati, assume significati e contenuti leggermente distinti. La risposta di sito può essere riferita al rapporto tra alcune misure di moto del suolo in un sito A (in genere spettro di Fourier in ampiezza) rispetto ad un altro sito B per un singolo terremoto o per un insieme di terremoti. Un'altra definizione di risposta di sito può riguardare la predizione della funzione di risposta in un sito “A” rispetto ad un input sismico ad una profondità al di sotto di “A”. Inoltre, l’effetto di sito può essere considerato come la differenza fra le ampiezze del moto registrate in siti posti su differenti strutture geologiche superficiali classificate in base a parametri geotecnici, avendo rimosso gli effetti dovuti alla sorgente sismica ed al percorso per un consistente insieme di terremoti. L’aspetto comune delle diverse definizioni è la condizione di riferimento: la risposta di sito è una stima relativa (Boore, 2004). Nel primo caso la risposta di sito è valutata rispetto ad un sito di riferimento “B” mentre nel secondo caso è relativa ad un input sismico ad una certa profondità e nel terzo ad un riferimento mediato su di un gruppo di stazioni posizionate su litologie note.

La sempre maggiore disponibilità di dati di buona qualità (utilizzo di stazioni sismiche digitali ad alta dinamica, sensori a larga banda) ha portato ad un notevole sviluppo delle metodologie di analisi. I metodi attualmente più utilizzati possono essere suddivisi in metodi sperimentali, quali i metodi che utilizzano le ampiezze spettrali ottenute con la Fast Fourier Transform dei segnali sismici operando un confronto tra i diversi siti di registrazione, metodi numerici, che a partire dalla conoscenza delle strutture geologiche dell’area considerata forniscono risultati numerici per le funzioni di amplificazione, e metodi semiempirici, come i metodi basati sulle “funzioni di Green empiriche”.

La procedura più comune tra i metodi sperimentali consiste nel calcolo dei rapporti spettrali per registrazioni di terremoti in siti vicini. In altri termini si confrontano le ampiezze spettrali dei terremoti registrati in ciascun sito in esame rispetto ad una stazione di riferimento, esente da effetti di sito. Per una corretta applicazione di questa tecnica è necessario che il sito di riferimento, localizzato su bedrock, sia quanto più vicino possibile alle altre stazioni, in modo

che le differenze tra i siti in esame siano solo imputabili ad effetti locali e non a effetti di percorso o di “radiation pattern”. Tale metodo è stato applicato per la prima volta da Borchardt (1970) per l’area della baia di San Francisco. Per lo studio degli effetti di sito in aree vulcaniche, il metodo dei rapporti spettrali è stato applicato per l’area dei Campi Flegrei da Del Pezzo et al. (1993). La mancanza di un adeguato sito di riferimento ha, in alcuni casi, portato al confronto tra le ampiezze spettrali calcolate al singolo sito rispetto allo spettro medio stimato su tutte le stazioni. In tal caso l’effetto di sito viene considerato rispetto allo spettro medio calcolato sull’area in esame. I risultati ottenuti vengono posti a confronto con altri metodi sperimentali per valutarne l’efficacia e l’affidabilità in termini dell’errore associato (Lachet et al. 1996; Bonilla et al. 1997).

Nell’ambito dei metodi sperimentali, un notevole contributo è stato fornito dai metodi di inversione basati sulle onde S dei terremoti e sulle onde di coda. Il primo dei metodi citati è stato applicato da Hartzell (1992), Lachet et al. (1996), Bonilla et al. (1997), Parolai et al. (2001) e Druet et al. (2005). Tale metodo fornisce le stime dei termini di sito e sorgente per un insieme di terremoti, le cui ampiezze spettrali vengono preliminarmente corrette per i termini di percorso e di spreading geometrico. I vantaggi di questo metodo risiedono nell’applicabilità anche ad un data set non omogeneo (i terremoti non sono stati registrati ad ogni stazione) e nella valutazione dei termini di sorgente. In modo analogo viene applicata la procedura d’inversione basata sulle onde di coda secondo il modello “Single Back Scattering” (Aki & Chouet, 1975). Un ulteriore e interessante sviluppo nell’ambito dei metodi empirici è dovuto all’applicazione della trasformata wavelet per l’analisi dei segnali sismici. È stato dimostrato che con l’applicazione del metodo Meyer-Yamada (Birgoren & Irikura, 2005) è possibile quantificare l’influenza dell’effetto di sito oltre che sull’ampiezza spettrale dei segnali sismici anche sulla loro durata.

Negli ultimi anni c’è stata una notevole diffusione dei metodi basati sui rapporti H/V tra l’ampiezza spettrale della componente orizzontale e l’ampiezza della componente verticale del moto del suolo del rumore sismico (“noise” sismico). Tali metodi sono stati introdotti da

ricercatori giapponesi nei primi anni settanta (Nogoshi & Igarashi, 1970). Numerosi lavori hanno confermato che i rapporti spettrali sono molto più stabili dei singoli spettri valutati su ciascuna componente (Field & Jacob, 1995). Inoltre, in molti casi i rapporti H/V mostrano il massimo dell'ampiezza in corrispondenza della frequenza di risonanza del sito considerato. Questo aspetto sperimentale è stato anche confermato da studi effettuati su segnali sintetici ottenuti da sorgenti distribuite in maniera casuale negli strati superficiali (Lachet & Bard, 1994; Lermo & Chavez-Garcia, 1994; Fäh et al., 2001).

Un altro metodo sperimentale consiste nel considerare il rapporto spettrale tra le componenti orizzontali e verticali delle onde di taglio dei terremoti. Tale metodo è una combinazione tra il del metodo delle "receiver-function" di Langston (1979) e il metodo di Nakamura (1989).

I risultati ottenuti dai metodi sperimentali sono spesso messi a confronto con i risultati ottenuti da metodi numerici. In particolare, se sono note le caratteristiche geotecniche dell'area in esame, l'effetto di sito potrebbe essere stimato numericamente. Tale tipo di approccio richiede una buona conoscenza delle strutture in profondità del sito in esame, dei modelli analitici e dei metodi numerici da utilizzare. Sebbene tutti i metodi numerici abbiano come base l'equazione d'onda, differenti modelli vengono implementati per lo studio dei diversi aspetti delle funzioni di amplificazioni di sito (campo d'onda incidente, geometria del mezzo di propagazione 1D, 2D o 3D). Tali metodologie, come ad esempio i metodi alle differenze finite o agli elementi finiti, sono in grado di descrivere la propagazione del campo d'onda in strutture complesse ma spesso risultano essere dispendiose dal punto di vista computazionale. Ulteriori sviluppi vengono effettuati per tenere conto degli effetti di diffrazione e/o delle irregolarità superficiali, come nella modellazione di Aki-Larner (Aki & Larner, 1970) o nel metodo ibrido proposto da Fäh et al. (1992). Quest'ultimo metodo consiste nella tecnica della somma dei modi (Florsch et al., 1991; Panza, 1985) e delle differenze finite. Una delle applicazioni di tale approccio è stata effettuata per la zonazione della città di Napoli (Nunziata, 2004). In realtà, a causa dei notevoli costi di calcolo e, a volte, delle limitate conoscenze sul mezzo di propagazione e sulle condizioni al

contorno, tali metodi forniscono risultati attendibili solo per alcuni intervalli di frequenze (frequenze minori di 8 Hz). Tra i metodi di uso immediato, il più noto è il metodo basato sulla propagazione verticale delle onde di taglio SH in un mezzo a strati piano-paralleli, come implementato nel software Shake (Schnabel et al., 1972). Negli ultimi anni, sono disponibili anche programmi di calcolo basati su modelli costitutivi non lineari e che tengono conto dei fenomeni di liquefazione (CyberQuake program, 1998).

I metodi empirici o semi-empirici sono noti nella comunità sismologica con il nome di funzioni di Green empiriche (EGF – “Empirical Green Function”). Tali metodi sono stati usati in sismologia per lo studio dei processi di sorgente di grandi terremoti usando registrazioni sia di mainshock che di aftershocks (Mueller, 1985; Courboux et al., 1998). L’aspetto fondamentale dei metodi EGF consiste nella possibilità di generare forme d’onda sintetiche a partire da dati reali che tengano conto anche della dipendenza dall’effetto di sito. L’idea fondamentale consiste nel considerare le registrazioni di piccoli eventi sismici al sito di interesse come ragionevoli approssimazioni delle funzioni di Green. Ipotizzando valide le leggi di scala per la sismicità e per l’area considerata, è possibile secondo tali procedure simulare le forme d’onda per eventi più grandi. La tecnica delle funzioni di Green empiriche è stata utilizzata per la prima volta da Hartzell (1978) ed è stata sviluppata in seguito da numerosi ricercatori. Il vantaggio consiste nel tenere conto in modo intrinseco degli effetti di percorso e di sito. La forte approssimazione che si commette consiste nel non tenere conto dei comportamenti non lineari del suolo.

Nell’ambito delle applicazioni pratiche, la caratterizzazione della geologia al di sotto del sito in esame, è finalizzata alla stima di un singolo parametro: la velocità di propagazione delle onde di taglio. Nella normativa vigente viene in particolare richiesta la V_{S30} . Per ottenere una stima più dettagliata dell’andamento della velocità con la profondità, sono di largo uso le tecniche di analisi multicanale (o di array). L’uso di antenne sismiche (array) ha permesso lo sviluppo e l’utilizzo di metodi di array per la determinazione di profili in velocità (Scherbaum et al., 2003). Le metodologie di analisi multicanale possono essere suddivise in metodi che utilizzano sorgenti

attive (MASW) e metodi basati su sorgenti passive (metodo SPAC, metodi frequenza-numero d'onda, ReMi). La gran parte di tali metodi è basata sulla stima delle velocità di fase delle onde di Rayleigh in funzione della frequenza ed i modelli in velocità sono ottenuti invertendo la distribuzione delle velocità di fase secondo procedure iterative o mediante algoritmi d'inversione. Tra i metodi basati su sorgente attiva, è opportuno ricordare il metodo FTAN, metodo basato sull'analisi delle velocità di gruppo delle onde di superficie (Levshin et al., 1972; Nunziata et al., 1999). I metodi basati su sorgenti passive (microtremore prodotto da fenomeni naturali o artificiali) sono basati sull'utilizzo di array bidimensionali, quali i metodi frequenza-numero d'onda (Horike, 1985; Kawase et al., 1998), il metodo SPAC (Aki, 1957; Okada, 2003; Asten, 2005) o stendimenti lineari (Louie, 2001). Recentemente Gouedard et al. (2006) hanno mostrato l'applicazione della tecnica della cross-correlazione tra i segnali accelerometrici per la stima delle funzioni di Green tra coppie di ricevitori posti a distanza ravvicinata e Cho et al. (2006) hanno proposto metodi di analisi ("Centerless Circular Array" o CCA e "Two-Radius method" o TR) per la stima di modelli di velocità superficiali su vasta scala.

Negli ultimi decenni, la maggiore disponibilità di strumentazione e di dati ha permesso lo studio degli effetti di sito in un numero sempre maggiore di aree geografiche. Il presente lavoro di tesi ha l'obiettivo di affrontare in maniera multimetodologica la tematica degli effetti di sito in aree vulcaniche (area Vesuvio) ed in aree tettonicamente attive (area di Colfiorito). Le funzioni di amplificazione empiriche che caratterizzano le condizioni locali del sito di misura saranno determinate e verificate attraverso un approccio integrato fra metodologie di analisi multicanale (segnali registrati da antenne sismiche o "array"), metodi sperimentali per la valutazione della risposta di sito e risultati ottenuti con altre metodologie geofisiche per l'area in esame. In particolare, il lavoro è strutturato secondo lo schema seguente:

- 1) Definizione dei metodi utilizzati, suddivisi secondo le diverse tipologie (metodi basati sui rapporti spettrali e sulle ampiezze spettrali dei segnali sismici, metodi di array, quali il metodo SPAC e i metodi f-k e metodo della matrice di covarianza per lo studio delle

proprietà di polarizzazione); i metodi di analisi sono stati implementati attraverso lo sviluppo di codici software in ambiente Matlab, in linguaggio Fortran e C++; la preanalisi dei dati sismici è stata effettuata utilizzando il software SAC (“Seismic Analysis Code”).

- 2) Applicazione dei metodi esposti alle aree d’interesse: area di Colfiorito ed area del Vesuvio. Esposizione ed interpretazione dei risultati ottenuti.
- 3) Discussione dei risultati e conclusioni.

1. Metodologie di analisi dei segnali sismici

1.1 Metodo dei Rapporti Spettrali

Un sismogramma può essere rappresentato nel dominio delle frequenze come il prodotto dei termini di sorgente, percorso ('path'), effetto di sito e risposta strumentale. Nell'ipotesi che l'insieme dei dati sia composto da n terremoti (che identificheremo con indice i) registrati ad N stazioni (identificabili con indice j), l'ampiezza spettrale A_{ij} dell'evento sismico i -esimo registrato alla stazione j -esima è data dalla seguente relazione (Andrews, 1986):

$$A_{ij}(f, \varphi, \vartheta) = S_i(f) \cdot R(\varphi, \vartheta) \cdot P_{ij}(f) \cdot G_j(f, \varphi, \vartheta) \cdot I_j(f) \quad (1)$$

dove $S_i(f)$ rappresenta il termine di sorgente dell' i -esimo evento sismico, $R(\varphi, \vartheta)$ è il termine di "radiation pattern", con θ angolo d'incidenza e φ angolo di azimuth di propagazione, $P_{ij}(f)$ è il termine di percorso per l' i -esimo terremoto registrato alla j -esima stazione (comprensivo del termine di attenuazione e di 'spreading' geometrico), $G_j(f, \varphi, \vartheta)$ è il termine di sito per la j -esima stazione, $I_j(f)$ rappresenta la risposta strumentale per la j -esima stazione e f è la frequenza (Hz).

Noti i parametri di attenuazione, le coordinate ipocentrali e le caratteristiche strumentali dei sistemi di acquisizione, è possibile correggere l'ampiezza spettrale $A_{ij}(f)$ per i termini $P_{ij}(f)$ e $I_j(f)$.

In formule, portando al primo membro i termini noti, si ha:

$$\frac{A_{ij}(f, \varphi, \vartheta)}{P_{ij}(f) \cdot I_j(f)} = R(\varphi, \vartheta) \cdot S_i(f) \cdot G_j(f, \varphi, \vartheta) \quad (2)$$

e utilizzando una notazione più compatta:

$$\bar{A}_{ij}(f, \varphi, \vartheta) = R(\varphi, \vartheta) \cdot S_i(f) \cdot G_j(f, \varphi, \vartheta) \quad (3)$$

Lo scopo del metodo è di determinare il termine di sito $G_j(f, \varphi, \vartheta)$ per ogni sito j-esimo.

Prendendo il logaritmo naturale di ambo i membri dell'equazione (3), si ha:

$$\ln(\bar{A}_{ij}(f, \varphi, \vartheta)) = \ln(R(\varphi, \vartheta) \cdot S_i(f)) + \ln(G_j(f, \varphi, \vartheta)) \quad (4)$$

Fissato il j-esimo sito, è possibile effettuare la media sui logaritmi naturali delle ampiezze spettrali, che presentano una distribuzione log-normale, relative a tutti gli n terremoti disponibili (media sull'indice i). In tal modo si ha:

$$\langle \ln(\bar{A}_{ij}(f, \varphi, \vartheta)) \rangle_i = \langle \ln(R(\varphi, \vartheta) \cdot S_i(f)) \rangle_i + \langle \ln(G_j(f, \varphi, \vartheta)) \rangle_i \quad (5)$$

L'operazione di media sugli n terremoti disponibili fornisce una valutazione del termine G_j mediato sull'intervallo degli angoli di incidenza θ e di azimuth di propagazione φ , nell'ipotesi che il data set sia composto da terremoti con distribuzione spaziale opportuna e con meccanismi focali "misti". Per tale motivo, nelle seguenti equazioni i termini $A_{ij}(f, \varphi, \vartheta)$ e $G_j(f, \varphi, \vartheta)$ saranno sostituiti da $A_{ij}(f)$ e $G_j(f)$ considerati come valori mediato sull'intero intervallo degli angoli φ e θ . Secondo tali assunzioni la (5) diventa:

$$\langle \ln(\bar{A}_{ij}(f)) \rangle_i = \langle \ln(R(\varphi, \vartheta) \cdot S_i(f)) \rangle_i + \ln(G_j(f)) \quad (6)$$

Considerando la media dei logaritmi effettuata su entrambi gli indici (i e j) si ha:

$$\langle \ln(\bar{A}_{ij}(f)) \rangle_{ij} = \langle \ln(R(\varphi, \vartheta) \cdot S_i(f)) \rangle_{ij} + \langle \ln(G_j(f)) \rangle_{ij} \quad (7)$$

da cui:

$$\langle \ln(\bar{A}_{ij}(f)) \rangle_{ij} = \langle \ln(R(\varphi, \vartheta) \cdot S_i(f)) \rangle_i + \langle \ln(G_j(f)) \rangle_j \quad (8)$$

Il termine $\langle \ln(G_j(f)) \rangle_j$ nell'equazione (8) può essere considerato come il logaritmo naturale dell'ampiezza dello spettro di riferimento ($\ln(H_{ref})$). E' stato dimostrato che, in prima approssimazione, lo spettro log-mediato su tutti i siti disponibili può essere una stima dello spettro di riferimento (Milana et al., 1996).

Prendendo in considerazione la differenza fra la relazione (6) e la (8), si ha:

$$\begin{aligned} \langle \ln(\bar{A}_{ij}(f)) \rangle_i - \langle \ln(\bar{A}_{ij}(f)) \rangle_{ij} = \\ \langle \ln(R(\varphi, \vartheta) \cdot S_i(f)) \rangle_i + \ln(G_j(f)) - \langle \ln(R(\varphi, \vartheta) \cdot S_i(f)) \rangle_i - \langle \ln(G_j(f)) \rangle_j \end{aligned} \quad (9)$$

Il primo membro dell'equazione (9) è la differenza tra la media dei logaritmi delle ampiezze spettrali al sito j e la media logaritmica delle ampiezze spettrali calcolata sugli indici i e j.

Operando le opportune semplificazioni nell'equazione (9) si ha:

$$\langle \ln(\bar{A}_{ij}(f)) \rangle_i - \langle \ln(\bar{A}_{ij}(f)) \rangle_{ij} = \ln(G_j(f)) - \langle \ln(G_j(f)) \rangle_j \quad (10)$$

L'equazione (10) fornisce la stima del logaritmo naturale del termine di sito $G_j(f)$ per la stazione j-esima rispetto al riferimento stabilito H_{ref} . Per semplificare la notazione il secondo termine dell'equazione (10) sarà richiamato con la notazione $\ln(H/H_{ref})$.

La procedura di calcolo utilizzata per la stima del termine $\ln(H/H_{ref})$ per il sito j -esimo e dell'errore associato è la seguente:

- fissata la stazione j -esima e il corrispondente data set di terremoti ($i = 1, \dots, N$) si calcolano le quantità $\ln(H/H_{ref})_i$ per ogni terremoto;
- il termine $\ln(H/H_{ref})$ ed il rispettivo errore vengono calcolati stimando la media e la deviazione standard sulle quantità $\ln(H/H_{ref})_i$ ($i=1, \dots, N$).

1.2 Metodo di inversione per onde S

Si consideri l'equazione (4):

$$\ln(\bar{A}_{ij}(f)) = \ln(S_i(f)) + \ln(G_j(f)) \quad \forall i \in \{1, \dots, n\} \text{ terremoti} \quad e \quad \forall j \in \{1, \dots, N\} \text{ siti}$$

Nell'equazione precedente, per semplificare la notazione, il termine di “radiation pattern” $R(\varphi, \theta)$ è stato incluso nel termine di sorgente $S_i(f)$. Inoltre, poiché la valutazione del termine di sito verrà effettuata considerando l'intero data set dei terremoti disponibili caratterizzati da diversi meccanismi focali, nel termine $G_j(f)$ è stata omessa la dipendenza dagli angoli φ e θ , nell'ipotesi che la dipendenza da φ e θ diventi una variabile casuale in seguito alla media su molte sorgenti. L'equazione (4) può essere riscritta in termini di matrici (Hartzell, 1992):

$$\vec{d} = K \cdot \vec{m} \quad \forall f \tag{11}$$

dove \vec{d} rappresenta il vettore dei termini noti (primo membro dell'equazione (4)), \vec{m} rappresenta il vettore dei parametri (secondo membro dell'equazione (4), le incognite del problema) e K rappresenta la matrice che lega \vec{d} ad \vec{m} . Se n_j è il numero di terremoti registrati alla stazione j -esima ($j = 1 \dots N$) ed nl ($nl = \sum_j n_j$ per $j = 1 \dots N$) è il numero totale di forme d'onda, allora si ha che:

- il vettore m sarà composto da $N + n$ termini (termini di sito + termini di sorgente);
- il vettore d sarà composto dalle nl ampiezze spettrali;
- la matrice K avrà dimensioni $(N + n) \times (nl)$.

Nel caso in cui il problema è sovradeterminato ($nl > N+n$) è possibile calcolare m con un procedimento di ottimizzazione lineare. Tale metodologia è ben descritta da Hartzell (1992). Nel

presente lavoro, lo spettro di riferimento è stato scelto vincolando la media dei logaritmi di tutte le ampiezze uguale a 0 (Hartzell, 1992). Tale assunzione è equivalente all'ipotesi di considerare come spettro di riferimento l'ampiezza spettrale media calcolata su tutti i siti, come descritto nel paragrafo 1.1. Utilizzando tale vincolo, la (11) diventa (Hartzell, 1992):

$$\begin{pmatrix} \bar{d} \\ 0 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} K \\ \bar{1} \end{pmatrix} \cdot \bar{m} \quad \forall f \quad (12)$$

La struttura in dettaglio della relazione (12) è la seguente:

$$\begin{pmatrix} \ln \bar{A}(f)_{11} \\ \ln \bar{A}(f)_{12} \\ \ln \bar{A}(f)_{13} \\ \vdots \\ \vdots \\ \ln \bar{A}(f)_{n(N-1)} \\ \ln \bar{A}(f)_{nN} \\ \underbrace{0}_{\text{vincolo}} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \overbrace{1 \ 0 \ 0 \ \dots \ 0}^{n \text{ terremoti}} & \overbrace{1 \ 0 \ 0 \ \dots \ 0}^{N \text{ siti-stazione}} \\ 1 \ 0 \ 0 \ \dots \ 0 & 0 \ 1 \ 0 \ \dots \ 0 \\ \vdots & \vdots \\ \vdots & \vdots \\ \vdots & \vdots \\ \underbrace{1 \ 1 \ 1 \ \dots \ 1 \ 1 \ 1 \ \dots \ 1}_{\text{vincolo}} \end{pmatrix} \times \begin{pmatrix} \ln S(f)_1 \\ \ln S(f)_2 \\ \vdots \\ \vdots \\ \ln S(f)_n \}_{n \text{ terremoti}} \\ \ln G(f)_1 \\ \ln G(f)_2 \\ \vdots \\ \vdots \\ \ln G(f)_N \}_{N \text{ siti}} \end{pmatrix} \quad \forall f(Hz) \quad (13)$$

Utilizzando tale notazione:

$$\begin{pmatrix} K \\ \bar{1} \end{pmatrix} \rightarrow K \quad (14)$$

la soluzione per il vettore \bar{m} in norma L_2 è data da (Lay & Wallace, 1995):

$$\bar{m} = \left((K^T \cdot K)^{-1} \cdot K^T \right) \cdot \bar{d} \quad (15)$$

Considerando le equazioni (2) e (4), le incertezze associate al vettore dei dati \vec{d} sono legate agli errori associati all'ampiezza spettrale A_{ij} dei segnali e ai parametri contenuti nel termine di attenuazione P_{ij} . Il termine P_{ij} è dato dalla seguente espressione (Aki & Richards, 1980):

$$P_{ij}(f) = \frac{1}{R_{ij}} \exp\left(\frac{-\pi f v_s}{Q(f) R_{ij}}\right) \quad (16)$$

dove R_{ij} è la distanza ipocentrale, v_s è la velocità media delle onde S e $Q(f)$ è il parametro di attenuazione per le onde S dipendente dalla frequenza f . Nell'ipotesi in cui gli errori associati alle grandezze fisiche, ai parametri contenuti nell'equazione (16) ed all'ampiezza spettrale dei segnali siano indipendenti e casuali, tenendo presente le equazioni (4) e (11), l'errore associato al vettore \vec{d} è dato da (Taylor, 1993):

$$\delta d_{ij} = \sqrt{\left(\frac{\partial d}{\partial A_{ij}}\right)^2 (\delta A_{ij})^2 + \left(\frac{\partial d}{\partial R_{ij}}\right)^2 (\delta R_{ij})^2 + \left(\frac{\partial d}{\partial Q}\right)^2 (\delta Q)^2 + \left(\frac{\partial d}{\partial v_s}\right)^2 (\delta v_s)^2} \quad \forall f(\text{Hz}) \quad (17)$$

dove δA_{ij} , δR_{ij} , δQ e δv_s sono, rispettivamente, gli errori associati all'ampiezza spettrale del segnale A_{ij} , alla distanza ipocentrale R_{ij} , al parametro di attenuazione Q e alla velocità media v_s . Note le incertezze δd sui dati (eq. 17), gli errori sui parametri \vec{m} sono dati da (Lay & Wallace, 1995):

$$\vec{\delta}_m^2 = K^{-1} \cdot \vec{\delta}_d^2 \cdot (K^{-1})^T \quad (18)$$

1.3 Metodo di inversione per onde di coda

La dipendenza dell'ampiezza spettrale delle onde di coda dal tempo t e dalla frequenza f può essere espressa come (Aki & Chouet, 1975):

$$A_{ij}(f, t) = S_i(f) \cdot G_j(f) \cdot I_j(f) \cdot C(f, t) \quad (19)$$

dove $A_{ij}(f, t)$ è l'ampiezza dello spettro di Fourier delle onde di coda ottenuto moltiplicando il segnale per una finestra a gradino di durata T e centrata in $t_0 + t$. Il parametro "lapsetime" t è definito come il valore del centro della finestra temporale di durata T a partire dal tempo origine del terremoto t_0 . Nell'equazione (19) $S_i(f)$ rappresenta il termine di sorgente dell' i -esimo evento sismico, $G_j(f)$ è il termine di sito per la j -esima stazione, $I_j(f)$ rappresenta la risposta strumentale per la j -esima stazione e f è la frequenza (Hz). Il termine $C(f, t)$ descrive il decadimento dell'ampiezza della coda del sismogramma ed è espresso secondo il modello "Single Back-Scattering", come (Aki & Chouet, 1975):

$$C(f, t) = (t^{-1}) \cdot \exp\left(-\pi f t / Q_c(f)\right) \quad (20)$$

dove $Q_c(f)$ rappresenta il fattore di qualità per le onde di coda. Nell'ipotesi che siano noti la funzione di decadimento dell'ampiezza delle onde di coda per i siti di registrazione e che le ampiezze spettrali siano corrette per la curva di risposta strumentale, si ha:

$$\frac{A_{ij}(f, t)}{C(f, t) \cdot I_j(f)} = S_i(f) \cdot G_j(f) \quad (21)$$

da cui considerando il logaritmo naturale di ogni membro si ha:

$$\ln(\bar{A}_{ij}(f)) = \ln(S_i(f)) + \ln(G_j(f)) \quad (22)$$

L'equazione da risolvere risulta uguale a quella del metodo basato sull'inversione delle ampiezze spettrali delle onde S (paragrafo 1.2). La soluzione per i termini di sito e per le stime degli errori associati è ottenuta considerando la trattazione esposta nel paragrafo 1.2 (da equazione (11) a (18)). Nell'applicare tale metodo bisogna prestare attenzione alla scelta del valore del "lapse time" t e della finestra temporale di analisi. E' opportuno scegliere un valore del "lapse time" tale che t sia almeno il doppio del tempo di percorrenza delle onde di taglio per la stazione più lontana (Margheriti et al., 1994).

1.4 Metodo dei rapporti spettrali H/V calcolati su finestre temporali delle onde S

Il metodo dei rapporti spettrali fra lo spettro delle componenti orizzontali e verticale del moto del suolo fu introdotto da Langston (1979) (Metodo delle “Receiver Functions”) per lo studio della struttura crostale utilizzando registrazioni di telesismi.

Il principio fondamentale del metodo si basa sull’assunzione che la componente verticale non è influenzata dalla geologia locale, mentre le componenti orizzontali contengono conversioni di onde P in S dovute agli strati superficiali. In tal modo deconvolvendo la componente verticale dalla componente orizzontale del moto, si è in grado di stimare la funzione di trasferimento del sito.

Una trattazione completa dal punto di vista matematico è ben descritta in letteratura (Field & Jacob, 1995; Kramer, 1996). Per analogia con il metodo delle “receiver Functions”, tale metodo è stato applicato alla stima della funzione di trasferimento di sito calcolando i rapporti H/V su finestre di segnale contenenti le fasi S dei terremoti locali (Field & Jacob, 1995; Bonilla et al., 1997; Lachet et al., 1996). Nel presente lavoro di tesi i rapporti spettrali H/V sono stati ottenuti secondo la seguente procedura:

- 1) selezione visuale di finestre temporali di durata T in un intervallo temporale intorno all’arrivo della fase S;
- 2) “Tapering” e calcolo della FFT su tali finestre;
- 3) composizione degli spettri calcolati sulle componenti orizzontali (N-S ed E-W) secondo la relazione (Lachet et al., 1996):

$$H(f) = \sqrt{\frac{(H_{N-S}(f))^2 + (H_{E-W}(f))^2}{2}} \quad (23)$$

- 4) calcolo dei rapporti $(H/V)_{ij}$ per ogni terremoto i -esimo e sito j -esimo;
- 5) calcolo di media logaritmica e deviazione standard dei rapporti spettrali H/V su tutti i terremoti disponibili per ogni sito j -esimo.
- 6) ‘smoothing’ dei risultati utilizzando una media mobile calcolata su n punti.

Nel prosieguo del lavoro tale metodo sarà richiamato come metodo HVs.

1.5 Metodo di Nakamura applicato al rumore sismico

Negli ultimi anni l'applicazione delle metodologie di analisi dei segnali per la stima dell'amplificazione di sito utilizzando registrazioni di rumore sismico ha subito un notevole incremento (Bard, 1999; Mucciarelli & Gallipoli, 2001). Ciò è stato dovuto, in primo luogo, alla facilità nella registrazione del rumore di fondo rispetto ai terremoti. In particolare, il metodo dei rapporti spettrali H/V (rapporto fra gli spettri di ampiezza delle componenti orizzontali rispetto a quelle verticali del moto del suolo) o metodo di Nakamura (Nakamura, 1989) è stato utilizzato in modo intensivo per stimare le frequenze di risonanza del sito in esame ed è stato applicato in diversi campi d'indagine, quali la zonazione sismica in aree urbane (Lachet et al., 1996), lo studio dei bacini sedimentari (Al Yuncha & Luzon, 2000) e lo studio delle frequenze di risonanza delle strutture abitative (Mucciarelli & Monachesi, 1998; Mucciarelli et al., 2001; Nakamura et al., 2000). L'ampio uso di tale metodologia ha evidenziato nelle diverse applicazioni numerosi punti di dibattito nell'ambito della comunità scientifica. L'aspetto comune che può essere dedotto dai lavori presenti in letteratura è che la tecnica di Nakamura è in grado di stimare la frequenza di risonanza del sito in esame ma non è affidabile per la stima assoluta dell'amplificazione del moto del suolo (Mucciarelli et al., 2001). Inoltre i numerosi lavori riguardanti l'applicazione del metodo H/V offrono spiegazioni non univoche circa alcune importanti assunzioni del metodo, quali la composizione del campo d'onda analizzato, le condizioni di registrazione del rumore sismico e la procedura di "pre-processing" dei dati di rumore. Infatti, molti lavori forniscono le modellazioni per i rapporti H/V utilizzando le onde di Rayleigh (Field & Jacob, 1995; Lachet & Bard, 1994), mentre Arai e Tokimatsu (2000) considerano anche la presenza di onde di Love. Raptakis et al. (2000) attribuiscono la discrepanza tra i risultati ottenuti con il metodo H/V e gli altri metodi basati sull'utilizzo di terremoti, alla presenza di onde di Rayleigh nel rumore. Seekins et al. (1996) paragonano i risultati ottenuti dai dati di rumore sismico a quelli ottenuti utilizzando le fasi S e le onde di coda

per definire l'intervallo di applicabilità dei risultati sul rumore per gli studi di "Ground Motion". Esempi di trattazione statistica dei risultati possono essere trovati nel lavoro di Albarello (2001), dove viene proposto un modo oggettivo per l'identificazione dei picchi significativi di risonanza nella funzione di amplificazione.

Nel prosieguo del lavoro tale metodo sarà richiamato come metodo HVn. La procedura utilizzata per l'applicazione del metodo di Nakamura è uguale a quella esposta per la stima dei rapporti H/V effettuati per le fasi S (punti da 1-5 del paragrafo 1.4). Le finestre temporali contenenti la fase delle onde S sono sostituite da finestre di registrazione di rumore sismico.

1.6 Metodi di array

1.6.1 Metodo della cross-correlazione di Aki (1957)

Le velocità di propagazione delle onde S per le strutture superficiali possono essere determinate a partire dalle proprietà di dispersione delle onde di superficie che predominano nel campo d'onda del rumore. Nelle ipotesi di stazionarietà del rumore nello spazio e nel tempo, il metodo della cross-correlazione di Aki (1957) (metodo SPAC – “Spatial Autocorrelation Method”) è basato sulle proprietà di correlazione spaziale del rumore registrato a più stazioni.

L'assunzione di base è che il campo d'onda sia costituito in maniera preponderante da onde superficiali. Nell'ipotesi che $c(\omega)$ rappresenti la velocità di fase in funzione della frequenza angolare ω (con $\omega = 2\pi f$) per tali onde, la funzione di autocorrelazione spaziale del campo d'onda (mediata sull'intero intervallo di angoli di azimuth) $\langle \phi(r) \rangle_\varphi$ è legata alla potenza spettrale $\Phi(\omega)$ secondo la relazione (Aki, 1957):

$$\langle \phi(r) \rangle_\varphi = \frac{1}{\pi} \int_0^\infty \Phi(\omega) \cdot J_0\left(\frac{\omega}{c(\omega)} r\right) d\omega \quad (24)$$

dove J_0 è la funzione di Bessel di ordine zero e $\langle \phi(r) \rangle_\varphi$ è definito come:

$$\langle \phi(r) \rangle_\varphi = \frac{1}{\pi} \int_0^\pi \phi(r, \varphi) d\varphi \quad (25)$$

dove $\phi(r, \varphi)$ è la funzione di correlazione spaziale tra due ricevitori posti a distanza r ed è definita dalla seguente relazione:

$$\phi(r, \varphi) = \langle u(x, y, t) \cdot u(x + r \cos \varphi, y + r \sin \varphi, t) \rangle_t \quad (26)$$

dove $\langle \rangle_t$ rappresenta la media nel dominio del tempo, (x, y) e $(x + r \cos \varphi, y + r \sin \varphi)$ sono rispettivamente le coordinate dei due ricevitori, $u(x, y)$ e $u(x + r \cos \varphi, y + r \sin \varphi)$ i segnali registrati dai due ricevitori, r è la distanza tra i ricevitori e φ è l'angolo di azimuth dei due ricevitori misurato a partire dall'asse delle y . Applicando un filtro passa-banda intorno alla frequenza angolare ω_0 , lo spettro di potenza può essere riscritto come:

$$\Phi(\omega) = P(\omega) \cdot \delta(\omega - \omega_0) \quad \omega > 0 \quad (27)$$

dove $P(\omega)$ è la densità di potenza spettrale del segnale alla frequenza angolare ω e $\delta(\omega)$ è la funzione Delta di Dirac. Sostituendo l'equazione precedente nell'equazione (24), si ha:

$$\langle \phi(r, \omega_0) \rangle_\varphi = P(\omega_0) \cdot J_0\left(\frac{\omega_0}{c(\omega)} r\right) \quad (28)$$

Se si definisce il coefficiente di autocorrelazione $\rho(r, \varphi, \omega_0)$ come:

$$\rho(r, \varphi, \omega_0) = \frac{\phi(r, \varphi, \omega_0)}{\phi(0, \varphi, \omega_0)} \quad (29)$$

la sua media azimutale risulta:

$$\bar{\rho}(r, \omega_0) = J_0\left(\frac{\omega_0}{c(\omega_0)} r\right) \quad (30)$$

La precedente equazione mostra che la velocità di fase $c(\omega_0)$ del campo d'onda considerato può essere ottenuta confrontando la funzione di Bessel di ordine zero J_0 con la media azimutale dei coefficienti di autocorrelazione calcolati su segnali registrati da un insieme di ricevitori disposti in configurazione circolare (tale da ricoprire l'intero intervallo di azimuth) intorno ad un sensore centrale di riferimento. In particolare, dal punto di vista applicativo, nel caso in cui non si disponga di geometrie circolari, le medie azimutali del coefficiente di correlazione vengono valutate tra le stime ottenute per coppie di stazioni appartenenti a differenti classi di distanze, in differenti bande di frequenza.

Una volta ottenuti i correlogrammi sperimentali per diverse classi di distanze è possibile in modo visuale identificare le frequenze angolari corrispondenti agli zeri, ai minimi ed ai massimi relativi. La funzione di dispersione $c(\omega)$ può essere determinata uguagliando i valori trovati per le frequenze angolari e le rispettive classi di distanze agli argomenti della funzione di Bessel J_0 .

Le equazioni precedenti vengono usate per la determinazione della curva di dispersione a partire dalle componenti verticali del moto, nell'ipotesi che il campo d'onda sia costituito da onde di Rayleigh. Nel caso di moto orizzontale, è possibile definire le precedenti relazioni per le componenti azimutali e radiali del moto. In tal caso, le funzioni di autocorrelazione per le componenti orizzontali diventano (Chouet, 1996):

$$\phi_r(r, \varphi) = \langle u(x, y, t) \cdot u(x + r \cos \varphi, y + r \sin \varphi, t) \rangle_t \quad (31)$$

$$\phi_\varphi(r, \varphi) = \langle u(x, y, t) \cdot u(x + r \cos \varphi, y + r \sin \varphi, t) \rangle_t \quad (32)$$

con le rispettive medie azimutali date dalle seguenti equazioni:

$$\langle \phi(r) \rangle_{\varphi} = \frac{1}{\pi} \int_0^{\pi} \phi_r(r, \varphi) d\varphi \quad (33)$$

$$\langle \phi(r) \rangle_{\varphi} = \frac{1}{\pi} \int_0^{\pi} \phi_{\varphi}(r, \varphi) d\varphi \quad (34)$$

Per il modo fondamentale del campo d'onda con componente orizzontale parallela alla direzione di propagazione (onde di Rayleigh), le funzioni di autocorrelazione sono (Aki,1957):

$$\langle \phi(r, \omega_0) \rangle_r^{\parallel} = \frac{1}{2} P(\omega_0) \cdot \left[J_0\left(\frac{\omega_0}{c(\omega_0)} r\right) - J_2\left(\frac{\omega_0}{c(\omega_0)} r\right) \right] \quad (35)$$

$$\langle \phi(r, \omega_0) \rangle_{\varphi}^{\parallel} = \frac{1}{2} P(\omega_0) \cdot \left[J_0\left(\frac{\omega_0}{c(\omega_0)} r\right) + J_2\left(\frac{\omega_0}{c(\omega_0)} r\right) \right] \quad (36)$$

mentre per le componenti del campo d'onda normali alla direzione di propagazione (Onde di Love) si ha:

$$\langle \phi(r, \omega_0) \rangle_r^{\perp} = \frac{1}{2} P(\omega_0) \cdot \left[J_0\left(\frac{\omega_0}{c(\omega_0)} r\right) + J_2\left(\frac{\omega_0}{c(\omega_0)} r\right) \right] \quad (37)$$

$$\langle \phi(r, \omega_0) \rangle_{\varphi}^{\perp} = \frac{1}{2} P(\omega_0) \cdot \left[J_0\left(\frac{\omega_0}{c(\omega_0)} r\right) - J_2\left(\frac{\omega_0}{c(\omega_0)} r\right) \right] \quad (38)$$

dove J_2 è la funzione di Bessel di secondo ordine e $c(\omega)$ rappresenta nelle due precedenti equazioni la relazione di dispersione per le onde di Love. Secondo le precedenti equazioni, i coefficienti di autocorrelazione sono dati da:

$$\bar{\rho}_r^{\parallel}(r, \omega_0) = \left[J_0\left(\frac{\omega_0}{c(\omega_0)} r\right) - J_2\left(\frac{\omega_0}{c(\omega_0)} r\right) \right] \quad (39)$$

$$\bar{\rho}_\phi^{\parallel}(r, \omega_0) = \left[J_0\left(\frac{\omega_0}{c(\omega_0)} r\right) + J_2\left(\frac{\omega_0}{c(\omega_0)} r\right) \right] \quad (40)$$

e

$$\bar{\rho}_r^{\perp}(r, \omega_0) = \left[J_0\left(\frac{\omega_0}{c(\omega_0)} r\right) + J_2\left(\frac{\omega_0}{c(\omega_0)} r\right) \right] \quad (41)$$

$$\bar{\rho}_\phi^{\perp}(r, \omega_0) = \left[J_0\left(\frac{\omega_0}{c(\omega_0)} r\right) - J_2\left(\frac{\omega_0}{c(\omega_0)} r\right) \right] \quad (42)$$

Quando più modi coesistono, le risultanti funzioni di autocorrelazione sono rappresentate dalla somma delle singole funzioni nell'assunzione che esse siano statisticamente indipendenti.

La determinazione del modello di velocità viene effettuata a partire dalla relazione di dispersione delle onde superficiali. Infatti, assumendo che la relazione di dispersione $c(\omega)$ possa essere espressa nella forma analitica:

$$c(\omega)_{TEOR} = F(\{K\}_i, \omega) \quad (43)$$

l'insieme dei parametri $\{K\}_i$ viene calcolato minimizzando la somma dei quadrati dei residui calcolati come differenza tra la funzione teorica e la curva sperimentale della funzione di dispersione. Dalla funzione analitica di dispersione è possibile ricavare un modello 1D per la struttura superficiale in velocità del sito in esame.

In generale, il metodo SPAC, proposto da Aki (1957), è stato utilizzato per ricavare le curve di dispersione da segnali di rumore sismico registrato ad un array di stazioni. In sintesi, come già esposto, vengono calcolate le funzioni di cross-correlazione tra coppie di stazioni, mediate su

differenti coppie aventi la stessa distanza sensore-sensore. In lavori recenti (Chavez-Garcia et al., 2005), il metodo SPAC è stato applicato prendendo in considerazione le registrazioni di rumore sismico su lunghi periodi temporali. In particolare, la media spaziale tra le stazioni è sostituita con la media temporale tra le registrazioni riferite ad una singola coppia di stazioni nell'assunzione di stazionarietà. Tale approccio ha diversi vantaggi rispetto all'applicazione classica del metodo SPAC:

- si è svincolati dall'effettuare registrazioni contemporanee utilizzando un array di stazioni;
- vi è la possibilità di ottenere campionature spaziali più fitte utilizzando un numero minore di stazioni.

In sintesi, questo approccio consiste nel sostituire la stazionarietà spaziale del segnale con quella temporale, come già proposto da Aki nel 1957. L'ipotesi di base per l'applicabilità di tale approccio consiste nel fatto che, considerato un intervallo di registrazione lungo, la cross-correlazione mediata su differenti finestre temporali tra due coppie di stazioni è simile alla stima della media azimutale delle funzioni di cross-correlazione. Se il rumore di fondo non ha una direzione preferenziale di propagazione, le misure effettuate lungo una singola direzione sono equivalenti ad una media azimutale.

Infine, l'ultima frontiera dei metodi multicanale per lo studio delle curve di dispersione utilizzando registrazioni di rumore, è rappresentata dai metodi proposti da Cho et al. (2006). Cho et al. (2006) ha proposto il metodo CCA ("Centerless Circular Array"), basato sull'analisi delle componenti verticali del moto ed in grado di fornire una stima delle velocità di fase delle onde di Rayleigh per lunghezze d'onda maggiori dell'apertura della configurazione dell'array. Il metodo TR ("Two radius circular array method") utilizza le componenti orizzontali del moto, stimando le velocità di fase delle onde di Love, separando opportunamente la componente delle onde di Rayleigh presente nel segnale.

1.6.2 Metodi frequenza-numero d'onda:

metodi Beam Forming ed High Resolution

Le tecniche di array rappresentano un potente strumento per stimare le proprietà direzionali di propagazione dei segnali coerenti eventualmente contenuti nel campo d'onda del rumore sismico registrato ad un array di stazioni. I metodi frequenza-numero d'onda (o metodi f-k) sono utilizzati per la stima del vettore lentezza (o "slowness") in termini di back-azimuth φ e slowness S (intesa qui come scalare, modulo del vettore "slowness") operando nel dominio delle frequenze.

Assumendo che il campo d'onda sia costituito da un numero finito di onde piane che si propagano attraverso l'array, lo spettro f-k stima le proprietà direzionali di tali onde. Ogni onda piana che attraversa l'array è definita dal suo parametro del raggio P , dove:

$$P = \sqrt{S_x^2 + S_y^2} \quad [s / km] \quad (44)$$

e del back-azimuth di propagazione:

$$\varphi = \frac{\pi}{2} - \arctan\left(\frac{S_y}{S_x}\right) \quad (45)$$

dove S_x e S_y sono le componenti del vettore slowness. Considerando un insieme di q onde piane con frequenza angolare ω che attraversa un array di N stazioni, il segnale registrato al sito x_i ed al tempo t sarà dato da:

$$\psi(\vec{x}_i, t) = \sum_{m=1}^q A_m \cdot \exp(i\omega(\vec{S}_m \cdot \vec{x}_i - t) + i\varphi_m(t)) + \eta(\vec{x}_i, t) \quad (46)$$

dove A_m , S_m e $\varphi_m(t)$ sono rispettivamente l'ampiezza, il vettore di slowness e la fase dell' m -esima onda e ω è la frequenza angolare. La covarianza tra i segnali registrati alla stazione i -esima e la stazione j -esima sarà data da (Goldstein & Archuleta, 1987):

$$R_{ij} = \langle \psi(\vec{x}_i, t) \cdot \psi^+(\vec{x}_j, t) \rangle \quad (47)$$

dove ψ^+ denota l'hermitiano coniugato di ψ . Considerando un numero di segnali stazionari pari a q , l'espressione precedente diventa:

$$R_{ij} = \sum_{m=1}^q |A_m|^2 \exp(i \cdot \omega \cdot \vec{S}_m \cdot (\vec{x}_i - \vec{x}_j)) + \sigma^2 \delta_{ij} \quad (48)$$

dove σ^2 rappresenta l'intensità del rumore non coerente. Nel caso in cui si hanno N sensori (N siti di registrazione dell'array), la funzione $\psi(\vec{x}_i, t)$ definisce un insieme di N equazioni dalle quali è possibile ottenere la matrice di covarianza di dimensioni $N \times N$, quale:

$$\vec{R} = \vec{U} \cdot \vec{T} \cdot \vec{U}^+ + \sigma^2 \vec{I} \quad (49)$$

dove \vec{U} è la matrice di dimensioni $N \times q$, ed è data da:

$$\vec{U} = \begin{pmatrix} \exp(i\omega \cdot \vec{S}_1 \cdot \vec{x}_1) & \exp(i\omega \cdot \vec{S}_2 \cdot \vec{x}_1) & \cdots & \exp(i\omega \cdot \vec{S}_q \cdot \vec{x}_1) \\ \exp(i\omega \cdot \vec{S}_1 \cdot \vec{x}_2) & \exp(i\omega \cdot \vec{S}_2 \cdot \vec{x}_2) & \cdots & \exp(i\omega \cdot \vec{S}_q \cdot \vec{x}_2) \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \exp(i\omega \cdot \vec{S}_1 \cdot \vec{x}_N) & \exp(i\omega \cdot \vec{S}_2 \cdot \vec{x}_N) & \cdots & \exp(i\omega \cdot \vec{S}_q \cdot \vec{x}_N) \end{pmatrix} \quad (50)$$

con \vec{U}^+ che rappresenta l'hermitiano coniugato di dimensioni $q \times N$, ed è dato da:

$$\vec{U}^+ = \begin{pmatrix} \exp(-i\omega \cdot \vec{S}_1 \cdot \vec{x}_1) & \exp(-i\omega \cdot \vec{S}_2 \cdot \vec{x}_1) & \cdots & \exp(-i\omega \cdot \vec{S}_q \cdot \vec{x}_1) \\ \exp(-i\omega \cdot \vec{S}_1 \cdot \vec{x}_2) & \exp(-i\omega \cdot \vec{S}_2 \cdot \vec{x}_2) & \cdots & \exp(-i\omega \cdot \vec{S}_q \cdot \vec{x}_2) \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \exp(-i\omega \cdot \vec{S}_1 \cdot \vec{x}_N) & \exp(-i\omega \cdot \vec{S}_2 \cdot \vec{x}_N) & \cdots & \exp(-i\omega \cdot \vec{S}_q \cdot \vec{x}_N) \end{pmatrix} \quad (51)$$

e \vec{T} è la matrice delle intensità di dimensioni $q \times q$:

$$\vec{T} = \begin{pmatrix} |A_1|^2 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & |A_2|^2 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & \ddots & 0 \\ 0 & 0 & 0 & |A_q|^2 \end{pmatrix} \quad (52)$$

ed \vec{I} è la matrice identità di dimensioni $N \times N$. Le q colonne nell'equazione (49) rappresentano i vettori $\vec{u}(\vec{S}_m)$ che, insieme alle rispettive intensità $|A_m|^2$, sono le incognite da calcolare. Le soluzioni del problema vengono determinate valutando il sottospazio del segnale e quello del rumore per la matrice \vec{R} . Tale matrice è definita positiva ed ha N autovalori reali non-negativi $\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \lambda_3 \geq \lambda_4 \geq \dots \geq \lambda_N \geq 0$ associati ad autovettori $\vec{e}_1, \vec{e}_2, \dots, \vec{e}_N$. Considerando q onde piane che si propagano attraverso l'array (con $q < N$), il termine $\vec{U} \cdot \vec{T} \cdot \vec{U}^+$ è definito non-negativo e di rango q (Schmidt, 1986) ed i suoi autovalori sono tali che:

$$\lambda_1 \geq \dots \geq \lambda_q \geq 0 \quad \lambda_{q+1} = \dots = \lambda_N = 0 \quad (53)$$

mentre per la matrice \bar{R} si hanno gli autovalori:

$$\lambda_1 + \sigma^2 \geq \dots \geq \lambda_q + \sigma^2 \geq \sigma^2 \quad \lambda_{q+1} = \dots = \lambda_N = \sigma^2 \quad (54)$$

con σ^2 che rappresenta l'autovalore minimo ed ha molteplicità $N-q$. Da tale proprietà si determina il numero di segnali q . Gli autovettori \bar{e}_i associati all'autovalore minimo σ^2 di \bar{R} , soddisfano la relazione;

$$\bar{R}\bar{e}_i = \sigma^2\bar{e}_i \quad i = q+1, \dots, N \quad (55)$$

che implica:

$$\bar{U}\bar{T}\bar{U}^+\bar{e}_i = 0 \quad i = q+1, \dots, N \quad (56)$$

La precedente equazione implica che (Schmidt, 1986):

$$\bar{U}^+\bar{e}_i = 0 \quad i = q+1, \dots, N \quad (57)$$

Tale relazione indica che i vettori di \bar{U} sono ortogonali agli autovettori del rumore $\{\bar{e}_i, i = q+1, \dots, N\}$. In sintesi, gli autovettori del segnale sono ortogonali agli autovettori del rumore. Gli algoritmi basati sui metodi f-k sfruttano questa proprietà per stimare le direzioni dei

segnali. In pratica, i metodi f-k determinano un generico vettore $\vec{a}(\vec{S})$ che rappresenta la risposta dell'array in funzione della lentezza \vec{S} :

$$\vec{a}(\vec{S}) = \begin{pmatrix} \exp(i\omega\vec{S} \cdot \vec{x}_1) \\ \exp(i\omega\vec{S} \cdot \vec{x}_2) \\ \vdots \\ \exp(i\omega\vec{S} \cdot \vec{x}_N) \end{pmatrix} \quad (58)$$

Tale vettore viene proiettato sul sottospazio sotteso dagli autovettori del rumore, ottenendo:

$$\bar{D}(\vec{S}) = \sum_{i=q+1}^N |\vec{a}(\vec{S}) \cdot \vec{e}_i|^2 \quad (59)$$

La funzione $\bar{Q}(\vec{S})$ che descrive il peso assegnato ad ogni autovettore distingue i diversi metodi f-k.

In tale lavoro, sono stati applicati i metodi “Beam Forming” (Lacoss et al., 1969) ed “High Resolution” (Capon, 1969). Per le rispettive metodologie, le funzioni $\bar{Q}(\vec{S})$ sono date da:

$$\bar{Q}^{BF}(\vec{S}) = \sum_{i=1}^q \lambda_i \cdot |\vec{a}(\vec{S}) \cdot \vec{e}_i|^2 \quad (60)$$

$$\bar{Q}^{HR}(\vec{S}) = \frac{1}{\sum_{i=1}^q \lambda_i^{-1} \cdot |\vec{a}(\vec{S}) \cdot \vec{e}_i|^2} \quad (61)$$

Le stime dei vettori di slowness vengono ottenute operando una ricerca su griglia $S_x - S_y$ fino a determinare i valori massimi assunti dalla funzione $\bar{Q}(\vec{S})$. Quando è verificata la condizione di

ortogonalità tra la risposta dell'array e gli autovettori del rumore, $\bar{Q}(\vec{S})$ risulterà massimo. I valori di $\bar{Q}(\vec{S})$ vengono riportati sul piano $S_x - S_y$ ed i massimi valori assunti determinano la posizione dei picchi che rappresentano i valori di slowness dei segnali incidenti.

1.7 Metodo della matrice di covarianza

Lo studio delle proprietà di polarizzazione del campo d'onda è di fondamentale importanza per l'identificazione delle direzioni di oscillazione predominanti nella finestra di segnale analizzato. Esistono diversi metodi per lo studio della polarizzazione delle onde sismiche: alcuni operano nel dominio dei tempi (Montalbetti & Kanasevich, 1970) ed altri nel dominio delle frequenze (Park et al., 1987).

Le direzioni principali di oscillazione, che identificano l'ellissoide di polarizzazione, vengono determinate risolvendo il problema agli autovalori della matrice di covarianza. Avendo a disposizione N_s sensori a tre componenti ($3N_s$ canali), la matrice di covarianza CV , nel dominio dei tempi, viene calcolata secondo la relazione:

$$CV_{i,j} = \frac{X \cdot X^T}{N} = \left[\frac{1}{N} \sum_{k=1}^N x_{ik} \cdot x_{jk} \right] \quad (k = 1, \dots, N; \quad i = 1, \dots, 3) \quad (62)$$

dove x_{ik} indica il k-esimo campione dell'i-esimo sismogramma. L'indice i identifica le tre componenti lungo le quali avviene il moto (x,y,z) e N rappresenta il numero di punti contenuto nella finestra temporale analizzata. Tale matrice CV è quadrata, reale, simmetrica e semidefinita positiva per cui risulta $\lambda_i \geq 0 \quad \forall i$.

Diagonalizzando la matrice CV si opera una rotazione delle tre componenti del moto in un nuovo sistema di riferimento i cui assi individuano le direzioni principali di oscillazione del suolo. Gli

autovettori indicano le direzioni dei tre assi principali del moto e gli autovalori λ_i ($\lambda_1 > \lambda_2 > \lambda_3$) quantificano l'ampiezza del moto nelle diverse direzioni.

Quando si hanno a disposizione registrazioni a 3 componenti fornite da un array di N_s stazioni, è possibile considerare la media delle matrici di covarianza, definita come (Jurkevics, 1988):

$$\langle CV \rangle = \frac{1}{N} \sum_{m=1}^{N_s} CV_m \quad (63)$$

dove $\langle CV \rangle$ è detta matrice di covarianza per array. Una polarizzazione rettilinea mostrerebbe un solo autovalore diverso da 0. Nelle situazioni reali, tutti e tre gli autovalori sono diversi da zero. La rettilinearità del moto è definita secondo la relazione:

$$RL = 1 - \frac{\lambda_2 + \lambda_3}{2 \cdot \lambda_1} \quad (64)$$

Tale quantità varia tra 0, nel caso in cui l'ellissoide coincide con una sfera, ed 1, dove l'oscillazione avviene su una retta. Questi valori limite sono difficilmente raggiungibili a causa della presenza di rumore scorrelato e della sovrapposizione di più fasi in una singola finestra temporale. Le proprietà di polarizzazione sono determinate attraverso l'orientazione degli assi principali dell'ellissoide di polarizzazione, attraverso l'azimuth ϕ , misurato in senso orario dal Nord, e l'angolo d'incidenza θ , misurato rispetto alla verticale. La stima combinata dei parametri di polarizzazione e della direzione di propagazione delle onde, fornisce utili informazioni per la definizione del tipo di onde analizzato.

2. Aree d'indagine

2.1 Vesuvio

2.1.1 Introduzione

L'attività vulcanica del complesso Somma-Vesuvio inizia nel periodo 300-500 ka (Santacroce, 1987). L'ultima eruzione risale al 1944 mentre gli affioramenti più antichi sono datati circa 25000 anni. L'edificio vulcanico consiste di una parte più vecchia, il Monte Somma ed un cono più recente, il Vesuvio. L'edificio del Somma è composto da flussi di lava e, in parte, da scorie da caduta o depositi da flusso, mentre il cono del Vesuvio è maggiormente costituito da depositi piroclastici dovuti a eruzioni pliniane o sub-pliniane. La depressione calderica ha una forma ellittica con l'asse maggiore orientato in direzione Est-Ovest. I bordi della caldera sono ben delineati nel settore Nord dell'edificio vulcanico dove le pareti subverticali raggiungono un'altezza di 280 m. Nei settori Sud ed Ovest del vulcano, i bordi calderici sono coperti dai depositi dell'attività vulcanica post-eruzione del 1631 (Rosi et al., 1987). Il vulcanismo sviluppatosi dopo l'eruzione del 79 A.D. è stato localizzato nella caldera del Somma e nel settore sud-ovest del vulcano. Le caratteristiche dell'attività storica e preistorica del vulcano e la vicinanza di centri abitati densamente popolati fa del Vesuvio uno dei più pericolosi vulcani al mondo. Per questo motivo negli ultimi decenni il sistema di monitoraggio dell'area vulcanica è stato fortemente potenziato e le indagini geofisiche si sono moltiplicate al fine di definire la struttura interna del vulcano. I risultati più importanti consistono in modelli di velocità 3D (Scarpa et al., 2002; Natale et al., 2005) e di attenuazione (Del Pezzo et al., 2006), mentre analisi dettagliate della struttura superficiale sono state condotte da Saccorotti et al. (2001) e Bruno e Rapolla (1999).

Lo scopo del presente lavoro è una nuova caratterizzazione empirica, secondo i metodi prima esposti, della risposta in frequenza ad un input sismico delle strutture superficiali relativamente all'area in esame. Data la complessità e la molteplicità dei fattori concorrenti (modelli di velocità superficiali, topografia, interazione del campo d'onda con la superficie libera), il fine ultimo è quello di caratterizzare il sito da un punto di vista sperimentale e multimetodologico senza scendere nei dettagli della struttura geologica superficiale.

Lo studio degli effetti di sito per l'area vulcanica del Vesuvio è stato condotto utilizzando terremoti locali registrati negli anni 1996 e 1999. Questi terremoti di bassa energia ($1.7 \leq M_D \leq 3.6$) e con profondità ipocentrali comprese tra 0.0 km e 4.2 km b.s.l., sono stati registrati in occasione delle due maggiori crisi sismiche avvenute negli ultimi anni. L'intero insieme di dati è composto da circa 300 eventi sismici. Tra questi sono stati selezionati 30 terremoti locali (fig.1.1) in base al rapporto segnale/rumore e tali che siano stati registrati ad almeno 3 stazioni. Le coordinate delle stazioni sismiche utilizzate e le coordinate ipocentrali degli eventi sismici selezionati sono riportate rispettivamente in tabella 1.1 e 1.2. Le coordinate ipocentrali sono state fornite dal Centro di Monitoraggio dell'INGV-Osservatorio Vesuviano. In figura 1.2 sono mostrate le forme d'onda del terremoto di magnitudo $M_D=3.6$ registrato alle stazioni di BKE (Bunker Est) ed FTC (Trecase). Le stazioni sismiche operanti nei periodi selezionati sono costituite da 11 acquisitori digitali ad alta dinamica PCM-Lennartz 5800 e MarsLite Lennartz (rispettivamente 16 bit e 20 bit) equipaggiate rispettivamente con sensori a tre componenti MARK-L4C e Lennartz LE3Dlite con frequenza propria pari ad 1 Hz. I sismogrammi sono caratterizzati da un passo di campionamento pari a 0.008 s e l'orologio interno degli acquisitori era sincronizzato con antenne DCF e GPS.

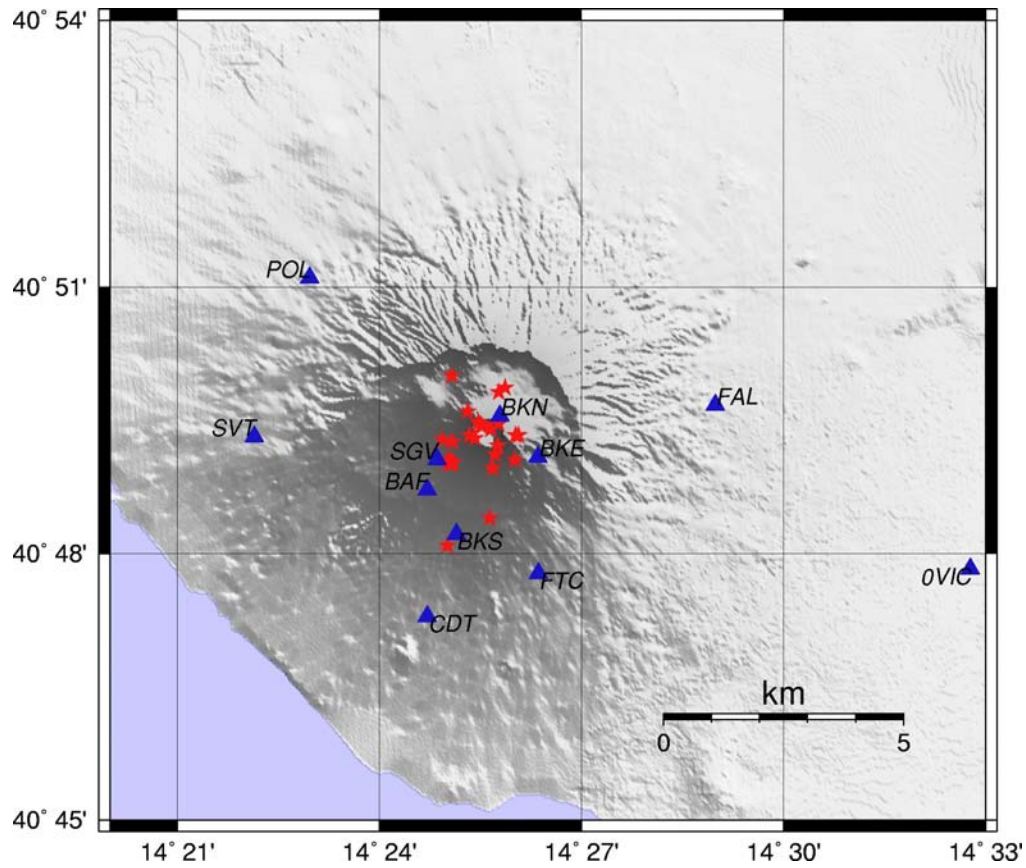


Figura 1.1. Mappa delle stazioni sismiche digitali (trangoli in blu) e degli epicentri dei terremoti locali selezionati (stelle in rosso) al Vesuvio.

Nome Stazione	Ubicazione	Latitudine N (°)	Longitudine E (°)	Quota (m)
BKE	Bunker Est	40.8182	14.4392	850
BKN	Bunker Nord	40.8259	14.4297	860
BKS	Bunker Sud	40.8037	14.4190	600
SGV	Seggiovia	40.8177	14.4142	730
BAF	Baracche Forestali	40.8120	14.4118	590
FTC	Forestale Trecase	40.7963	14.4393	350
POL	Pollena	40.8518	14.3827	180
SVT	San Vito	40.8220	14.3690	200
FAL	Terzigno	40.8279	14.4831	170
CDT	Camaldoli della Torre	40.7882	14.4118	170
VIC	Poggiomarino	40.7972	14.5462	250

Tabella 1.1 Coordinate delle stazioni sismiche digitali al Vesuvio nel periodo 1996-1999

N	Data UTC (aaaa-mm-gg hh:mm)	Lat. N (°)	Long. E (°)	Profondità (km b.s.l.)
1	1996-05-12 21:52	40.8210	14.4181	4.2
2	1996-05-20 01:22	40.8015	14.4168	3.8
3	1996-05-25 14:47	40.8169	14.4171	2.4
4	1996-06-03 03:58	40.8171	14.4177	2.2
5	1996-06-07 04:49	40.8172	14.4180	2.9
6	1996-09-26 09:28	40.8334	14.4178	0.0
7	1996-10-04 02:43	40.8170	14.4182	2.3
8	1996-10-29 03:59	40.8172	14.4178	2.0
9	1996-12-05 01:49	40.8171	14.4171	1.7
10	1996-12-17 19:40	40.8176	14.4335	2.5
11	1996-12-19 08:09	40.8170	14.4174	1.6
12	1996-12-29 01:25	40.8177	14.4170	1.2
13	1999-01-01 07:53	40.8203	14.4292	1.5
14	1999-01-04 11:33	40.8222	14.4336	1.9
15	1999-03-07 02:43	40.8067	14.4272	1.4
16	1999-03-07 02:53	40.8222	14.4344	1.9
17	1999-04-12 11:06	40.8233	14.4275	1.4
18	1999-10-02 23:50	40.8244	14.4294	1.7
19	1999-10-09 07:41	40.8311	14.4311	4.0
20	1999-10-11 04:35	40.8246	14.4245	1.7
21	1999-10-14 21:10	40.8242	14.4250	1.5
22	1999-10-16 18:24	40.8214	14.4155	3.4
23	1999-11-03 05:07	40.8160	14.4280	2.5
24	1999-11-05 05:55	40.8239	14.4253	1.5
25	1999-11-08 21:29	40.8267	14.4217	2.7
26	1999-11-09 08:28	40.8267	14.4217	2.7
27	1999-11-10 20:14	40.8303	14.4295	1.7
28	1999-11-24 09:08	40.8217	14.4236	1.5
29	1999-12-02 21:59	40.8222	14.4222	2.3
30	1999-12-22 11:54	40.8186	14.4286	2.9

Tabella 1.2. Tempo origine e Coordinate ipocentrali dei terremoti selezionati

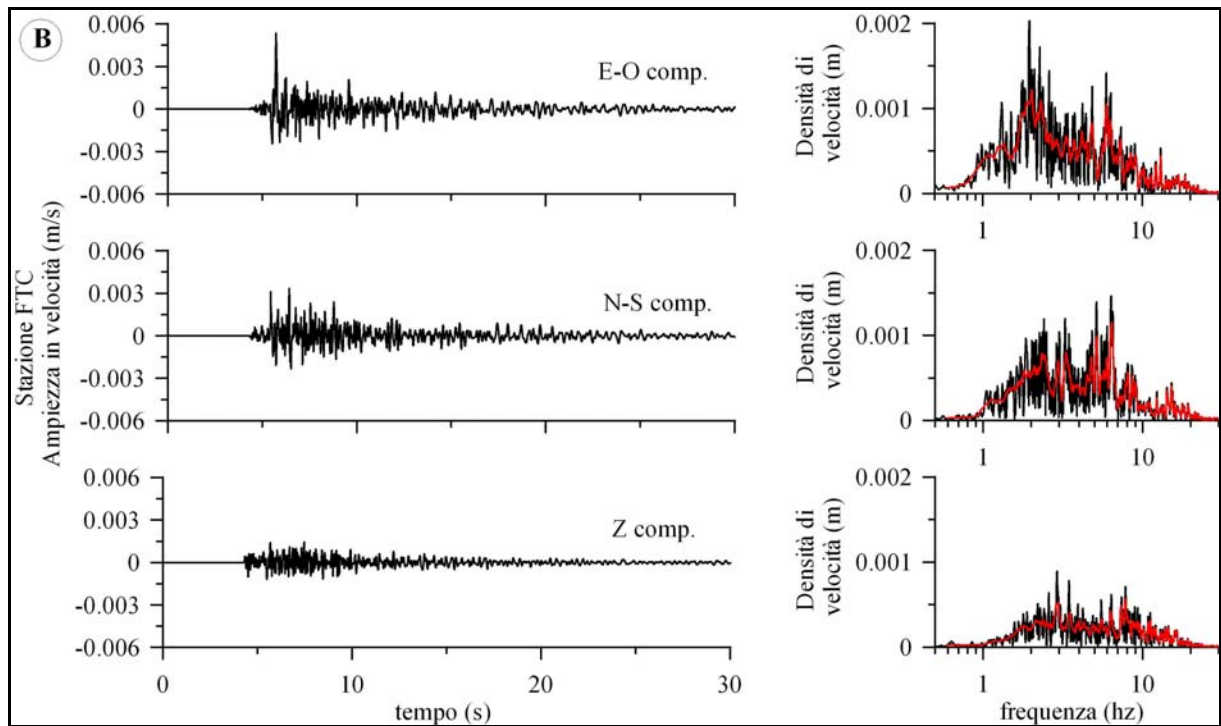
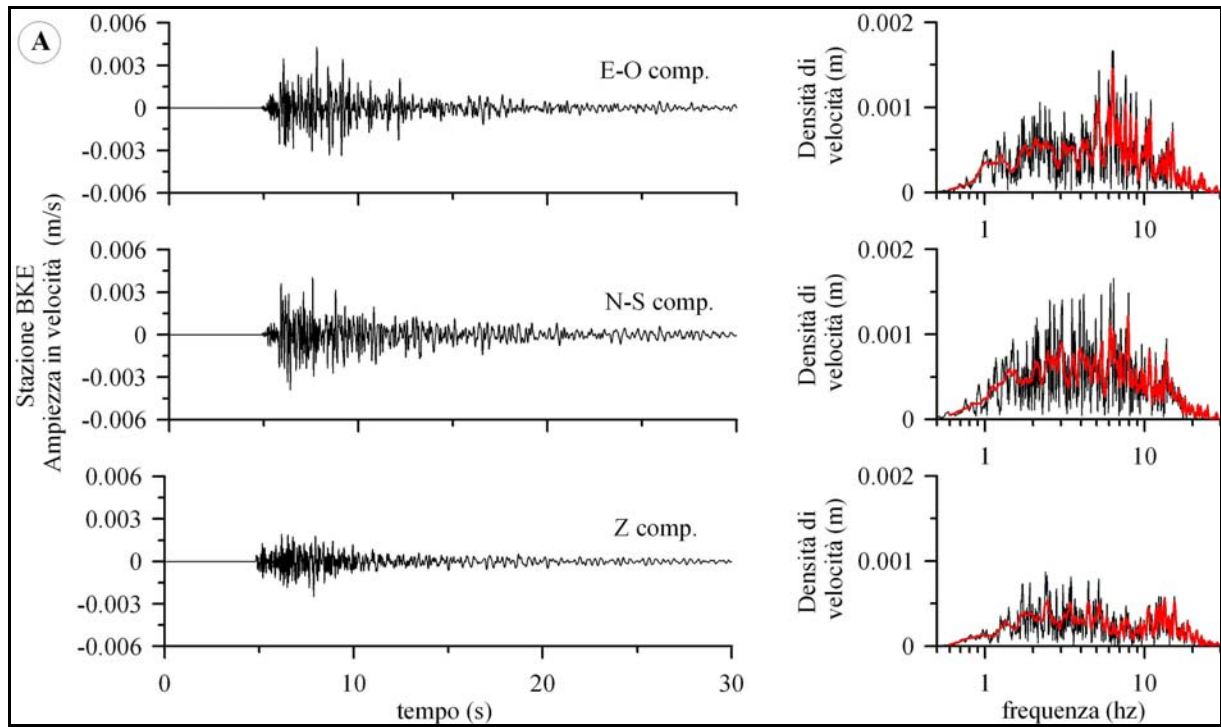


Figura 1.2. Terremoto locale di $M_D=3.6$ del 09/10/1999. Sismogrammi e Ampiezze Spettrali per le stazioni BKE (Bunker Est) (a) e FTC (Forestale Trecase) (b). Nei grafici a destra sono rappresentate le ampiezze spettrali “smoothed” in colore rosso ottenute con una media mobile effettuata su 5 punti.

2.1.2 Analisi dei dati

In questo lavoro, lo studio degli effetti di sito al Vesuvio è stato effettuato utilizzando i seguenti metodi: metodo dei rapporti spettrali applicato alle onde S (DSR-“Direct Spectral Ratios”), metodo d’inversione basato sulle ampiezze spettrali delle onde S (GI-“Generalized Inversion Method”), metodo d’inversione basato sull’ampiezza spettrale delle onde di coda (CI- “Coda Inversion Method”) e metodo dei rapporti H/V per le onde S (HVs). La corrispondenza tra i metodi di analisi e le sigle utilizzate è esposta in tabella 1.4.

Metodo di analisi	Acronimo
Metodo dei Rapporti Spettrali	DSR
Metodo d’inversione per onde S	GI
Metodo d’inversione per onde di coda	CI
Metodo dei rapporti spettrali H/V su onde S	HVs

Tabella 1.4. Elenco e sigle identificative dei metodi di analisi utilizzati

Per alcuni tra i metodi elencati, risulta fondamentale la scelta del riferimento rispetto al quale calcolare le risposte dei singoli siti. Esistono numerosi esempi in letteratura per quanto riguarda la scelta del sito di riferimento. In generale, a rigore, il sito di riferimento dovrebbe essere scelto in base a condizioni geologiche tali da non provocare amplificazione del moto del suolo nell’intervallo di frequenza investigato (Bedrock sismico affiorante). In realtà, a priori, tale scelta non è immediata e in alcuni casi si rischia di “riferire” le proprie stime ad un sito che non ha i requisiti necessari. Una procedura più conservativa consiste nel vincolare le soluzioni a più siti scelti in modo opportuno come siti di riferimento (Bonilla et al., 1997). Nel lavoro di Bonilla et al. (1997), il metodo dei rapporti spettrali (DSR) è stato applicato scegliendo come riferimento il sito caratterizzato da roccia affiorante, mentre i metodi d’inversione GI e CI sono stati utilizzati vincolando l’ampiezza spettrale media per 6 siti di registrazione (siti su roccia) al valore unitario

(vedi equazione (12)). In altri casi, si opera riferendo le stime delle funzioni di trasferimento allo spettro di Fourier in ampiezza mediato su tutti i siti-stazione (Milana et al. 1996). La mancanza nell'area vesuviana di un sito dalle caratteristiche di bedrock sismico ha indotto a riferire le stime per ogni sito alla media valutata su tutti i siti d'indagine. Per una discussione completa su tale aspetto si rimanda al lavoro di Steidl et al. (1996).

Per l'applicazione dei metodi esposti, è stata seguita la seguente procedura di pre-elaborazione dei dati:

- Correzione dei segnali per la curva di risposta strumentale (fig.1.3);
- picking delle fasi S sulle componenti orizzontali del moto del suolo;
- selezione di finestre temporali di 3 secondi corrispondenti all'intervallo $[0.2 \text{ s} - T_S : T_S + 2.8 \text{ s}]$ dove T_S è il tempo di arrivo delle onde di taglio (fig. 1.4). La selezione delle finestre temporali viene effettuata sulle tre componenti del moto (verticale, Nord-Sud ed Est-Ovest);
- selezione di finestre di 3 secondi per la parte di coda dei sismogrammi con "lapse time" t pari a 10 secondi (fig.1.5);
- "Tapering" della finestra selezionata moltiplicando il segnale per una "Cosine-taper Window" e FFT del segnale.

Per l'applicazione dei metodi di analisi DSR, GI e CI è stata calcolata la media geometrica delle ampiezze spettrali delle componenti orizzontali del moto. Per il metodo HVs, le componenti orizzontali del moto sono considerate come un segnale complesso (Lachet et al., 1996). L'ampiezza spettrale così ottenuta (eq. (22)) è considerata come l'ampiezza spettrale massima del moto del suolo per ogni frequenza sul piano orizzontale. Tale procedura è equivalente alla rotazione delle componenti orizzontali nelle componenti trasversale e radiale del moto (Bonilla et al., 1997). Gli spettri in ampiezza così ottenuti sono stati utilizzati come dati in input per l'applicazione dei metodi DSR, GI, CI e HVs descritti nel capitolo 1.

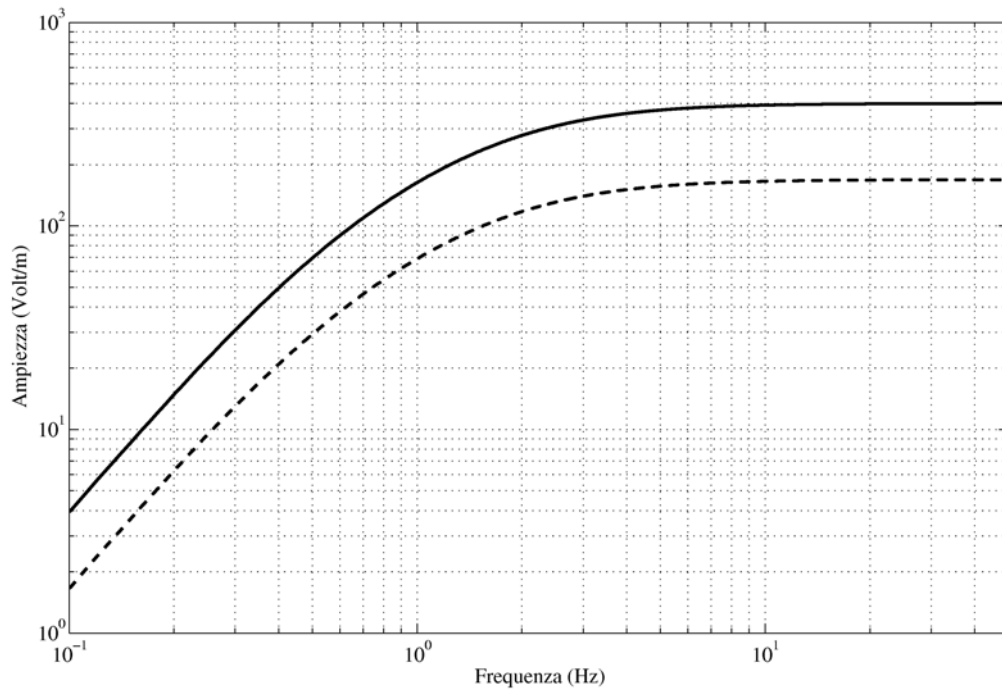


Fig.1.3. Risposta strumentale in ampiezza dei sensori LE3Dlite (curva continua) e MARKL4C (curva tratteggiata) nell'intervallo in frequenza 0.1-50 Hz.

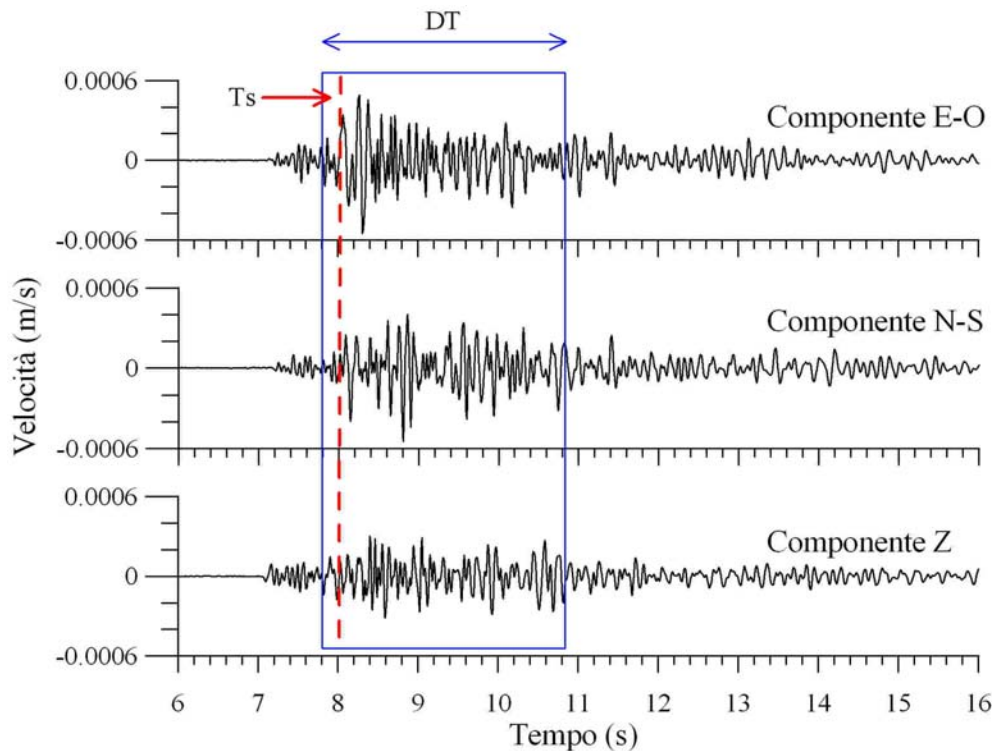


Fig.1.4 Esempio di finestra temporale DT di 3 s (riquadro in blu) selezionata sui sismogrammi (stazione SGV) in un intorno dell'arrivo della fase S (primo arrivo contrassegnato dal tempo T_s con la linea tratteggiata in rosso).

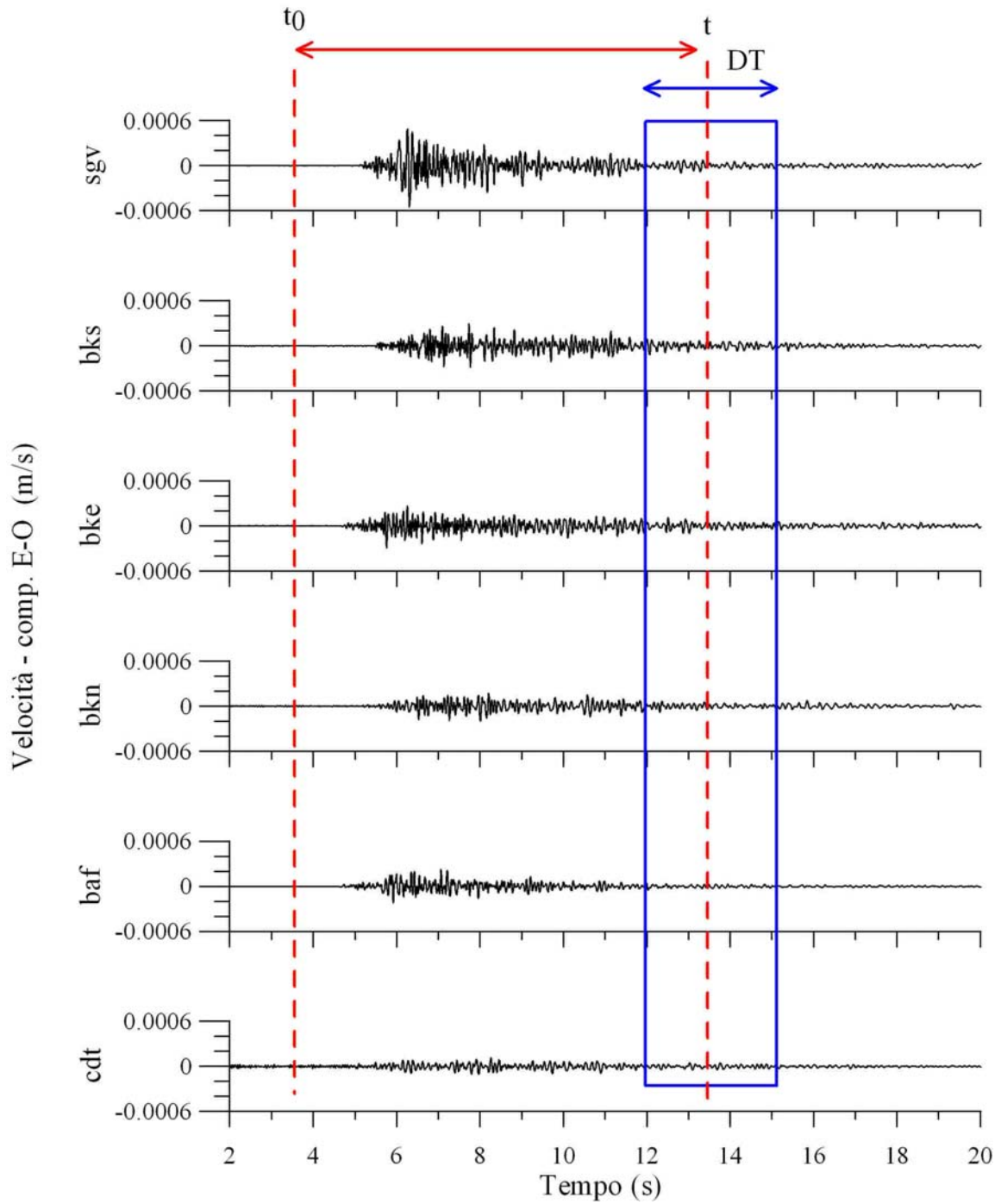


Fig.1.5. Esempio di finestra di onde di coda selezionata sulle componenti E-O delle stazioni sismiche mostrate in figura. Il tempo t_0 (prima linea tratteggiata in rosso) rappresenta il tempo origine del terremoto e il tempo t è il “lapse time” (seconda linea tratteggiata in rosso) caratteristico della finestra DT selezionata (riquadro in blu).

La scelta della finestra temporale di 3 secondi per la stima dell'ampiezza spettrale è stata effettuata dopo aver confrontato preliminarmente i risultati delle singole metodologie di analisi per diverse lunghezze temporali della finestra di segnale analizzata. In particolare sono stati confrontati i risultati ottenuti su finestre temporali pari a 2,3,4 e 6 secondi di segnale dopo l'arrivo delle fasi S. Le stime delle funzioni di sito sono risultate molto stabili al variare della lunghezza temporale. Nel caso in esame, le forme d'onda registrate ai singoli siti risultano composte per la maggior parte dalla parte di campo d'onda diffuso generato dai fenomeni di "scattering" dovuti alle eterogeneità superficiali presenti nel mezzo di propagazione. Come miglior compromesso tra la possibilità di selezionare la parte del segnale composta per lo più da onde S e la opportunità di selezionare una finestra temporale di ampiezza tale da poter avere una sufficiente risoluzione in frequenza della funzione di sito nel dominio delle frequenze, è stata scelta una finestra temporale lunga 3 secondi.

I risultati ottenuti per i termini di sito sono rappresentati nell'intervallo di frequenze 1-25 Hz. Il metodo DSR è stato applicato secondo la formulazione e la procedura esposte nel capitolo 1.1. I termini di sito relativi allo spettro medio (eq.(10)), definiti come H/H_{ref} , sono stati calcolati per gli 11 siti-stazione con relativo errore e sono mostrati in figura 1.6.

Per l'applicazione del metodo GI, le ampiezze spettrali sono state corrette per il termine di attenuazione, come descritto dall'equazione (2). Le grandezze fisiche e i parametri utilizzati per l'applicazione del metodo sono stati i seguenti:

- la distanza ipocentrale R_{ij} è stata ottenuta in base alle localizzazioni fornite dal Centro di Monitoraggio dell'INGV-Osservatorio Vesuviano. A tali distanze è stato associato un errore pari a 200 m.
- la velocità media delle onde S del mezzo di propagazione v_s è stata ottenuta dai modelli di Scarpa et al. (2002) e Natale et al. (2005) con un errore pari a 0.2 Km/s.
- parametro di attenuazione $Q = 62.5$ indipendente dalla frequenza f con errore pari al 20% (Bianco et al., 1999; Del Pezzo et al., 2006).

- l'errore δA associato all'ampiezza spettrale (eq.(17)) è stato valutato misurando il rapporto segnale/rumore. Per i terremoti considerati, il rapporto segnale/rumore (s/r) medio tra tutte le stazioni è contenuto nell'intervallo $20 \leq s/r \leq 400$, dove il limite inferiore e superiore sono riferiti, rispettivamente, ai terremoti di magnitudo minima ($M_D=1.7$) e massima ($M_D=3.6$). La stima sull'errore associato ad A è data da:

$$\delta A = \frac{A}{(s/r)} \quad (65)$$

I risultati ottenuti per i termini di sito $G_j(f)$ con relativo errore sono mostrati nella figura 1.7.

Il metodo HVs è stato applicato secondo la procedura descritta nel paragrafo 1.4. I risultati ottenuti sono mostrati in figura 1.8. A differenza degli altri metodi di analisi utilizzati per l'area del Vesuvio, le stime dei rapporti spettrali ottenuti con il metodo HVs non sono riferite alla media spettrale calcolata su tutti i siti/stazione. Infatti, per tale motivo, tale metodo è anche annoverato tra i metodi "a singola stazione".

Il metodo CI basato sull'ampiezza delle onde di coda (fig.1.9) è stato applicato considerando il valore medio del parametro Q_C uguale a 200 indipendente dalla frequenza f con il 20% di errore (Bianco et al., 1999). Le finestre temporali delle onde di coda sono state selezionate con un valore del "lapse time" t pari a 10 s. L'errore associato alle stime dei termini di sito è stato ottenuto in modo analogo alla procedura seguita per il metodo GI (fig.1.9).

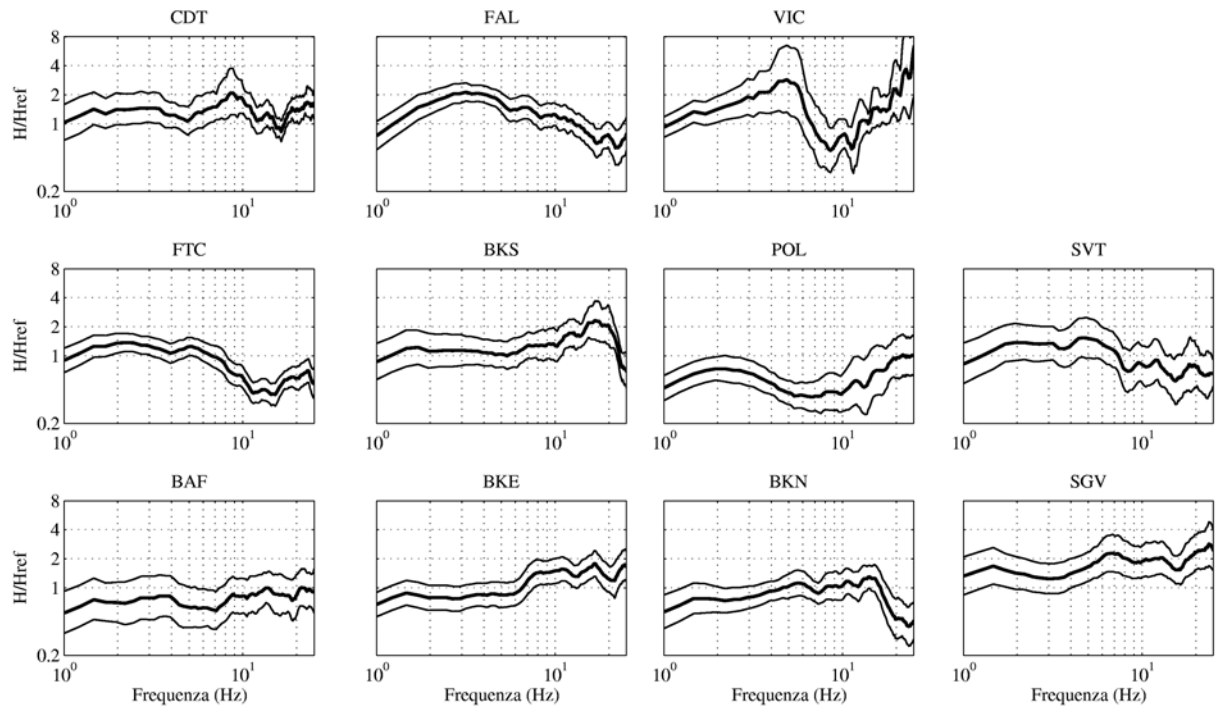


Figura 1.6. Termini di sito H/H_{ref} (linea spessa) ottenuti con il metodo DSR e relativo errore sperimentale (linea sottile). Le curve mostrate sono ottenute operando uno “smoothing” con una media mobile calcolata su 5 punti.

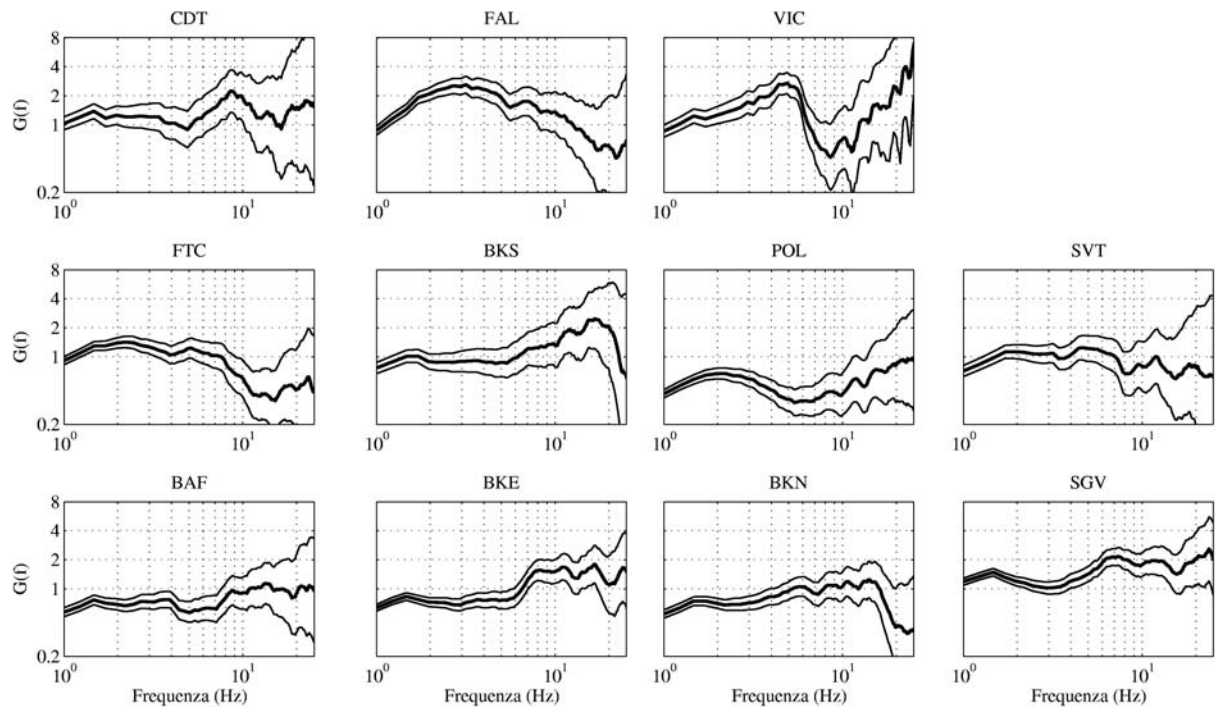


Figura 1.7 Termini di sito $G_j(f)$ (linea spessa) ottenuti con il metodo GI e relativo errore sperimentale (linea sottile). Le curve mostrate sono ottenute operando uno “smoothing” con una media mobile calcolata su 5 punti.

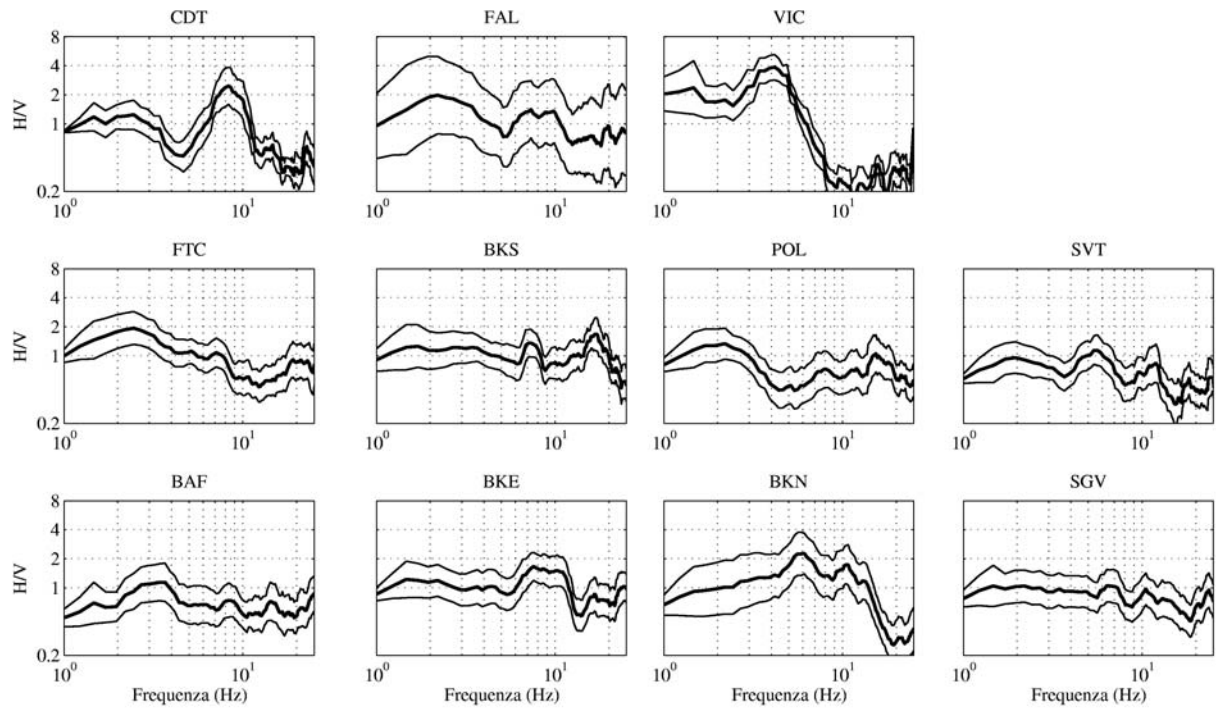


Figura 1.8 Rapporti spettrali HV (linea spessa) e relativo errore sperimentale (linea sottile). Le curve mostrate sono ottenute operando uno “smoothing” con una media mobile calcolata su 5 punti.

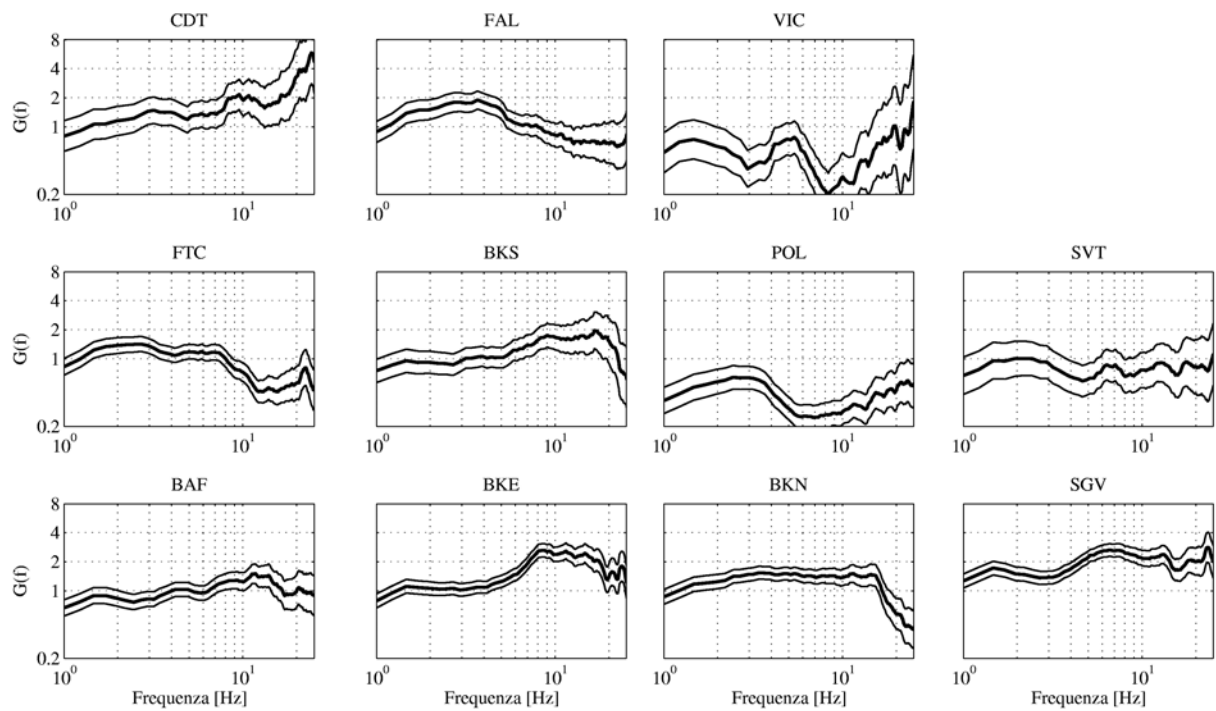


Figura 1.9 Termini di sito $G_i(f)$ (linea spessa) ottenuti con il metodo CI e relativo errore sperimentale (linea sottile). Le curve mostrate sono ottenute operando uno “smoothing” con una media mobile calcolata su 5 punti.

Contestualmente, un ulteriore importante risultato ottenuto dal metodo d'inversione per le onde S (GI), è consistito nella determinazione dello spettro di sorgente $S_i(f)$ in velocità per i terremoti selezionati (fig.1.10).

Lo spettro in spostamento delle sorgenti sismiche selezionate è stato ottenuto dallo spettro in velocità delle onde S corretto per i termini di percorso e sito forniti dal il metodo d'inversione utilizzato (Drouet et al., 2005). Dallo spettro in spostamento è stato possibile stimare i parametri spettrali di sorgente (il momento sismico, la frequenza d'angolo, le dimensioni della sorgente e lo stress drop statico). La densità spettrale delle onde S del campo d'onda generato da una dislocazione può essere scritta come (Maruyama, 1968):

$$\bar{W}^s(\omega, r) = \frac{1}{4\pi\rho_0} \frac{1}{\beta_0^3} \frac{1}{r} Y_{\theta\phi} \dot{M}(\omega) \quad (66)$$

dove $\dot{M}(\omega)$ è la derivata prima dello spettro di Fourier del momento sismico, ω è la frequenza angolare ($\omega = 2\pi f$), ρ_0 è la densità alla sorgente e β_0 è la velocità delle onde S alla sorgente. Per una sorgente descrivibile da un impulso a gradino (modello di Haskell), si ha:

$$\dot{M}(\omega) = M_0 \frac{\sin(\omega\tau_0/2)}{\omega\tau_0/2} \quad (67)$$

dove τ_0 è il tempo di rottura della sorgente ed M_0 rappresenta il momento sismico scalare. Nel limite per $\omega \rightarrow 0$, l'ampiezza spettrale della radiazione delle onde di taglio Ω_0 può essere scritta in funzione del momento sismico M_0 .

In tal modo, il momento sismico scalare M_0 è stimato considerando la relazione:

$$M_0 = \frac{4\pi\rho_0\beta_0^3 r\Omega_0}{2Y_{\theta\varphi}} \quad (68)$$

dove Ω_0 , v_s , ρ_0 and $Y_{\theta\varphi}$ rappresentano rispettivamente l'asintoto a bassa frequenza dello spettro in spostamento, la velocità delle onde S alla sorgente, la densità del mezzo e il termine di "radiation pattern". La frequenza d'angolo f_c è la frequenza tale che $2\pi f_c/\tau_0=1$, e corrisponde alla frequenza alla quale l'asintoto a bassa frequenza e l'involuppo ad alta frequenza in scala logaritmica si intersecano.

L'asintoto a bassa frequenza Ω_0 è stato stimato considerando l'ampiezza media dello spettro in spostamento di sorgente tra 2.0 e 8.0 Hz mentre l'andamento ad alta frequenza è stato calcolato operando un'interpolazione lineare del logaritmo dell'ampiezza spettrale tra 15.0 e 25.0 Hz. La procedura per la stima della frequenza d'angolo f_c della sorgente è descritta in dettaglio in Del Pezzo et al. (2004). Le dimensioni lineari della sorgente (raggio r) sono state calcolate considerando la relazione (Brune, 1970):

$$r = 0.37 \cdot \frac{\beta_0}{f_c} \quad (69)$$

Nelle figure 1.10 e 1.11, sono mostrati, rispettivamente, l'andamento dello spettro alla sorgente in spostamento determinato con il metodo GI e l'andamento del momento sismico in funzione delle dimensioni della sorgente. Le linee rette in figura 1.10 rappresentano le curve a stress drop costante pari a 1, 10 e 100 bar. I risultati mostrano che la maggior parte degli eventi sismici selezionati sono caratterizzati da un valore di stress drop compreso tra 1 e 10 bar. Il terremoto di magnitudo più alta è caratterizzato da un valore di stress drop prossimo a 100 bar.

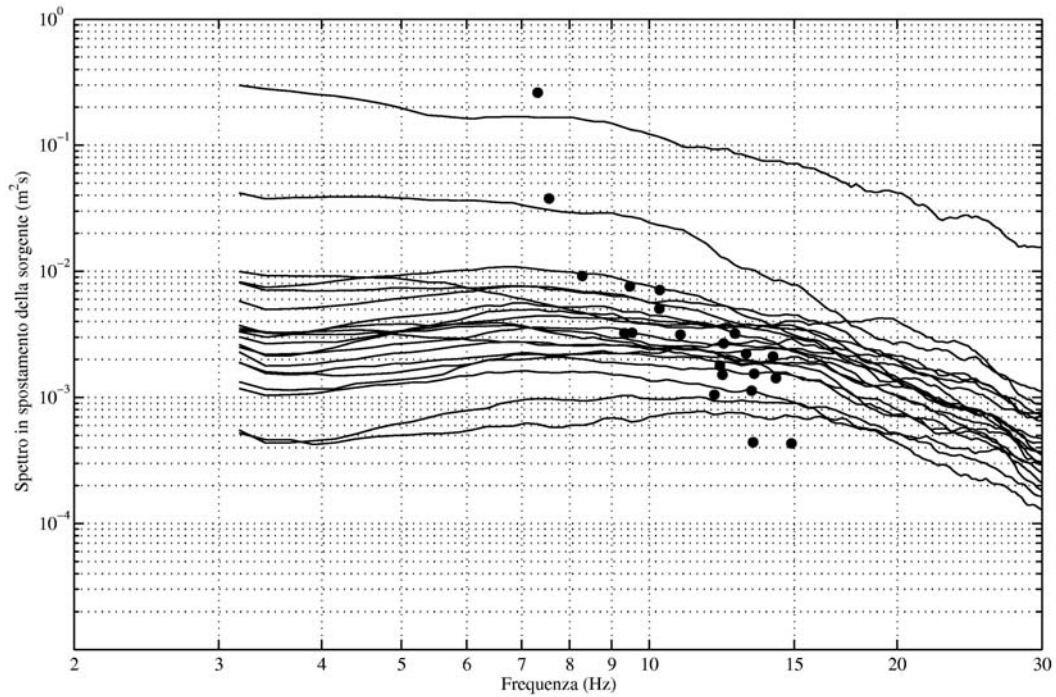


Figura 1.10. Spettri in spostamento (curve in nero) ottenuti con il metodo GI per 20 terremoti locali al Vesuvio. I simboli in nero (cerchi pieni) rappresentano i punti di intersezione tra la parte piatta dello spettro ed l'involuppo ad alta frequenza. Le ascisse di tali punti rappresentano le frequenze d'angolo della sorgente dei terremoti selezionati.

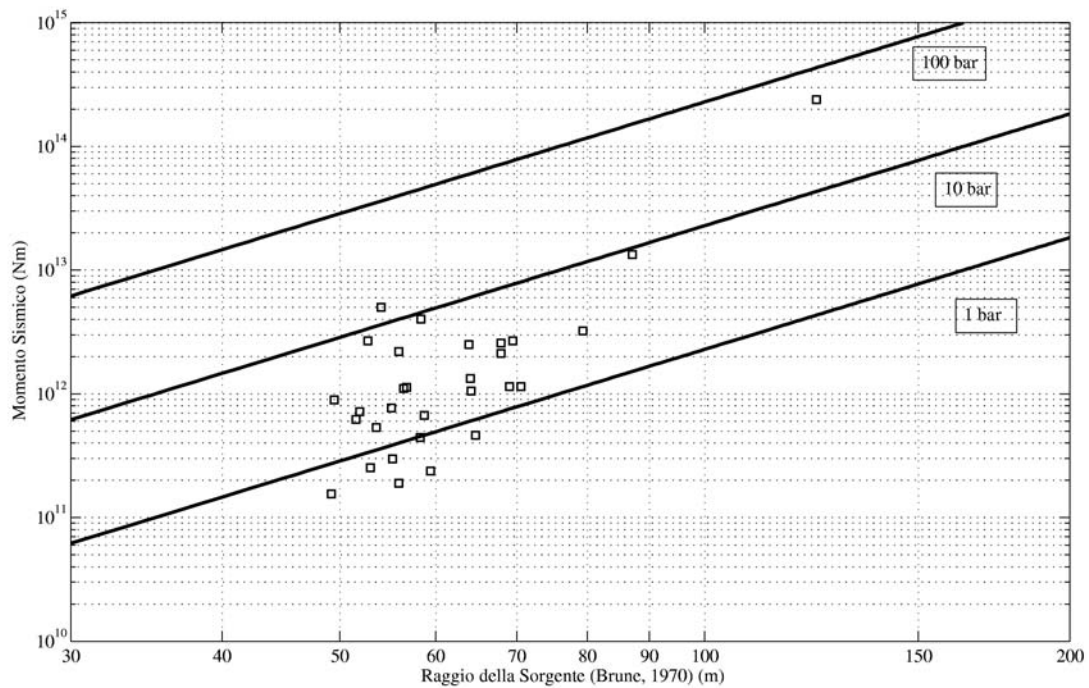


Figura 1.11. Legge di scala (Momento sismico vs dimensioni della sorgente) dei terremoti selezionati.

2.1.3 Discussione e interpretazione dei risultati

Le metodologie di analisi sono state applicate secondo le procedure descritte nel capitolo 1. Per ciascun metodo, sono state stimate, come indicato caso per caso, le incertezze sperimentali.

I risultati ottenuti con il metodo dei rapporti spettrali (fig.1.6) e il metodo d'inversione basato sulle onde S (fig.1.7) hanno mostrato risultati confrontabili all'interno dell'errore sperimentale.

La propagazione delle incertezze sperimentali per i due metodi prima citati (capitoli 1.1 e 1.2) ha dato risultati diversi. Infatti, l'incertezza sulla stima della funzione di sito risulta essere costante per il metodo DSR (fig.1.6) mentre per il metodo GI l'errore aumenta con l'aumentare della frequenza (fig.1.7). Tale risultato è dovuto alla correzione delle ampiezze spettrali delle finestre di segnale selezionate per il termine di attenuazione (eq.63), il cui contributo è maggiore per frequenze più alte. La stima dell'errore sperimentale per il metodo GI ha comportato la misura del rapporto segnale/rumore per ogni forma d'onda considerata. Per il data set in esame, è stato riscontrato che il rapporto segnale/rumore dipende maggiormente dalla Magnitudo del terremoto. Nell'assunzione che il parametro di attenuazione Q sia uguale per tutte le stazioni (Bianco et al., 1999), l'aspetto fondamentale per l'applicazione del metodo d'inversione basato sulle onde S (metodo GI) risiede nella possibilità di poter considerare anche un data set non omogeneo (forme d'onda dei terremoti selezionati non registrate a tutte le stazioni). Infatti, da un punto di vista algebrico, nel caso di un data set non omogeneo, il vincolo descritto dall'equazione (12) permette la soluzione del problema ai minimi quadrati secondo la relazione (15), vincolando tra loro i singoli blocchi della matrice K (eq.11), corrispondenti ai possibili sottoinsiemi disgiunti di dati.

Il metodo HVs è stato applicato per ogni singolo sito/stazione in modo indipendente, senza un riferimento comune e l'informazione contenuta nei rapporti spettrali è comprensiva anche dell'ampiezza spettrale delle componenti verticali del moto. L'andamento degli errori sperimentali è costante per l'intero intervallo di frequenze investigato.

Il metodo d'inversione basato sulle onde di coda (metodo CI) è stato applicato nell'ipotesi che il parametro Q_c , indipendente dalla frequenza, sia uguale per tutti i siti/stazione. Questo metodo ha il vantaggio che l'ampiezza spettrale è indipendente dal termine di "radiation pattern" (Tsujiura, 1978) ed è possibile effettuare le stime del vettore dei parametri per più finestre di segnale a seconda del "lapse time" t selezionato. Per il metodo CI, l'errore sperimentale aumenta con la frequenza. In tal caso, l'incremento dell'errore è meno sensibile rispetto al metodo GI. Ciò è dovuto al diverso numero di sorgenti di errore associate ai metodi GI e CI. Nel presente lavoro, il metodo CI è stato applicato ad una sola finestra di onde di coda (corrispondente al valore di "lapse time" t uguale a 10 s). In realtà, il metodo CI fornisce la possibilità di "campionare" il termine di sito su più finestre temporali lungo l'intera durata della coda del sismogramma in modo da ottenere una stima più robusta.

In sintesi, i risultati ottenuti sono mostrati indicando gli estremi dell'intervallo di frequenze in cui si osserva la massima amplificazione (intervallo di amplificazione) in tabella 1.4 ed il confronto grafico tra i metodi di analisi è mostrato in fig.1.12. In termini di intervalli di amplificazione, i risultati ottenuti utilizzando le ampiezze spettrali delle onde S sulle componenti orizzontali (metodi DSR, GI) mostrano che:

- le stazioni VIC (Poggiomarino), FAL (Terzigno), CDT (Camaldoli della Torre) e BKS (Bunker Sud, stazione sommitale) mostrano i valori di amplificazione più alti (valori di ampiezza $\in [2,4]$) in corrispondenza, rispettivamente, degli intervalli di frequenze 3-6 Hz, 2-4 Hz e 6-8 Hz e 10-20 Hz;
- le stazioni sommitali SGV (Seggiovio) e BKE (Bunker Est) mostrano valori di ampiezza tra 1.5 e 2 nell'intervallo di frequenze maggiore di 5 Hz;
- i siti BAF (Baracche Forestali), SVT (San Vito), BKN (Bunker Nord) non mostrano alcun valore di amplificazione/deamplificazione per l'intervallo di frequenze 1-20 Hz;
- FTC (Trecase) e POL (Pollena) mostrano deamplificazione rispettivamente nell'intervallo 8 - 25 Hz e 1 - 20 Hz.

	Metodi di analisi – Intervalli di amplificazione			
	DSR	GI	HVs	CI
BKE	8-20 Hz	8-20 Hz	6-12 Hz	6-20 Hz
BKN	-	-	4-12 Hz	-
BKS	10-20 Hz	10-20 Hz	16-18 Hz	8-20 Hz
SGV	5-25 Hz	5-25 Hz	-	4-25 Hz
BAF	-	-	-	-
FTC	-	-	1-4 Hz	-
POL	-	-	-	-
SVT	-	-	-	-
FAL	2-4 Hz	2-4 Hz	2-4 Hz	2-4 Hz
CDT	6-8 Hz	6-8 Hz	6-10 Hz	7-25 Hz
VIC	3-6 Hz	3-6 Hz	3-6 Hz	4-6 Hz

Tabella 1.4. Intervalli di amplificazione per gli 11 siti in esame ottenuti per i metodi di analisi utilizzati.

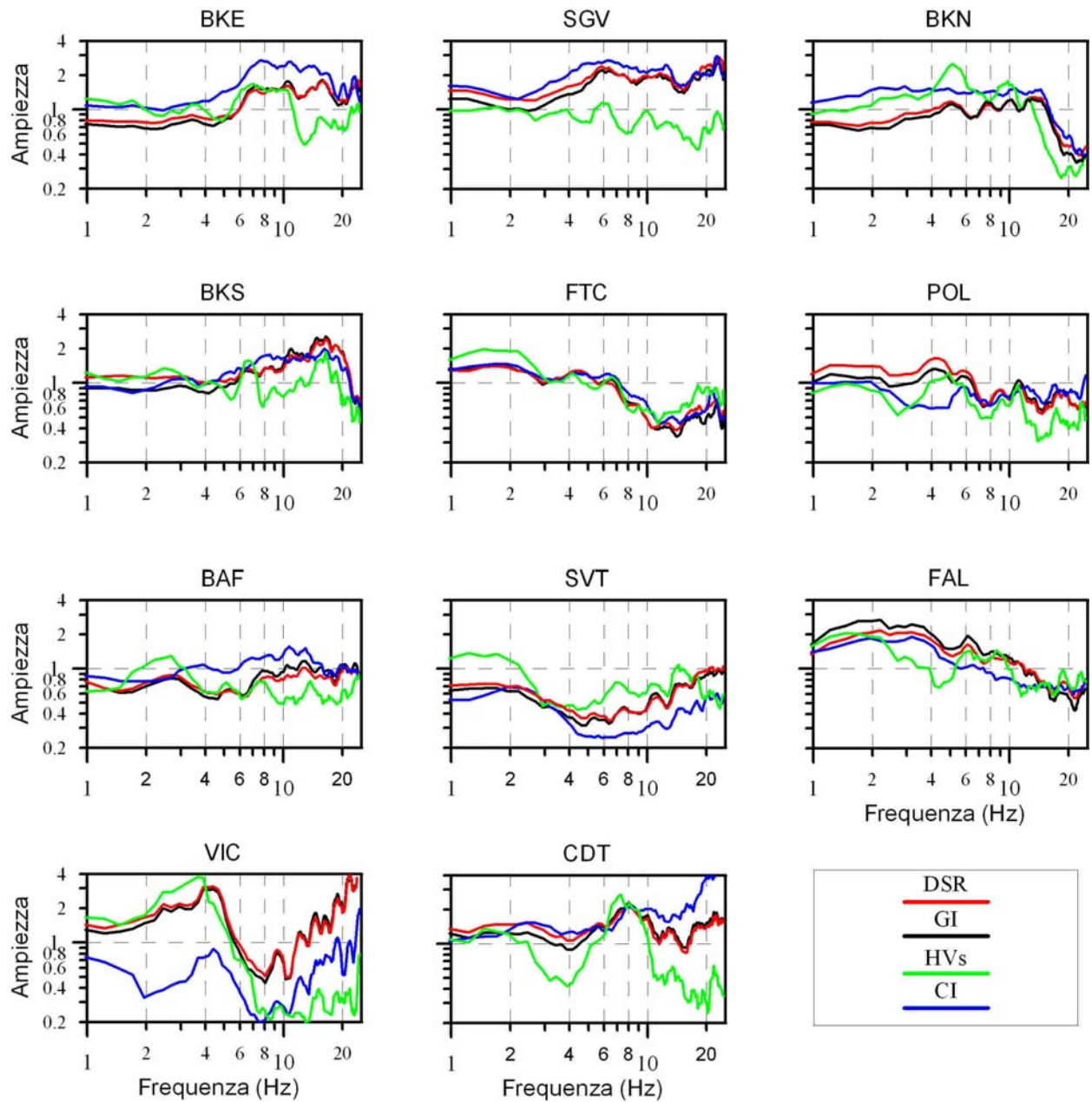


Fig. 1.12. Confronto grafico tra i risultati ottenuti con i metodi DSR (curva in rosso), GI (curva in nero), HVs (curva in verde) e CI (curva in blu).

Il metodo dei rapporti H/V ottenuto per le onde di taglio (fig.1.8) ha mostrato gli stessi risultati in termini di frequenza di picco per i siti VIC, FAL, CDT. Il confronto con i metodi DSR e GI ha evidenziato che alcune stazioni sommitali (BKE e SGV) mostrano un andamento delle funzioni di amplificazione non del tutto concorde.

Infine, i risultati ottenuti con il metodo delle onde di coda mostrano valori di amplificazione più alti (2-4) per le stazioni sommitali (BKE, BKN ed SGV) rispetto ai risultati ottenuti dai metodi precedenti.

Un importante risultato complementare ottenuto dal metodo d'inversione per le onde S, è consistito nella determinazione dello spettro di sorgente per i terremoti selezionati (fig.1.10). In tal modo, il momento sismico, la frequenza d'angolo, le dimensioni della sorgente e lo stress drop sono stati determinati a partire dallo spettro in spostamento delle onde S corretto per i termini di attenuazione e sito (fig.1.11). L'andamento del momento sismico in funzione delle dimensioni della sorgente è mostrato nella figura 1.11. I risultati mostrano che il momento sismico non scala linearmente con le dimensioni della sorgente e che la maggior parte degli eventi selezionati sono caratterizzati da un valore di stress drop compreso tra 1 e 10 bar. Tali risultati sono simili a quelli riscontrati per l'area dei Campi Flegrei (Stress Drop = 4 bar) (Del Pezzo et al., 1987). Gli eventi sismici più energetici sono caratterizzati da profondità ipocentrali prossime alla parte più alta del basamento carbonatico. Infatti, il terremoto di magnitudo $M_d = 3.6$ è caratterizzato da un valore di stress drop compreso tra 10 e 100 bar. Tale differenza potrebbe essere dovuta alle caratteristiche meccaniche del basamento, che mostra una rigidità maggiore delle rocce sovrastanti (Del Pezzo et al., 2004).

In conclusione, lo scopo del presente lavoro è consistito nel caratterizzare in maniera empirica la risposta in frequenza delle strutture superficiali nell'area vulcanica del Vesuvio. Data la complessità e la molteplicità dei fattori concorrenti, il risultato finale ha fornito la funzione di risposta di sito da un punto di vista empirico (determinazione sperimentale della funzione di

trasferimento di sito in termini di amplificazione spettrale). Tale risultato è comprensivo degli effetti dovuti ai diversi fattori responsabili (modelli di velocità superficiali, irregolarità topografiche e topografia locale, interazione del campo d'onda con la superficie libera). In figura 1.12 sono mostrati i risultati ottenuti per tutti i metodi utilizzati e per 9 stazioni significative. In sintesi, i risultati ottenuti hanno mostrato che:

- i risultati ottenuti dai rapporti spettrali e dal metodo d'inversione delle onde S sono uguali nella banda 1-10 Hz;
- le stazioni sommitali mostrano amplificazioni minori ed in un intervallo di frequenze più alto ($f > 5$ Hz);
- i risultati ottenuti dal metodo HVs confermano i valori riscontrati in termini di frequenza di picco con i metodi precedenti tranne che per alcune stazioni in quota (BKE ed SGV);
- i siti in quota mostrano amplificazione maggiore quando quest'ultima è calcolata con il metodo CI. Tale metodo si basa sull'assunzione di omogeneità della distribuzione di corpi diffusori all'interno della struttura attraversata dalle onde di coda. Si parla in questo caso di distribuzione casuale ed uniforme ("randomly and uniformly distributed scatterers"). Il risultato trovato con il metodo CI potrebbe essere generato da una distribuzione non omogenea di "scatteratori". Come è stato osservato al vulcano Piton de la Fournaise da Aki e Ferrazzini (2000), il campo d'onda diffuso permane per un tempo maggiore all'interno del cono che non nelle strutture geologiche costituenti la base del vulcano. Questo fenomeno è stato definito "coda localization". Una verifica sperimentale di tale fenomeno può essere ottenuta da simulazioni numeriche 3D accompagnate da una tomografia "scattering" di dettaglio della struttura del Vesuvio.

2.2 Colfiorito

2.2.1 Introduzione

Nel presente lavoro sono stati analizzati segnali di rumore sismico registrati nel bacino di Colfiorito durante due esperimenti condotti nel maggio e nel giugno 2002.

La piana di Colfiorito è una depressione tettonica situata nell'appennino umbro-marchigiano dove sono presenti depositi alluvionali del Quaternario (fig.2.1). Nel settembre del 1997, due terremoti (M_L 5.6 e M_L 5.8) verificatesi in prossimità di tale area, causarono notevoli danni alla cittadina di Colfiorito. La distribuzione dei danni risultò essere molto irregolare, con i danni più forti in prossimità dei siti posti su depositi alluvionali ai bordi del bacino (Tertulliani, 2000). Studi precedenti effettuati nella stessa area hanno messo in evidenza l'influenza delle strutture presenti nel bacino sulla propagazione delle onde sismiche. Di Giulio et al. (2003) hanno investigato la struttura del bacino utilizzando dati di prospezione ed analizzando sismogrammi di eventi sismici locali registrati ad un array di stazioni posto al centro dell'area in esame. I risultati trovati in tale studio hanno evidenziato i seguenti aspetti:

- frequenza predominante nei segnali osservati prossima ad 1 Hz;
- amplificazione delle componenti orizzontali del moto;
- onde di Love diffratte dai bordi del bacino. I fenomeni di diffrazione presenti nel bacino sono stati anche evidenziati da altre analisi di array effettuate su segnali registrati nel settore est dell'area (Rovelli et al., 2001).

Gli scopi fondamentali del presente studio sono:

- l'analisi delle frequenze predominanti del rumore registrato nel bacino di Colfiorito utilizzando il metodo di Nakamura;
- la correlazione tra le frequenze predominanti e gli spessori dei depositi alluvionali;

- l'utilizzo di tecniche di array per lo studio delle proprietà direzionali del campo d'onda del rumore;
- la determinazione del modello di velocità 1D mediante l'applicazione del metodo della cross-correlazione di Aki (1957) ai segnali registrati dall'array posto al centro del bacino;
- la determinazione della funzione di risposta per le onde S, della funzione di ellitticità per le onde di Rayleigh ed il confronto di tali curve teoriche con i risultati ottenuti dall'applicazione del metodo di Nakamura.

Le misure di rumore sismico sono state effettuate in due momenti distinti. Nel maggio del 2002, le misure di rumore sono state effettuate lungo quattro profili all'interno del bacino, campionando 45 siti mostrati dai triangoli in figura 2.1, caratterizzati da differenti spessori dei sedimenti. Per ogni sito è stata effettuata una registrazione della durata di 15-20 minuti. La stazione di riferimento N2 (fig.2.1) è stata posizionata su roccia affiorante nel settore sud-est del bacino ed ha registrato in continua per l'intera durata dell'esperimento.

Nel luglio 2002, un secondo esperimento, parte del progetto europeo SESAME, è stato condotto nella stessa area con l'installazione di 5 array di stazioni sismiche. Nel presente lavoro, sono stati analizzati i dati raccolti dagli arrays A e B (fig.2.1). Durante tale esperimento i singoli array hanno registrato in continua da un minimo di 6 ore ad un massimo di 12 ore. In entrambi gli esperimenti, gli strumenti di misura erano composti da stazioni sismiche digitali Lennartz MARSlite (range dinamico di 20 bit), equipaggiate con sensori lennartz LE-3D/5s a tre componenti con frequenza propria pari a 0.2 Hz. La risposta di tali strumenti è piatta nell'intervallo 0.2-40 Hz. I segnali registrati sono stati acquisiti con un passo di campionamento di 125 sps. Tutte le stazioni sismiche utilizzate erano dotate di ricevitori GPS per la sincronizzazione del tempo assoluto.

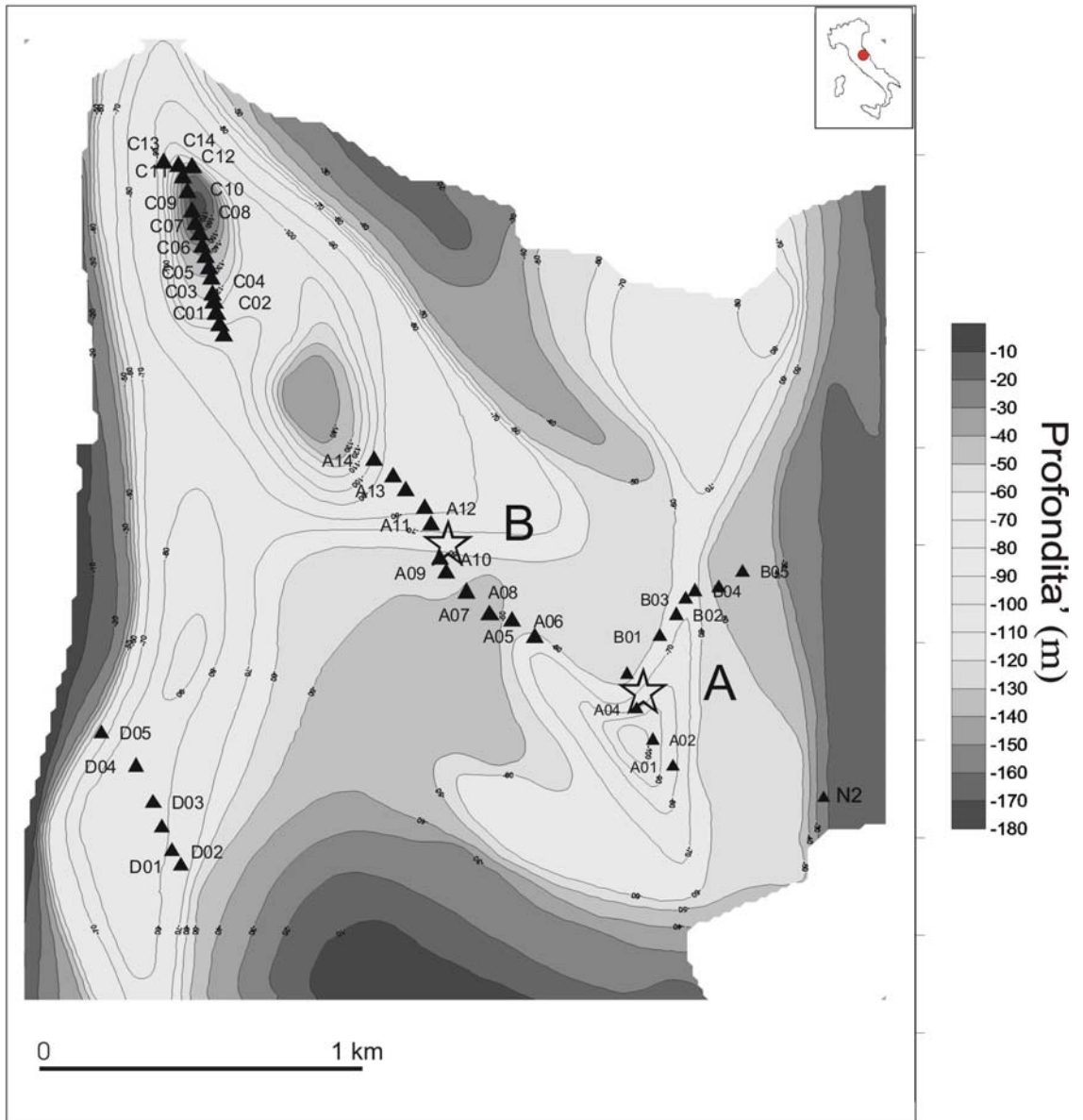


Figura 2.1. Mappa del area di bacino di Colfiorito. I triangoli in nero indicano i siti di misura per la stima dei rapporti di Nakamura mentre le stelle indicano le posizioni degli arrays. Le isolinee indicano le profondità del basamento.

2.2.2 Analisi dei dati

In questo lavoro, sono stati calcolati i rapporti di Nakamura (o rapporti HVn) sulle registrazioni di rumore effettuate nel bacino di Colfiorito ai 45 siti mostrati in figura 2.1. I risultati ottenuti sono stati confrontati con le frequenze di risonanza dei sedimenti del bacino.

Preliminarmente è stata determinata l'ampiezza spettrale del rumore registrato al sito di riferimento N2 (fig.2.2). Le stime spettrali sono state effettuate su finestre di 40 secondi. La stazione di riferimento ha acquisito in modalità continua il giorno 20 maggio 2002 dalle 9:00 alle 17:00. Le ampiezze spettrali a differenti intervalli temporali non hanno mostrato significative variazioni. Tale risultato è stato considerato come indice della stazionarietà del rumore nell'intervallo di registrazione considerato.

I rapporti spettrali HVn sono stati calcolati ai 45 siti d'interesse (fig.2.3). I risultati ottenuti hanno mostrato valori di amplificazione più alti per frequenze minori di 1 Hz. Per due siti in esame (A01 e B01), è stato possibile confrontare il rapporti HVn calcolati sulle registrazioni dell'esperimento di maggio con quelli effettuati sulle registrazioni di luglio (linee tratteggiate in figura 2.3). Il confronto mostra un'evidente differenza a basse frequenze (< 1 Hz), dato che il livello di amplificazione nel rapporto HVn è maggiore per le registrazioni di rumore di maggio rispetto alle misure effettuate nel mese di giugno. Nel lavoro di Cara et al. (2003), le analisi effettuate su segnali a larga banda registrati nell'area di Colfiorito hanno mostrato le ampiezze spettrali maggiori sulla parte a bassa frequenza del rumore sismico, registrato in condizioni di tempo non buone (presenza di vento). In tale lavoro, fu notato che tali condizioni al contorno non modificavano il picco fondamentale in frequenza (0.9 Hz). Il confronto tra le variazioni dell'ampiezza spettrale a bassa frequenza e la velocità del vento ad una stazione meteorologica mostrò una buona correlazione tra le due grandezze (Cara et al., 2003).

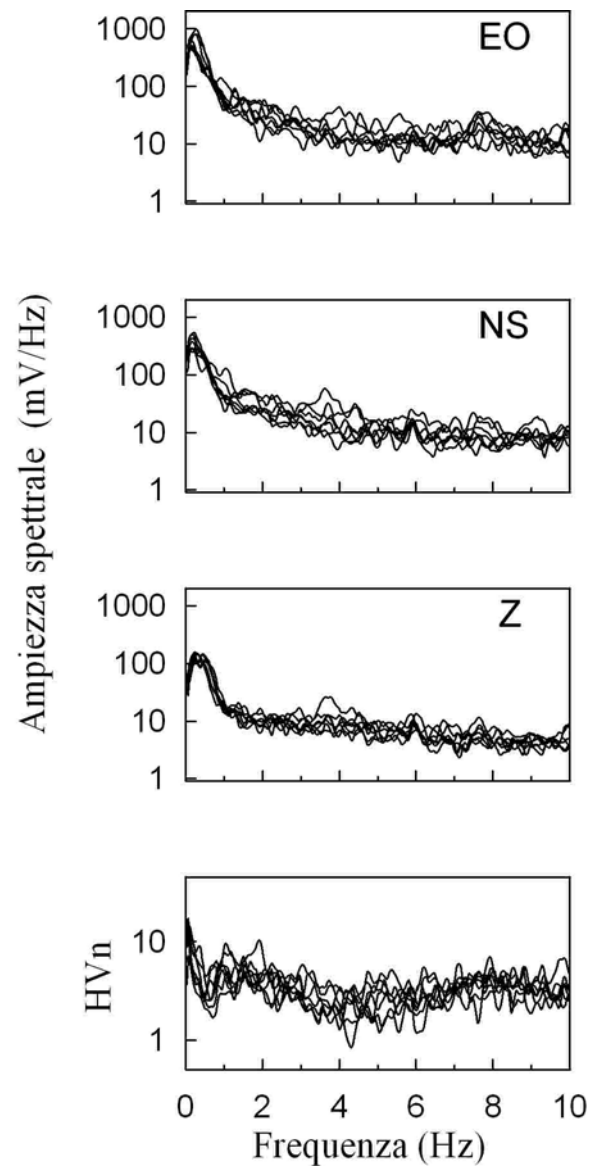


Figura 2.2. Ampiezza spettrale e rapporto di Nakamura HVn calcolati per ogni componente del moto al sito N2

Analogamente, Duval et al. (2004) hanno valutato l'influenza delle condizioni meteo sulla stabilità e riproducibilità dei rapporti HVn sui segnali di rumore. Gli autori notarono l'influenza delle differenti condizioni di pioggia sulla stabilità dei rapporti HVn. Poiché l'esperimento di maggio del presente lavoro, è stato condotto in condizioni di pioggia e tempo instabile, gli alti valori di ampiezza nelle basse frequenze sono stati interpretati come dovuti alle condizioni di tempo perturbato.

Per ognuno dei siti investigati, è stata calcolata la frequenza di risonanza dei sedimenti, secondo la relazione $f_0 = \frac{v_s}{4h}$, dove v_s ed h sono, rispettivamente, la velocità media delle onde di S per gli strati superficiali e lo spessore dei sedimenti. Per la velocità delle onde S nei sedimenti è stato assunto il valore di 200 m/s, come stimata da Di Giulio et al. (2003) e confermata da misure "down-hole" nella piana di Colfiorito. Lo spessore dei sedimenti nell'area è stato stimato dalla mappa della profondità del basamento (figura 2.1). L'intervallo di confidenza associato alla frequenza di risonanza è stato determinato considerando il 10% di incertezza sulle stime di velocità delle onde S e degli spessori h dei sedimenti. Le bande di errore sono mostrate in figura 2.3 in colore grigio. Il confronto tra le forme dei rapporti HVn con le frequenze di risonanza dei siti in esame ha mostrato che i siti compresi tra A06 e A14 posizionati nella parte centrale del bacino mostrano un picco in frequenza in corrispondenza delle frequenze di risonanza calcolate. L'amplificazione osservata a basse frequenze non maschera la frequenza di picco del sito in esame. Gli altri profili posizionati in corrispondenza di forti variazioni degli spessori dei sedimenti su brevi distanze, non mostrano picchi significativi in corrispondenza delle frequenze di risonanza.

Le analisi effettuate sulle misure a singola stazione sono state integrate dall'applicazione delle tecniche di array per lo studio delle proprietà di propagazione del campo d'onda del rumore di fondo. I due arrays A e B (fig.2.1) furono installati durante l'esperimento di luglio e composti da

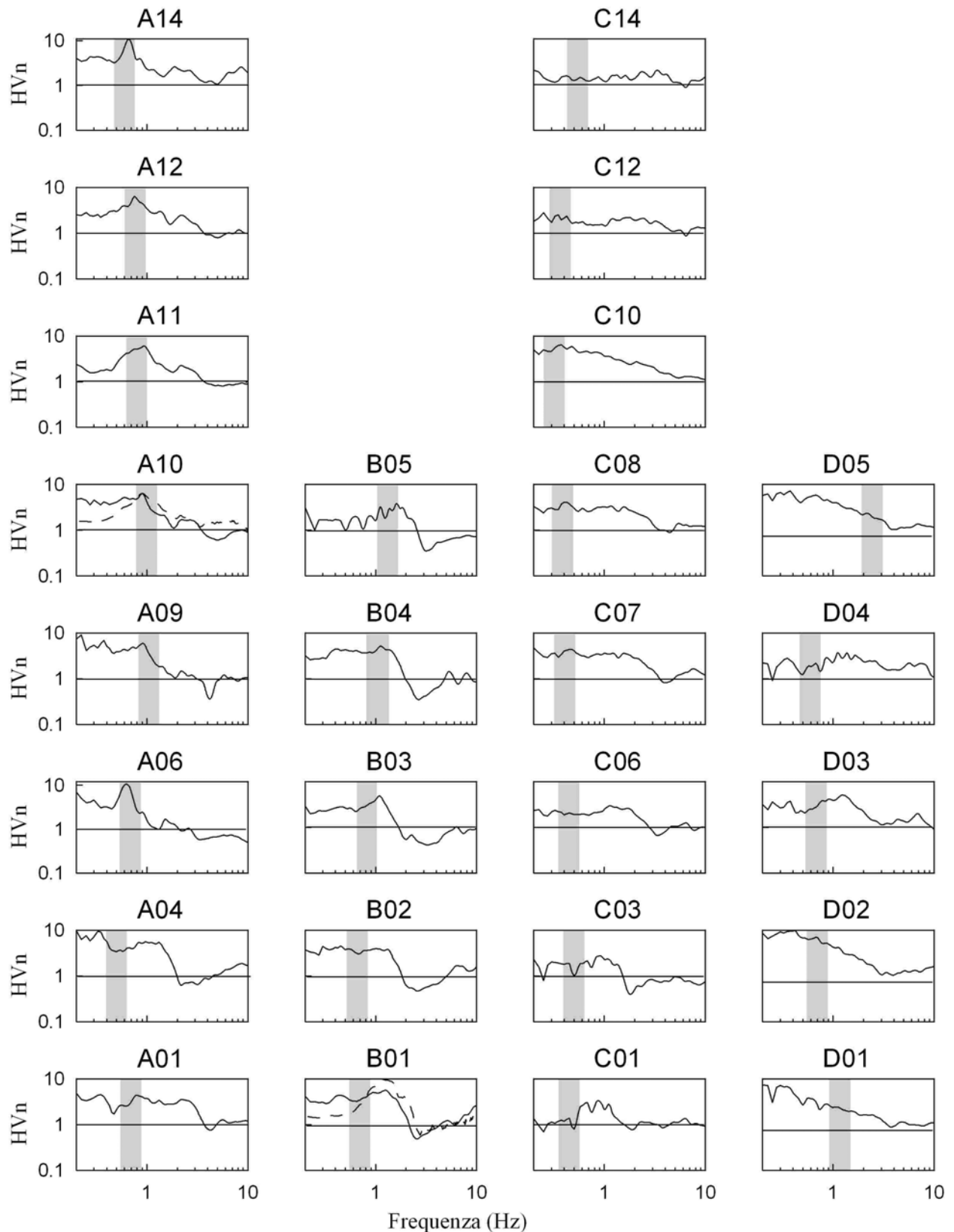


Figura 2.3. Rapporti di Nakamura HVn calcolati per alcuni dei siti più rappresentativi dell'area di bacino. Le bande in grigio rappresentano le frequenze di risonanza con relativa banda di errore calcolate sulla base dello spessore dei sedimenti e sulle velocità medie delle onde di taglio per il sito in esame.

12 stazioni. Le rispettive configurazioni sono mostrate in figura 2.4. L'array A era localizzato nel settore sud-est del bacino, mentre l'array B era installato nel centro della piana. La distanza tra i due array era di circa 750 m. I due arrays hanno registrato simultaneamente per circa 3 ore nel giorno 29 giugno 2002. Le configurazioni A e B1 sono state utilizzate per l'analisi frequenza-numero d'onda, mentre la configurazione B2, installata nel giorno 30 giugno 2002, è stata usata per l'applicazione del metodo della cross-correlazione di Aki (1957) (o metodo SPAC).

Prima dell'applicazione dei metodi f-k è stata calcolata la funzione di Beam-Pattern (Capon, 1969) per le diverse configurazioni per stimare la risposta dell'array nelle diverse bande di frequenza. Le funzioni di risposta sono state calcolate su una griglia quadrata di slowness [-4 : 4] s/km, con intervallo di 0.25 s/km. I risultati per le tre configurazioni sono mostrati in figura 2.5 per frequenze pari a 1.0, 1.5, 2.0 e 3.0 Hz. I risultati mostrano, per gli array A e B1, un picco ben evidente nell'intervallo di frequenze investigato. Picchi secondari di ampiezza minore dovuti all'aliasing spaziale sono presenti alla frequenza di 3 Hz. La configurazione B2 ha mostrato picchi secondari a partire da 1.5 Hz in su. Per tale ragione la configurazione B2 è stata utilizzata esclusivamente per l'applicazione del metodo SPAC.

I metodi frequenza-numero d'onda Beam Forming (BF) (Lacoss et al., 1969) ed High Resolution (HR) (Capon et al., 1969) sono stati applicati per lo studio delle proprietà direzionali del campo d'onda del rumore in quattro differenti bande di frequenza. Prima dell'applicazione dei metodi f-k, sono state investigate le caratteristiche di ampiezza spettrale del rumore di fondo registrato ai due arrays (fig.2.6). Gli spettri mostrano picchi significativi nella banda da 1 a 3 Hz. Tali picchi in ampiezza sono più pronunciati per l'array B rispetto all'array A. Gli intervalli di frequenza selezionati in base ai picchi in ampiezza sono stati: 0.8-1.2 Hz, 1.3-1.7 Hz, 1.8-2.2 Hz e 2.8-3.2 Hz. Una volta stabilite le bande di frequenza per

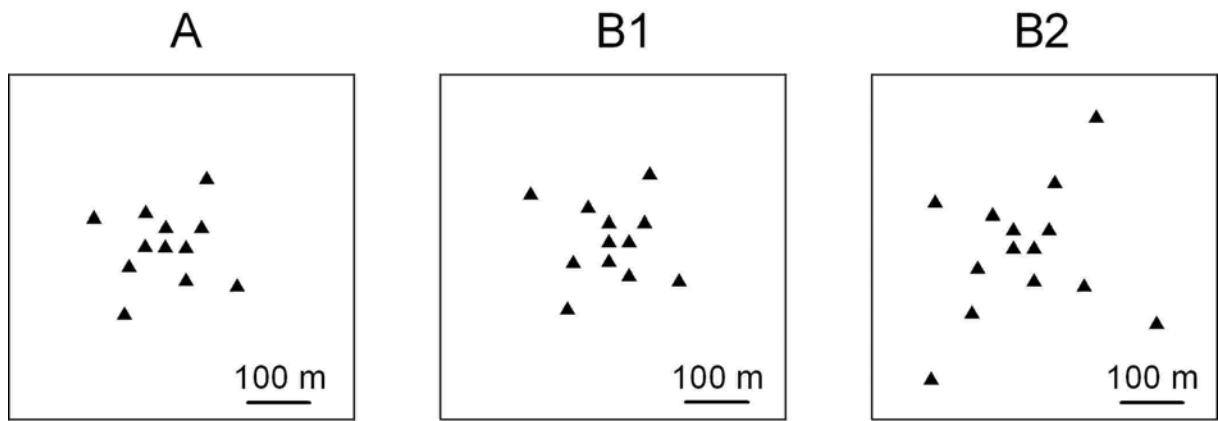


Figura 2.4. Configurazioni geometriche degli arrays

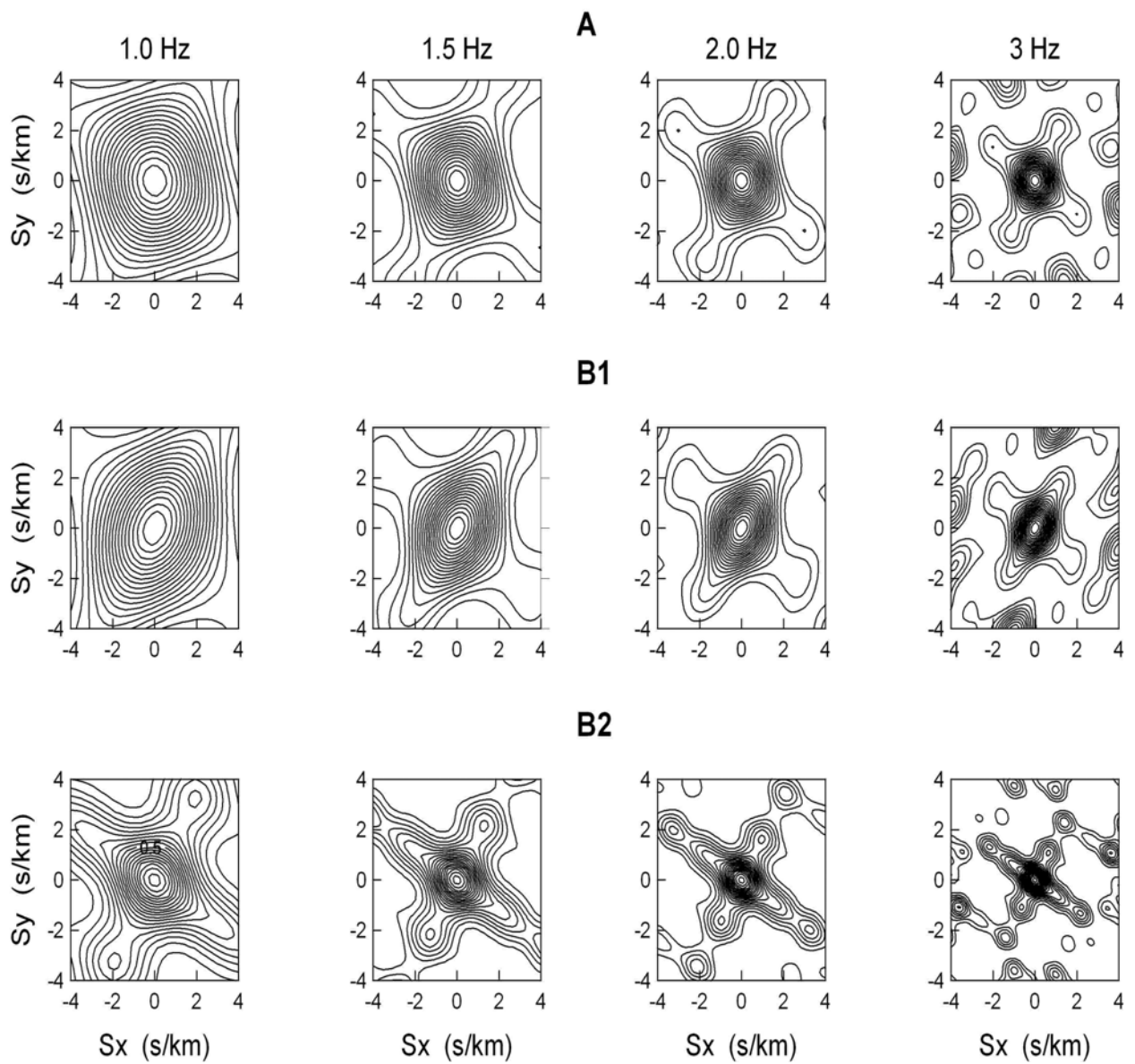


Figura 2.5. Spettro di risposta degli arrays calcolato per diverse bande di frequenza

l'analisi f-k, sono state selezionate 13 finestre temporali di rumore sismico della durata di 120 secondi prendendo in considerazione i tratti di segnale che non contenessero disturbi o segnali dovuti a problemi di funzionamento della strumentazione. Gli spettri f-k sono stati stimati su finestre mobili di segnali filtrati lunghe 16.38 s, con una sovrapposizione del 10% tra finestre adiacenti. In tal modo, sono stati ottenuti 800 spettri f-k per ogni componente del moto (Z, N-S, E-O), per ogni array, per ciascuna delle quattro bande di frequenza e per entrambi i metodi. La ricerca del massimo assoluto nel piano del vettore d'onda, corrispondente alla stima di backazimuth e velocità apparente della parte coerente del campo d'onda, è stata effettuata su una griglia kx-ky nell'intervallo [-80,80] cicli/km, con il passo di 1 ciclo/km. In figura 2.7 è mostrato un esempio di applicazione dei metodi f-k all'array A. I massimi nello spettro kx-ky ottenuti con il metodo HR sono meglio distinguibili rispetto ai massimi ottenuti applicando il metodo BF. Quest'ultimo metodo mostra più di un picco nello spettro kx-ky nella banda di frequenza 1.3-1.7 Hz. Nonostante tale differenza tra i due metodi, la posizione del massimo assoluto coincide: per tale motivo è stato deciso di non tenere in considerazione i picchi secondari. In figura 2.8 sono mostrati i diagrammi a rosa per le distribuzioni di backazimuth valutati con il metodo BF. Nella tabella 2.3 sono mostrati i massimi dei singoli diagrammi a rosa. I valori di velocità apparente non variano in modo significativo per le tre componenti del moto e sono compresi tra 0.3 e 0.8 km/s. La distribuzione dei valori di velocità apparente è mostrata in figura 2.9. In sintesi, i risultati ottenuti dall'applicazione dei metodi f-k mostrano che il campo d'onda del rumore è composto da un contributo di onde generate da sorgenti diffuse che si propagano con velocità apparente bassa nell'intervallo di frequenze compreso tra 1 Hz e 3 Hz. E' possibile distinguere due ben definite direzioni di propagazione con backazimuth pari a N100°E nella banda di frequenza tra 1 Hz e 2 Hz e l'altra con direzione NordEst-SudOvest nella banda di frequenza tra 2 Hz e 3 Hz.

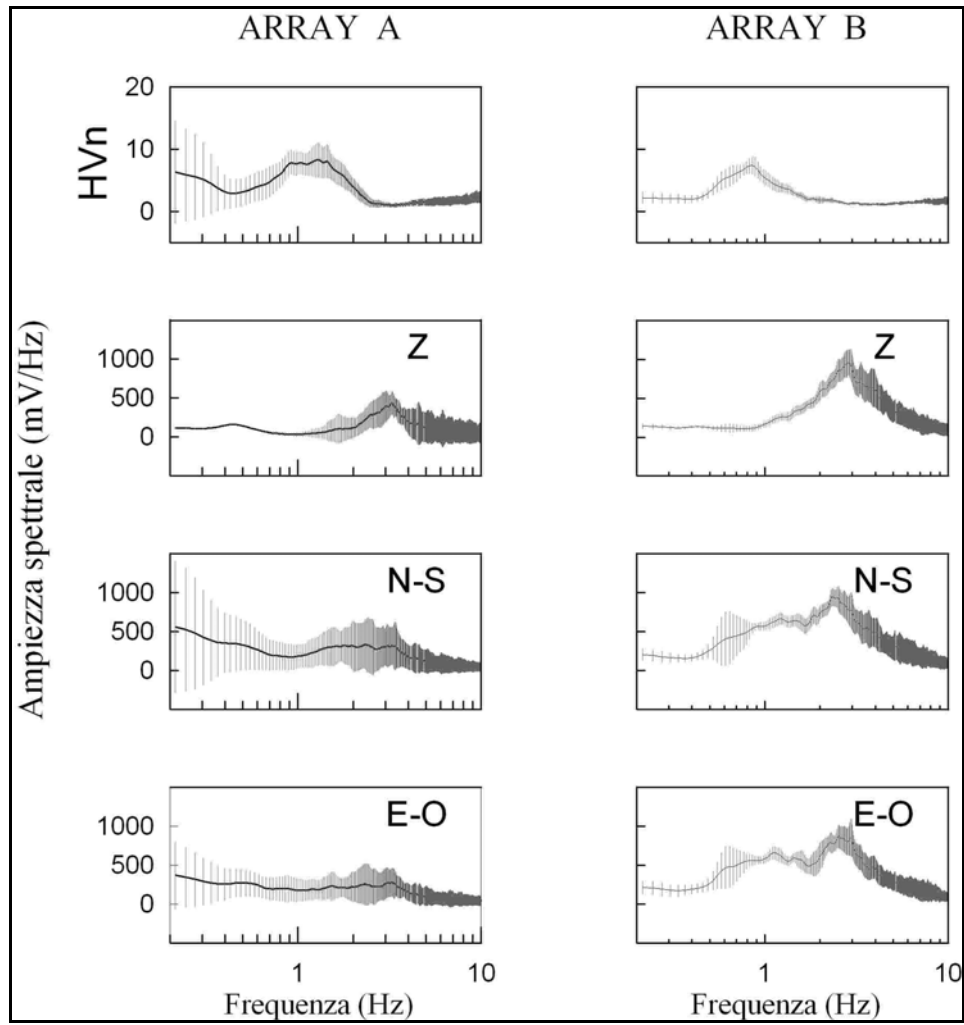


Figura 2.6. Ampiezza spettrale media e rapporto di Nakamura calcolati per l'array A e B

ARRAY A componente E-O

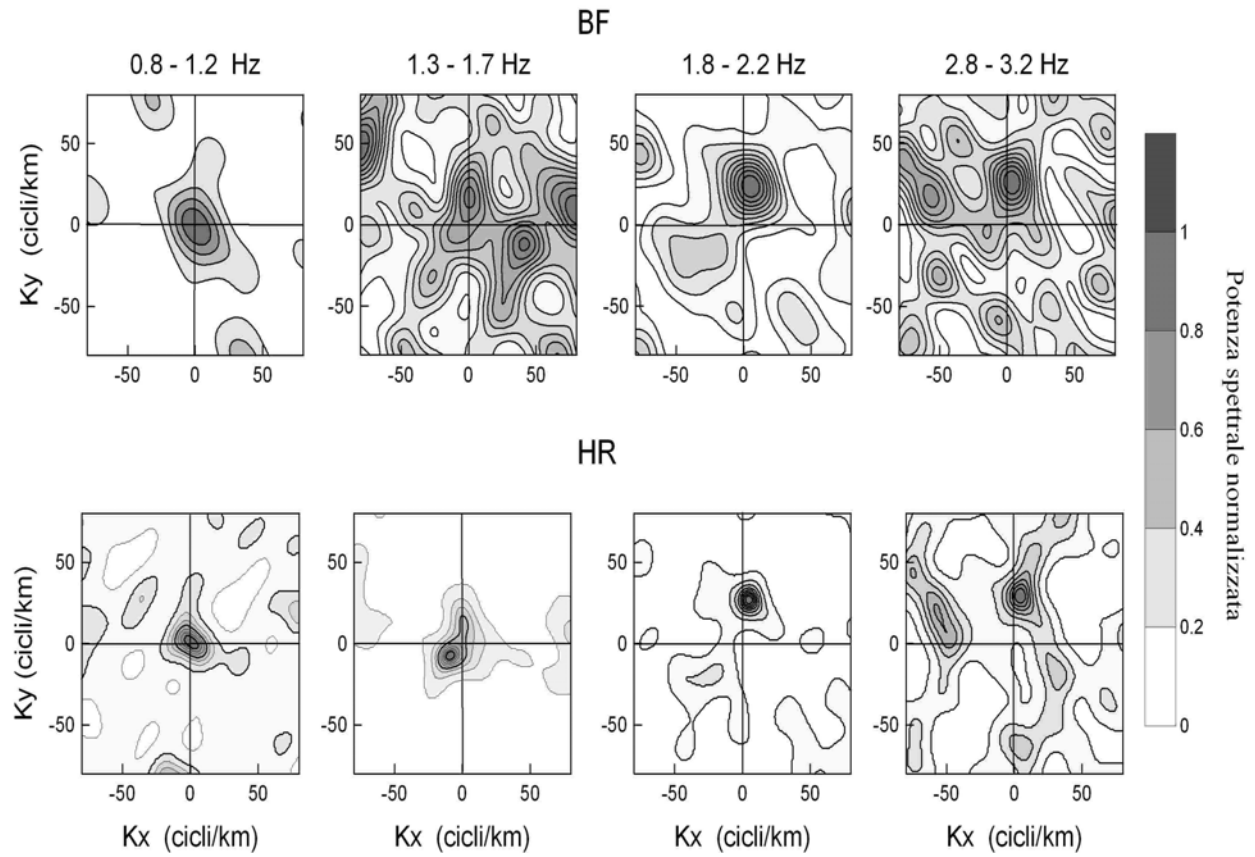


Figura 2.7. Spettri frequenza – numero d’onda valutati per le componenti E-O all’array A con i metodi Beam Forming ed High Resolution

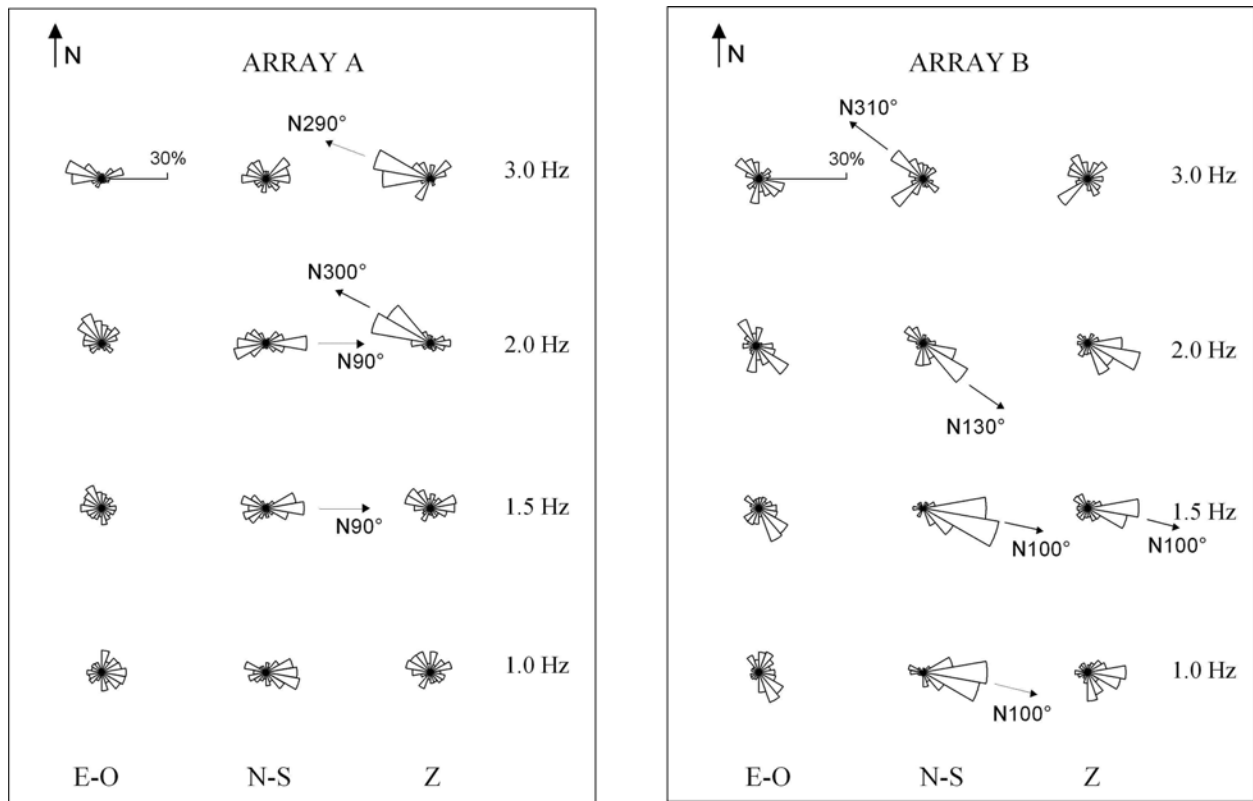


Figura 2.8. Diagrammi a rosa raffiguranti i valori di backazimuth calcolati con il metodo Beam Forming per l'array A e l'array B

	Array A			Array B		
	E-O	N-S	Z	E-O	N-S	Z
3.0 Hz			280°-310°		280°-310°	
2.0 Hz		80°-100°	280°-310°		110°-140°	
1.5 Hz		80°-100°			80°-100°	80°-100°
1.0 Hz					80°-100°	

Tabella 2.3. Valori massimi in gradi dei diagrammi a rosa di figura 2.8

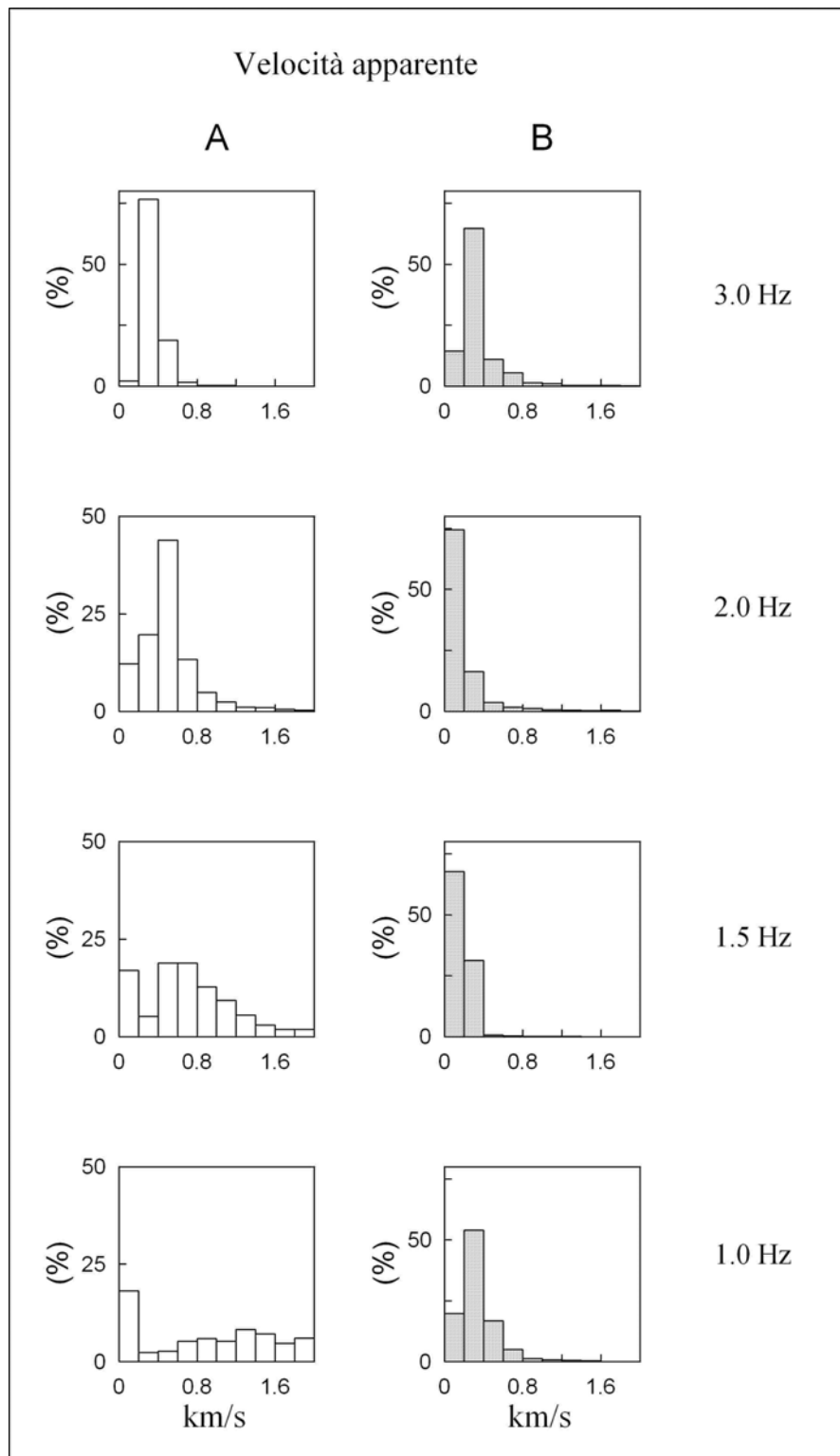


Figura 2.9. Distribuzione percentuale delle velocità apparenti per l'array A e l'array B

Lo studio delle caratteristiche di polarizzazione del campo d'onda del rumore sismico ha permesso di evidenziare le proprietà del campo d'onda investigato. Le proprietà di polarizzazione sono state studiate nel dominio del tempo applicando il metodo di Montalbetti e Kanasevich (1970). Tale metodo è stato applicato ai sismogrammi filtrati di ogni stazione dei due array verificando che i risultati non variassero in modo significativo nel dominio dei tempi e su brevi distanze tra una stazione e l'altra. Nell'ipotesi che le proprietà di polarizzazione non varino su brevi distanze, i diagrammi a rosa in figura 2.10 mostrano le distribuzioni cumulative dell'azimuth e dell'angolo d'incidenza per i due arrays. L'incidenza del fronte d'onda è quasi orizzontale (angolo prossimo a 90°) per la maggior parte delle finestre di analisi e in tutte le bande di frequenza investigate. I valori di velocità apparente ottenuti con l'analisi f-k e gli angoli d'incidenza prossimi a 90° indicano la presenza prevalente di onde di superficie nei segnali analizzati. Gli azimuth di polarizzazione sono distribuiti in modo isotropo per l'array A. I risultati congiunti dell'analisi f-k e dello studio di polarizzazione per l'array B mostrano la predominanza di radiazione coerente che si propaga in direzione nordovest-sudest con vettore di polarizzazione normale a tale direzione. Tale risultato indica la predominanza di onde di Love nel campo d'onda del rumore sismico.

Per analizzare le proprietà di dispersione del campo d'onda del rumore sismico è stato applicato il metodo della cross-correlazione di Aki (1957) alle componenti verticali dei segnali registrati all'array B. L'applicazione del metodo, è stata effettuata secondo la seguente procedura:

- calcolo delle distanze tra tutte le possibili coppie di stazioni
- selezione delle classi di distanze tali che la distribuzione dei valori di azimuth in ciascuna classe fosse sufficientemente rappresentativa;
- selezione di finestre temporali di rumore sismico lunghe 4 minuti per ogni stazione dell'array;

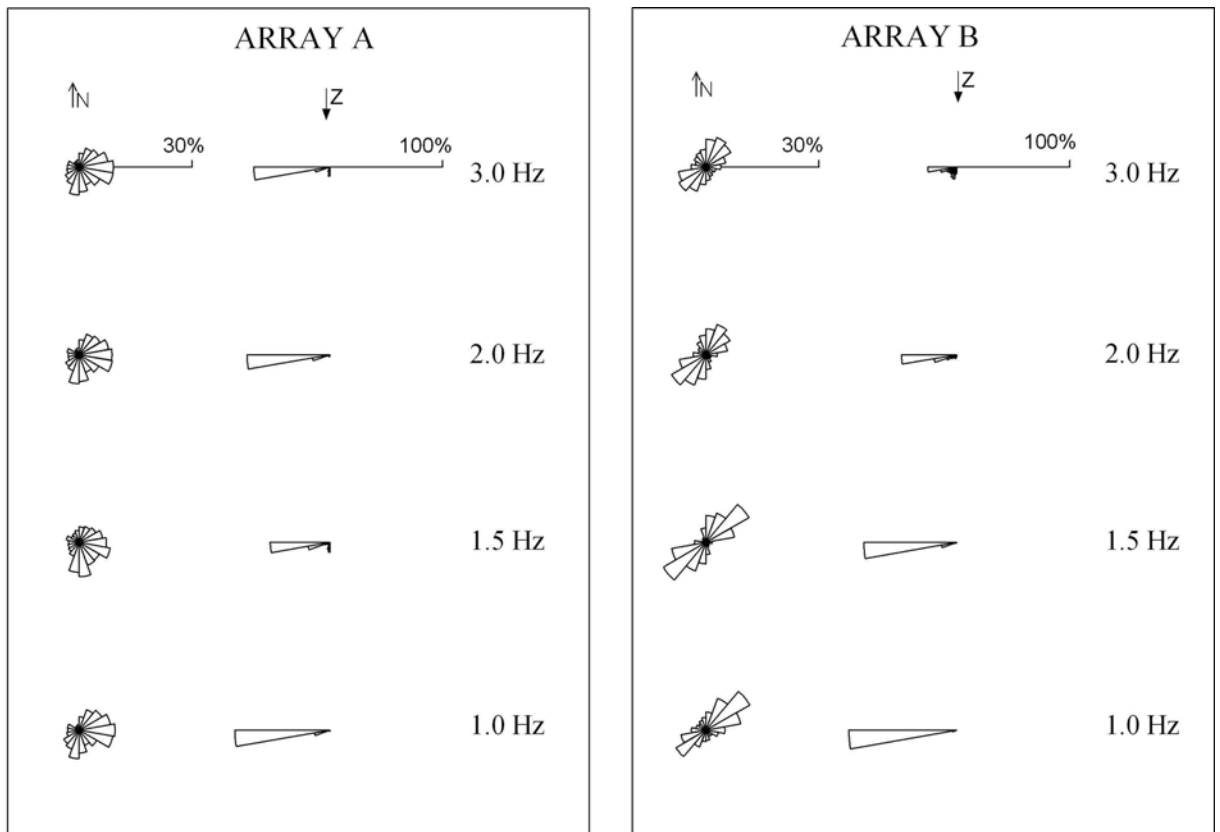


Figura 2.10. Diagrammi a rosa raffiguranti i valori di azimuth di polarizzazione e angoli d'incidenza calcolati per l'array A e l'array B.

- filtro dei segnali selezionati in bande di frequenza nell'intervallo 0.5-6 Hz (ampiezza di banda elementare pari a 0.5 Hz);
- per ogni banda di frequenza è stato calcolato il coefficiente di correlazione tra tutte le possibili coppie e la rispettiva media azimuthale per la classe di distanze selezionata;
- i valori di velocità che definiscono la curva di dispersione sono stati ottenuti utilizzando la relazione che lega i valori di frequenza corrispondenti ai massimi, minimi e zeri nei correlogrammi sperimentali, ai corrispondenti argomenti della funzione di Bessel J_0 . Le curve sovrapposte ai dati sperimentali in figura 2.11 sono calcolate interpolando i dati sperimentali con le funzioni di Bessel J_0 .
- In questa procedura, si è ritenuta valida l'ipotesi che la relazione di dispersione sia espressa dall'equazione:

$$c(f) = A \cdot f^b \quad (68)$$

dove f è la frequenza in Hertz, $c(f)$ rappresenta la velocità di fase, A e b sono costanti. I valori di A e b sono stati determinati attraverso una ricerca su griglia nello spazio dei parametri tali da minimizzare i quadrati dei residui. La ricerca su griglia è stata effettuata nell'intervallo di valori per A e b compreso tra $[0,2]$ con un passo pari a 0.02.

La curva di dispersione ottenuta, mostrata in figura 2.12, ha permesso di ottenere il modello di velocità 1D per le onde S. Il modello di velocità è stato ottenuto utilizzando il software di Herrmann (1987) nell'ipotesi che la curva di dispersione rappresenti il modo fondamentale delle onde di Rayleigh. Come modello di partenza è stato considerato un modello di velocità derivato da misure downhole effettuate al centro dell'area di bacino (Bindi et al., 2004). Seguendo una procedura "trial and error", tale modello è stato perturbato fino ad ottenere un buon accordo con i risultati ottenuti dalla curva di dispersione.

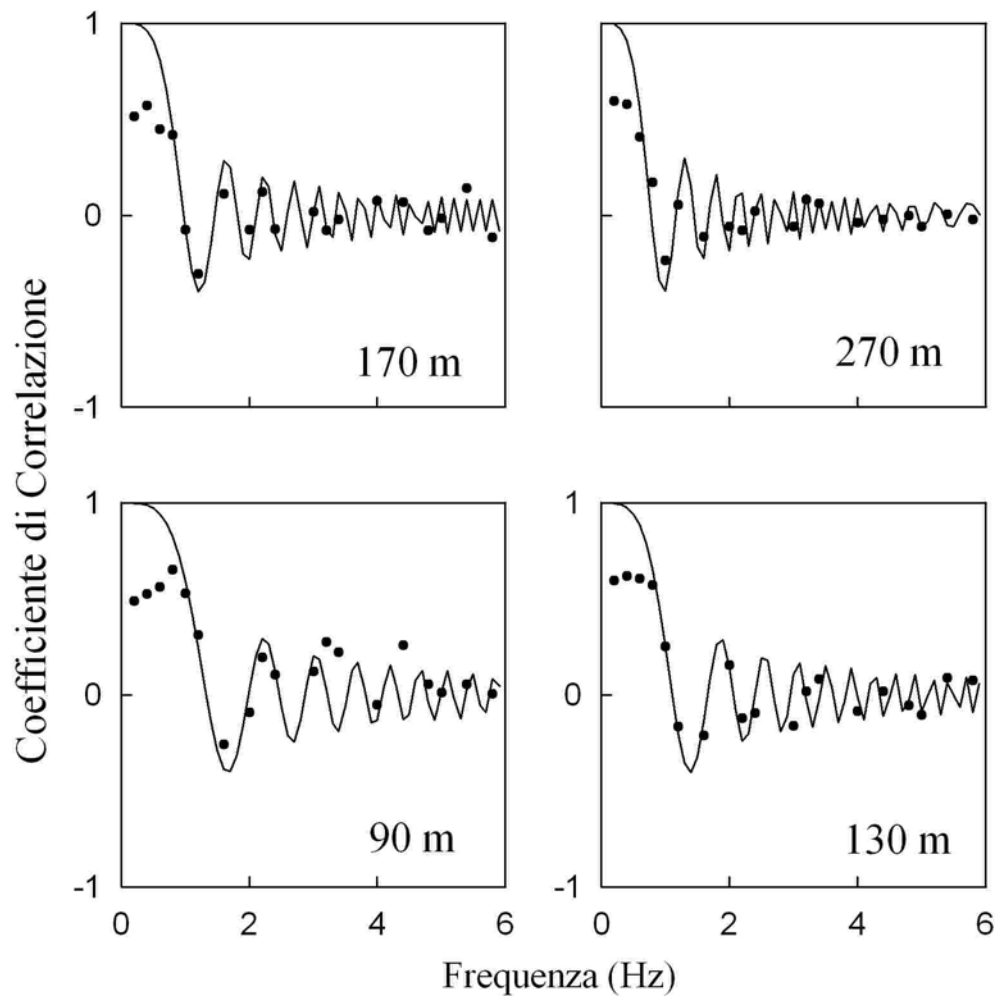


Figura 2.11. Media azimutale dei coefficienti di correlazione spaziale in funzione della frequenza.

La struttura in velocità così ottenuta, mostrata in figura 2.13, è stata utilizzata per il calcolo della funzione di trasferimento di sito per onde SH propagatesi con incidenza verticale alla base del semispazio e della curva di ellitticità per le onde di Rayleigh.

In tale applicazione, il coefficiente di smorzamento è stato considerato costante nei singoli strati e derivato dai fattori di qualità ottenuti in altri studi effettuati per l'area in esame (Bindi et al., 2004). Inoltre, è stato calcolato il rapporto H/V per il modo fondamentale delle onde di Rayleigh in superficie. Nella figura 2.14, la funzione di trasferimento 1D e l'ellitticità del modo fondamentale delle onde di Rayleigh sono graficate insieme al rapporto HVn mediato su tutte le stazioni dell'array. Risulta evidente il picco di ampiezza massima in frequenza intorno a 0.9 Hz per il rapporto H/V che è in buon accordo con i risultati ottenuti per le altre due curve teoriche.

2.2.3 Discussione e interpretazione dei risultati

Il presente studio mostra le potenzialità delle tecniche di analisi multicanale applicate al rumore sismico. Studi effettuati nell'area di Colfiorito hanno mostrato gli effetti di bordo provocati dalla struttura di bacino sul campo d'onda dei terremoti (Rovelli et al., 2001; Di Giulio et al., 2003). Tali effetti sono stati ben evidenziati in studi ancora precedenti osservando la distribuzione dei danni causati dai terremoti del settembre 1997 all'interno dell'area considerata (Tertulliani, 2000).

I risultati del presente lavoro possono derivano dalle seguenti procedure di calcolo:

- calcolo dei rapporti di Nakamura H/V e stima delle frequenze di risonanza in punti sparsi dell'area considerata;
- stima dei parametri di propagazione e polarizzazione del campo d'onda coerente del rumore di fondo;
- determinazione del modello di velocità 1D.

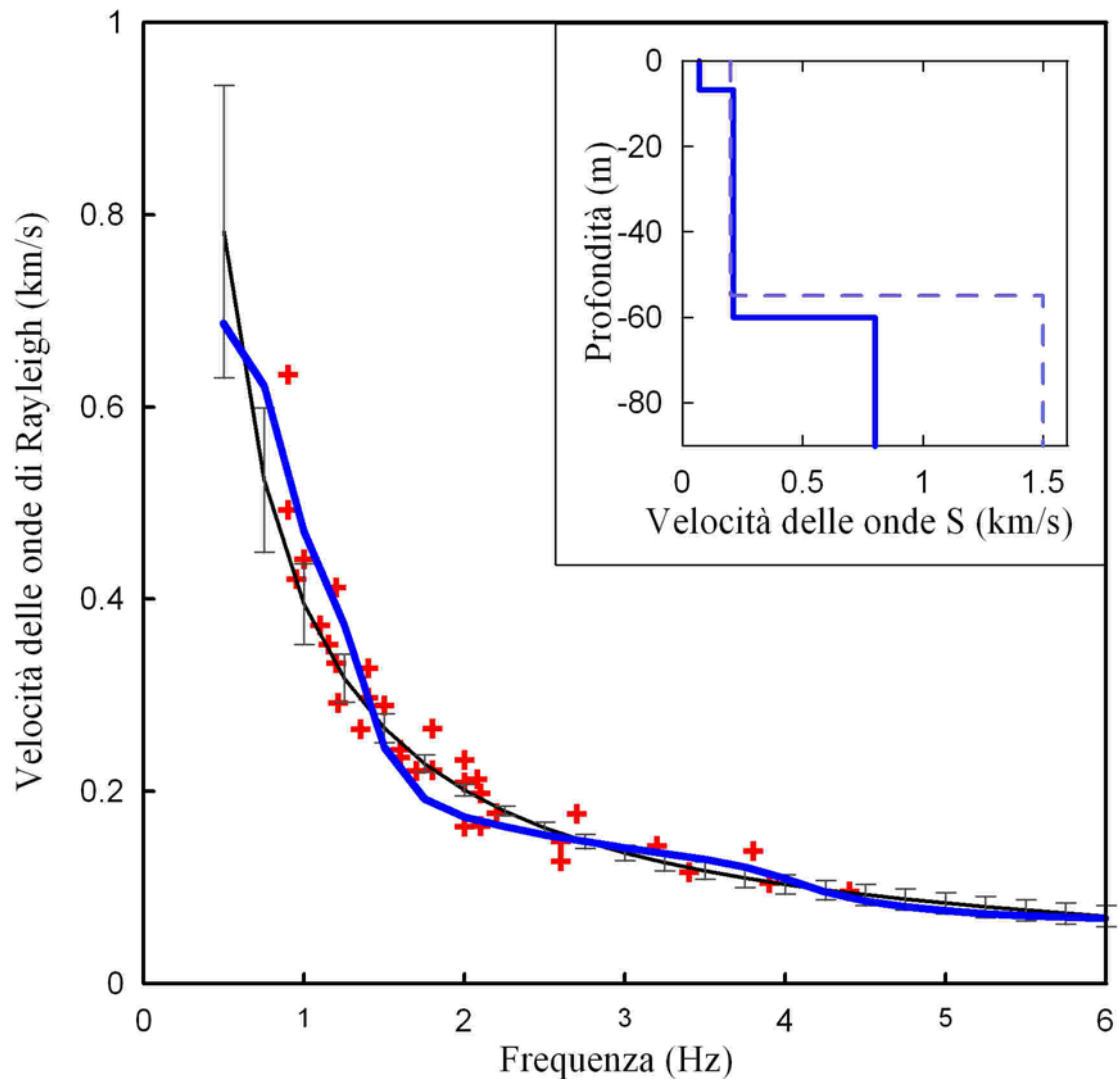


Figura 2.12. Curva di dispersione ottenuta per la velocità di fase relativa al modo fondamentale delle onde di Rayleigh. La curva sottile in nero rappresenta la funzione analitica con relativi errori per la quale le differenze tra le funzioni di correlazione sperimentali e quelle teoriche sono minime. Le croci in rosso sono i valori di velocità di fase ottenuti dalle curve di correlazione. La curva spessa (colore blu) corrisponde alla curva di dispersione per le onde di Rayleigh che meglio si accorda con i dati sperimentali. Nel riquadro in alto a destra sono mostrati il modello di velocità ottenuto per le onde S (curva continua) ed il modello iniziale (linea tratteggiata).

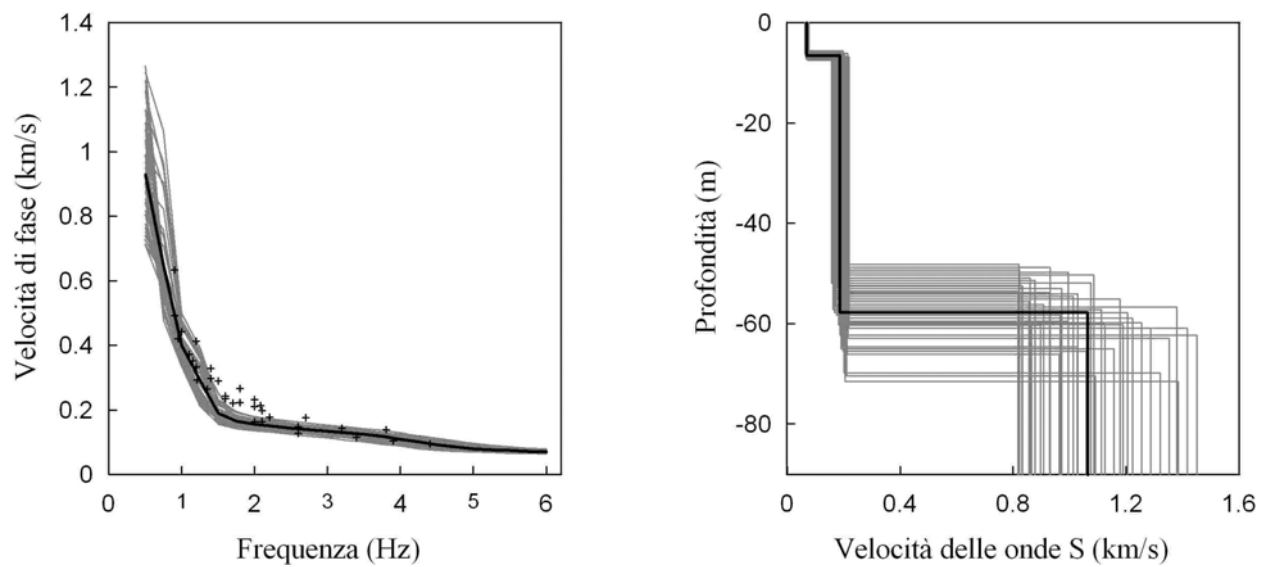


Figura 2.13. Curva di dispersione (curva spessa in colore nero nel grafico a sinistra) mostrata insieme alle curve di dispersione ottenute da un insieme iniziale di modelli di velocità (curve sottili in colore grigio). Nel grafico a destra è mostrato il modello di velocità medio 1D per le onde S (curva spessa in colore nero) ottenuto dalla procedura d'inversione a partire da un insieme iniziale di modelli di velocità (curve sottili in colore grigio)

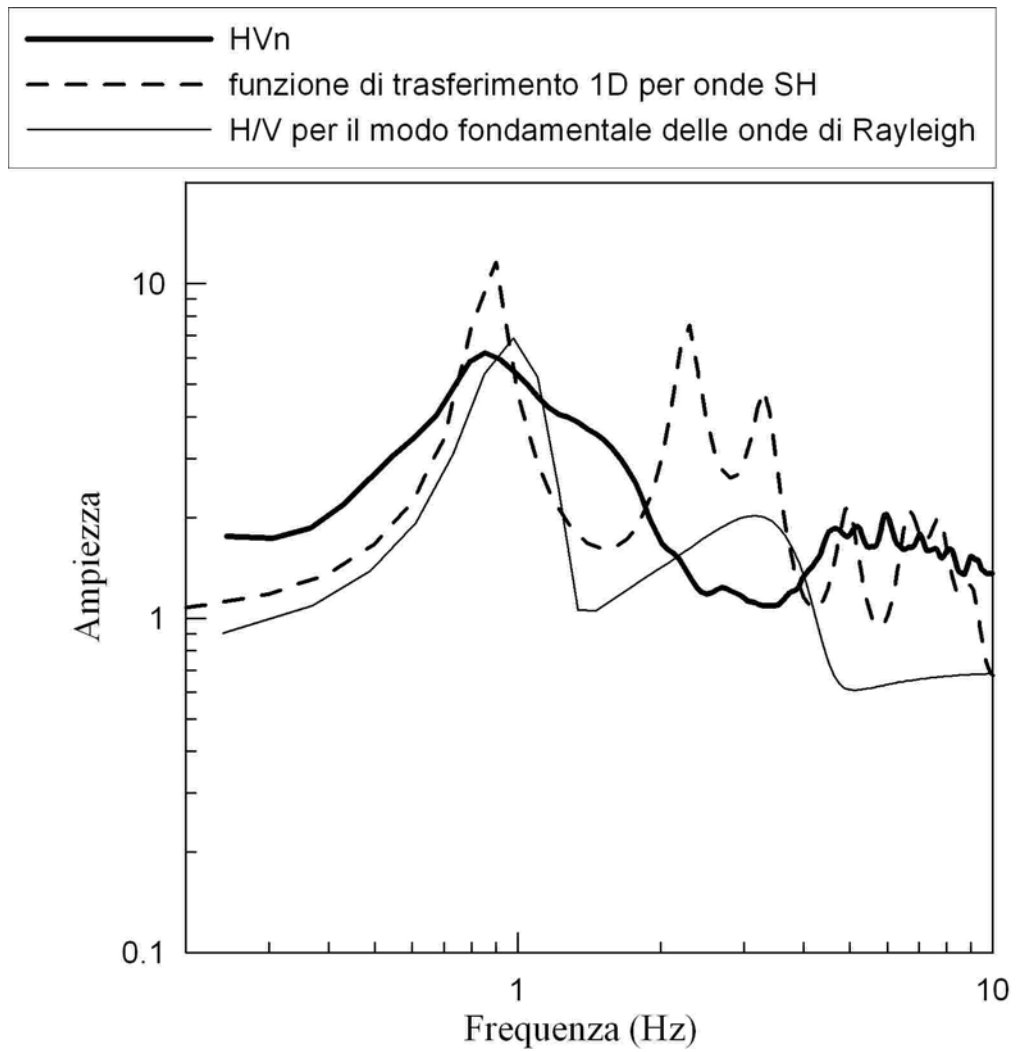


Figura 2.14. Confronto tra il valore medio dell'ampiezza del rapporto di Nakamura calcolato per le stazioni dell'array (linea spessa), funzione di amplificazione per le onde SH (linea tratteggiata) e rapporto H/V per il modo fondamentale delle onde di Rayleigh calcolato sulla base del modello di velocità in fig. 2.13.

In dettaglio, i rapporti HVn calcolati per la parte centrale dell'area di bacino, dove la topografia del substrato di bedrock è più regolare, mostrano picchi in ampiezza ben correlati con le frequenze di risonanza dei sedimenti. Tali frequenze sono state calcolate sulla base della velocità media delle onde di taglio e dello spessore dei sedimenti di bacino sulla base dei dati di prospezione (Di Giulio et al., 2003). Non è stato trovato un buon accordo tra i picchi in ampiezza sperimentali e quelli teorici nei siti dove forti variazioni laterali degli spessori dei sedimenti sono presenti (fig. 2.3). Esistono numerosi studi in letteratura scientifica a riguardo dell'applicabilità del rapporto H/V. Infatti, per esempio, dal lavoro di Konno e Omachi (1998), è stato riscontrato un buon accordo tra le frequenze di risonanza calcolate con i rapporti HVn e gli spessori dei sedimenti per un'area con dalle dimensioni di 20 x 80 km². Al contrario, in altri studi, Uebayashi (2003), gli autori hanno mostrato come, in alcuni casi, i rapporti HVn calcolati sul rumore di fondo non siano in grado di stimare le frequenze di risonanza per le strutture superficiali. Nel caso dell'area di Colfiorito, le variazioni laterali della struttura sub-superficiale riscontrate ai siti di misura sono dello stesso ordine di grandezza delle lunghezze d'onda considerate e l'assunzione del modello a strati piani e paralleli non è valido per i siti posti ai bordi del bacino. Nel presente studio, i risultati ottenuti mostrano che, nel caso di forti irregolarità dovute alla topografia del basamento, il metodo di Nakamura non è applicabile per la stima delle frequenze di risonanza del sito in esame.

I risultati ottenuti con le tecniche per array applicate al rumore di fondo hanno evidenziato la presenza di due direzioni di propagazione per la parte coerente del campo d'onda. Le due direzioni di propagazione sono N100°E in prevalenza nella banda 1.0-2.0 Hz riscontrata per l'array A e la direzione N300°E nella banda 2.0-3.0 Hz per l'array B. I valori di velocità apparente sono compresi nell'intervallo 0.3-0.8 s/km. Inoltre, i risultati ottenuti dall'analisi di polarizzazione, hanno dimostrato la predominanza di onde di superficie nel campo d'onda del rumore sismico. In studi con tecniche di array applicate a terremoti locali, Rovelli et al. (2001) hanno osservato onde superficiali con periodo pari ad 1 s, generate dalla diffrazione del bordo

orientale del bacino. La prima direzione di propagazione evidenziata nel presente studio è concorde con il risultato trovato nel lavoro di Rovelli et al. (2001). L'altra direzione di propagazione è caratteristica di onde polarizzate ortogonalmente, come è stato riscontrato dalle analisi di polarizzazione del rumore. Questo risultato evidenzia la presenza di onde di Love che si propagano nell'area di bacino ed è in accordo con i risultati ottenuti da Di Giulio et al. (2003) da analisi effettuate su terremoti.

Infine, il metodo della cross-correlazione di Aki è stato applicato per la stima delle velocità di fase delle onde di Rayleigh nella banda di frequenza compresa tra 0.5 – 6.0 Hz. La funzione di trasferimento di sito calcolate per le onde S e la funzione di ellitticità calcolata per il modo fondamentale delle onde di Rayleigh, stimate sulla base del modello di velocità ottenuto dalla curva di dispersione, hanno mostrato un buon accordo in termini di frequenza fondamentale di amplificazione con il rapporto sperimentale HV_n per il sito considerato.

Lo studio effettuato per l'area di Colfiorito ha evidenziato i seguenti aspetti:

- le potenzialità ed i limiti di applicabilità della tecnica di Nakamura per la stima delle frequenze di risonanza (differenze tra i risultati ottenuti per la parte centrale e le zone ai bordi dell'area di bacino);
- l'affidabilità delle tecniche di array f-k e del metodo di polarizzazione per la stima delle proprietà direzionali e di polarizzazione del campo d'onda;
- le potenzialità del metodo SPAC (o metodo della cross-correlazione di Aki) per la determinazione del modello di velocità 1D a partire dalla curva di dispersione delle velocità delle onde di superficie. Tale metodologia ha fornito stime robuste ed affidabili nonostante la presenza di una forte direttività nel rumore di fondo considerato. Ciò è dovuto al fatto che tale metodologia mette in luce le caratteristiche medie del campo d'onda del rumore, operando in un intervallo di frequenze più ampio (0.5 – 6.0 Hz) rispetto a bande di frequenza più ristrette dove viene riscontrata la presenza di sorgenti dovute agli effetti di direttività dell'area del bacino.

3. Conclusioni

Lo studio degli effetti di sito è stato condotto applicando le tecniche di analisi dei segnali sismici a registrazioni di rumore e terremoti di bassa energia. Le aree di applicazione considerate sono il bacino sedimentario di Colfiorito e l'area vulcanica del Vesuvio.

L'area di Colfiorito è stata oggetto d'indagine in quanto è stata fortemente danneggiata da due terremoti di M_L uguale a 5.6 e 5.8 nel settembre del 1997. La distribuzione dei danni ha evidenziato la notevole influenza delle strutture superficiali del bacino sul campo d'onda dei terremoti ed ha convogliato l'interesse delle comunità scientifica verso lo studio delle caratteristiche delle strutture geologiche superficiali dell'area. In particolare, una notevole attenzione è stata rivolta allo sviluppo ed all'applicazione di metodologie di analisi per la caratterizzazione dell'effetto di sito mediante l'uso del rumore sismico.

Nel caso di Colfiorito, il metodo di Nakamura e le tecniche di analisi multicanale sono state applicate a registrazioni di rumore sismico effettuate all'interno del bacino sedimentario. Le registrazioni di rumore a singola stazione sono state effettuate in circa 40 siti sparsi nell'area e sono state utilizzate per l'applicazione del metodo di Nakamura. Gli array sismici costituiti da 11 e 15 stazioni sono stati installati in due siti dell'area in esame e i dati sono stati utilizzati per l'applicazione delle tecniche multicanale. I risultati dei rapporti di Nakamura, in termini di frequenza di amplificazione, sono stati confrontati con le frequenze di risonanza dedotte dagli spessori dei sedimenti e dalla rispettiva velocità di propagazione per le onde S. I risultati hanno mostrato un buon accordo tra frequenze di amplificazione misurate e quelle dedotte dalla profondità degli spessori dei sedimenti nella parte centrale dell'area. Le metodologie di analisi di array hanno evidenziato la presenza di alcune direzioni preferenziali di propagazione del rumore all'interno dell'area. Tale risultato è concorde con i risultati ottenuti da precedenti studi di array

effettuati sui terremoti locali. Inoltre la funzione di amplificazione e la curva di ellitticità dedotta dal modello 1D per le velocità delle onde S è in accordo con il rapporto di Nakamura.

In conclusione, le metodologie applicate al rumore sismico hanno mostrato la loro potenzialità “a basso costo” di definire le proprietà del sito in esame in termini di frequenza di picco e, soprattutto, le caratteristiche direzionali del campo d’onda indotte dalle strutture locali. In particolare, l'utilizzo di metodologie di analisi di array (metodi f-k, metodo SPAC) insieme ai risultati di polarizzazione ha permesso di caratterizzare la parte coerente del campo d'onda del rumore in termini di proprietà di propagazione. Il rumore sismico, in tal senso, rappresenta uno strumento efficace e a basso costo, rispetto ai terremoti, per gli studi di microzonazione di aree ad alto rischio sismico. Nel caso in esame, il confronto con i risultati ottenuti da studi effettuati su segnali di terremoti ha fornito indicazioni concordi sulle proprietà delle strutture superficiali dell’area in esame.

L’area del Vesuvio è stata presa in considerazione per stimare gli effetti di sito in mezzi di propagazione fortemente eterogenei come le aree vulcaniche. Nel caso del Vesuvio, la notevole densità abitativa dell’area in esame rende i risultati di notevole interesse anche per studi di pericolosità sismica. La procedura seguita è consistita nell’applicazione di diverse metodologie empiriche basate sull’ampiezza spettrale dei segnali di terremoti locali. Per i siti ubicati nell’area vulcanica del Vesuvio la distribuzione delle stazioni sismiche digitali per il data set di terremoti considerato ha indotto all’applicazione di metodi empirici basati sull’ampiezza spettrale delle onde S e delle onde di coda. In questo caso, le risposte di sito sono state valutate a partire da 30 eventi registrati ad 11 siti-stazione disponibili nell’area.

Le metodologie di analisi basate sui rapporti spettrali e sull'inversione delle onde S hanno fornito risultati simili all'interno dell'errore sperimentale. In particolare, sono evidenti gli intervalli di amplificazione in frequenza intorno a 4 Hz e 8 Hz (siti VIC e CDT alle pendici del vulcano) e per frequenze maggiori di 6 Hz (siti BKE, SGV e BKS nella zona sommatiale). I rapporti H/V per le onde di taglio hanno mostrato un buon accordo con i risultati ottenuti dagli altri metodi in

termini di intervallo di frequenze di amplificazione per la maggior parte dei siti investigati. La non perfetta corrispondenza tra i metodi basati sulle ampiezze spettrali delle componenti orizzontali del moto ed il metodo H/V è stata riscontrata anche in altri lavori (Malagnini et al., 2004). Inoltre, nel caso di aree vulcaniche, è stato riscontrato come gli effetti topografici o le forti eterogeneità laterali fanno in modo che il rapporto H/V valutato sia su terremoti che su rumore non sempre riproduce le caratteristiche fondamentali (intervallo di amplificazione in frequenza e amplificazione assoluta) della funzione di trasferimento di sito (Mora et al., 2001). Il metodo d'inversione è stato applicato anche alle onde di coda e sono stati riscontrati valori di amplificazione maggiori rispetto agli altri metodi per le stazioni sommitali (SGV, BKE e BKN). Ciò è in accordo con altri risultati ottenuti sulle onde di coda presenti in letteratura (Kato et al., 1995). Questo risultato è da imputare al contributo che i fenomeni di diffusione forniscono al campo d'onda in un mezzo eterogeneo come quello che caratterizza le aree vulcaniche e le aree con forti irregolarità topografiche (Levander, 1990). Inoltre, una delle cause delle differenze riscontrate tra i risultati ottenuti è da imputare al riferimento utilizzato per le singole metodologie di analisi. Nel caso dei metodi basati sulle sole componenti orizzontali del moto, le curve di amplificazione ottenute per ciascun sito sono calcolate rispetto all'ampiezza spettrale media calcolata su tutti i siti secondo le modalità esposte nel capitolo 1. Tale assunzione non è valida per il metodo HVs, dove il riferimento di ogni singolo sito è rappresentato dall'ampiezza spettrale della componente verticale del moto. In futuro, studi dettagliati (modellazione 3D e misure locali di array) potranno permettere di distinguere il contributo dovuto alle diverse cause responsabili della risposta sismica locale (topografia, fenomeni di diffusione, modelli di velocità superficiali).

Il metodo d'inversione per le onde S ha fornito le stime delle funzioni di sorgente per i 30 terremoti considerati. Negli studi sui parametri spettrali della sorgente sismica, gli effetti di sito possono influenzare notevolmente la parte ad alta frequenza dello spettro di sorgente (Anderson & Hough, 1984). Nel presente studio, gli spettri in spostamento dei segnali, corretti per i termini

di percorso e di sito, hanno permesso la stima delle frequenze d'angolo e del momento sismico dei terremoti considerati, fornendo utili informazioni circa la legge di scala dei terremoti per l'area in esame. I risultati hanno mostrato che la maggior parte degli eventi sismici selezionati è caratterizzata da valori di "stress drop" compresi tra 1 e 10 bar. L'evento di magnitudo $M_d=3.6$ è caratterizzato da valori di stress drop prossimi a 100 bar. Questo risultato è compatibile con l'ipotesi di maggiore rilascio di stress nel caso di terremoti che avvengono nel basamento rispetto a eventi sismici più superficiali (Del Pezzo et al., 2004).

L'implementazione delle metodologie esposte nel presente lavoro ha permesso di evidenziare le potenzialità dei singoli metodi, i rispettivi limiti di applicabilità, la stabilità dei risultati e la possibilità di sviluppo di nuove metodologie di analisi. In tal senso, l'utilizzo di nuovi strumenti matematici, quale la trasformata wavelet (Birgoren & Irikura, 2005) rappresenta il passo successivo nell'approccio empirico nella stima degli effetti di sito. I risultati ottenuti nel presente studio forniscono utili informazioni quantitative in termini di risposta sismica locale sia per comprensione delle proprietà di propagazione delle onde sismiche (separazione degli effetti di sorgente, di propagazione e di sito) che per l'applicazione dei metodi deterministici, stocastici o ibridi per gli studi di pericolosità sismica.

Ringraziamenti

Un doveroso ringraziamento è rivolto al Gruppo di Sismologia dell'I.N.G.V.-Osservatorio Vesuviano per aver fornito i dati e le informazioni necessarie per l'attuazione del presente lavoro di ricerca.

Un più che doveroso ringraziamento è rivolto al dott. Mario La Rocca, per la collaborazione ricevuta nell'utilizzo delle metodologie di analisi e nell'elaborazione dei dati.

Ringrazio in particolare il Prof. Edoardo Del Pezzo per il continuo sostegno prodigatomi durante lo svolgimento del presente lavoro.

Sono grato alla dott.ssa Francesca Bianco per gli utili suggerimenti ricevuti e al dott. Mario Castellano per le informazioni inerenti alle caratteristiche della strumentazione utilizzata.

Si ringrazia, infine, la dott.ssa Rosalba Maresca per aver contribuito con preziosi consigli alla progettazione ed alla realizzazione del presente lavoro.

Bibliografia

Aki, K. (1957). Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors. *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.* 35, 415-456.

Aki, K. (1988). Local Site Effect on Strong Ground Motion. In J. Lawrence Von Thun, editor, *Earthquake Engineering and Soil Dynamics II: Recent Advances in Groun-Motion Evaluation*, 103-155.

Aki, K., K. L. Larner (1970). Surface motion in a layered medium having an irregular interface due to incident plane SH waves. *J. Geophys. Res.* 75, 933-954.

Aki, K., B. Chouet (1975). Origin of coda waves: source, attenuation and scattering effect. *Journal of Geophysical Research* 80, 3322-3342.

Aki, K., P. G. Richards (1980). *Quantitative Seismology. 2 vols. Freeman, San Francisco.*

Aki, K., V. Ferrazzini (2000). Seismic monitoring and modeling of an active volcano for prediction. *J. Geophys. Res.*, 105, 16,617-16,640, 2000.

Albarelo, D. (2001). Detection of spurious maxima in the site amplification characteristics estimated by the HVSR technique. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 91, 718-724.

Al Yuncha, Z., F. Luzon (2000). On the horizontal-to-vertical spectral ratio in sedimentary basins. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 90, 1101-1106.

Anderson J., S. E. Hough (1984). A model for the shape of the Fourier amplitude spectrum of acceleration at high frequencies. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 1969-1993.

Andrews, D. J. (1986). Objective determination of source parameters and similarity of earthquakes of different size. *Earthquake Source Mechanics, American Geophysical Union, Washington, D. C.*, 259-267.

Arai H., K. Tokimatsu (2000). Effects of Rayleigh and Love waves on microtremor H/V Spectra. *Proc. Of XII World Conf. Earthq. Eng. Wllington (NZ)*, 2232-2240.

- Asten, M. W. (2005). An assessment on information on the shear-wave velocity profile at Coyote Creek, San Jose from SPAC processing of microtremor array data, Blind Comparisons of shear-wave velocities at closely-spaced sites in San José, California. *M. W. Asten and D. M. Boore (Editors). U. S. Geological Survey Open-File Report 2005-1169, part 2, 21 pp.*
- Bard, P. Y. (1999). Microtremor measurements: a tool for site effect estimation? *Proc. of the 2nd Int. Symp. on Effects of Surface Geology on Seismic Motion, Yokohama, Japan, 1-3 December, 1251-1282.*
- Bianco, F., M. Castellano, E. Del Pezzo and J. M. Ibanez (1999). Attenuation of short period seismic waves at Mt. Vesuvius, Italy. *Geophysical Journal International 138, 67-76.*
- Bindi, D., R. R. Castro, G. Franceschina, L. Luzi, F. Pacor (2004). The 1997-1998 Umbria-Marche sequence (Central Italy): source, path, and site effects estimated from strong motion data recorded in the epicentral area. *J. Geophys. Res. 109, B04312.*
- Birgoren G., K. Irikura (2005). Estimation of Site Response in time domain using the Meyer-Yamada Wavelet Analysis. *Bulletin of Seismological Society of America 95 (4), 1447-1456.*
- Bonilla, L. F., H. J. Steidl, G. T. Lindley, A. G. Tumarkin and R. Archuleta (1997). Site amplification in the San Fernando Valley, California: Variability of the Site effect Estimation Using the S-Wave, Coda and H/V methods. *Bulletin of Seismological Society of America 87 (3), 710-730.*
- Boore D. M. (2004) Can site response be predicted? *Journal of Earthquake Engineering. Vol. 8. Special Issue 1. 1-41.*
- Borcherdt, R. D. (1970). Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay. *Bulletin of Seismological Society of America 60, 29-61.*
- Brune, J. N. (1970). Tectonic stress and seismic shear waves from earthquakes. *Journal of Geophysical Research 75, 4997-5009.*
- Bruno P. P. G. & A. Rapolla (1999). Study of sub-surface structure of Somma-Vesuvius (Italy) by seismic reflection data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research 92. 373-387.*
- Capon, J. (1969). High resolution frequency-wave-number spectrum analysis. *Proc. IEEE 57, 1408-1418.*

Cara, F., G. Di Giulio, and A. Rovelli (2003). A study on seismic noise variations at Colfiorito, Central Italy: implications for the use of H/V spectral ratios. *Geophys. Res. Lett.* 30, no. 18, 1972, doi 10.1029/2003GLO 17807.

Chavez-Garcia, F.J., M. Rodriguez, W. R. Stephenson (2005). An alternative approach to the SPAC analysis of microtremors; exploiting stationarity of noise. *Bulletin of Seismological Society of America* 95, 277-293.

Cho I., T. Tada, Y. Shinozaki (2006). New Methods of Microtremor Exploration: the Centerless Circular Array Method and Two-Radius Method. (*Proceedings*) *Third International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion. Grenoble, 30 agosto – 1 settembre 2006.* 335-344.

Chouet B. A. (1996). New Methods and Future Trends in Seismological Volcano Monitoring. In “*Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards*” Scarpa-Tilling, Ed. Springer, 1996.

Courboulex, F., A. Deschamps, M. Cattaneo, F. Cosli, J. Deverchere, J. Virieux, P. Augliera, V. Lanza, D. Spallarossa (1998). Source study and tectonic implications of the 1995 Ventimiglia (border of Italy and France) earthquake ($M_L=4.7$). *Tectonophysics*, 290, 245-257.

CyberQuake (1998), User’s Guide, Version 1.1. BRGM, Orleans.

Del Pezzo, E., G. De Natale, M. Martini, A. Zollo (1987). Source parameters of microearthquakes at Phlegraean Fields (Southern Italy) volcanic area. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 47, 25-42.

Del Pezzo, E., S. De Martino, M.T. Parrinello, C. Sabbarese (1993). Seismic site amplification factors in Campi Flegrei, Southern Italy. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 78, 105-117.

Del Pezzo, E., F. Bianco, G. Saccorotti (2004). Seismic source dynamics at Vesuvius volcano, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal research* 133 (2004) 23-39.

Del Pezzo, E., F. Bianco, L. Zaccarelli (2006). Separation of Q_i and Q_s from passive data at Mt. Vesuvius: A reappraisal of the seismic attenuation estimates. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 159, 202-212.

- Di Giulio, G., A. Rovelli, F. Cara, R. M. Azzara, R. Basili, and A. Caserta (2003). Long-duration, asynchronous ground motions in the Colfiorito Plain, Central Italy, observed on a two-dimensional dense array. *J. Geophys. Res.* 108, no. B10, 2486, doi 10.1029/2002JB002367.
- Dobry, R., M. Vucetic (1987). Dynamic properties and seismic response of soft clay deposits. *Proceedings, International Symposium on Geotechnical Engineering of Soft Soils Mexico City, Vol. 2, 51-87.*
- Duval, A. M., J. L. Chatelain, and B. Guillier, and the SESAME WP02 team (2004). Influence of experimental conditions on H/V determination using ambient vibrations (noise). http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr/Conference/SDEE-jan2004_Duval.pdf (last accessed February 2006).
- Drouet, S., A. Souriau, F. Cotton (2005). Attenuation, Seismic Moments and Site Effects for Weak Motion Events: Application to Pyrenees. *Bulletin of Seismological Society of America* 95 (5), 1731-1748.
- Faccioli, E. (1991). Seismic amplification in the presence of geological and topographic irregularities. *Proceedings, 2nd International Conference on Recent Advances in geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics, St. Luis, Missouri, Vol. 2, 1779-1797.*
- Fäh, D. (1992). A hybrid technique for the estimation of strong ground motion in sedimentary basin, *PhD thesis, ETH, Zurich.*
- Fäh, D., F. Kind, D. Giardini (2001). A theoretical investigation of average H/V ratios. *Geophys. J. Int.* 145, 535-549.
- Field, E. H., K. A. Jacob (1995). Comparison and test of various site-response estimation techniques, including three that are not reference-site dependent. *Bulletin of Seismological Society of America* 85, 1127-1143.
- Finn, W. D. L. (1991). Geotechnical engineering aspects of microzonation. *Proceedings, 4th International Conference on Microzonation, Earthquake Engineering Research Institute, Stanford University, Palo Alto, California, Vol. 1, 199-259.*
- Florsh, N., D. Fah, P. Suhadolc, G. F. Panza (1991). Complete synthetic seismograms for high frequency multimode SH-waves. *Pageoph*, 136, 529-560.
- Geli L., P.-Y. Bard, B. Jullien (1988). The effect of topography on earthquake ground motion: a review and new results. *Bulletin of Seismological Society of America* 78 (1), 42-63.

- Goldstein, P., R. J. Archuleta (1987). Array analysis of seismic signals. *Geophys. Res. Letters*, 14, 13-16.
- Gouedard P., P. Roux, M. Campillo (2006). Small Scale Geophysics Inversion Using Surface Waves Extracted from Noise Cross-Correlation. (*Proceedings*) *Third International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion. Grenoble, 30 agosto – 1 settembre 2006.* 317-326
- Hartzell, S. H. (1978). Earthquake aftershocks as Green's functions. *Geophys. Res. Letters*, 5, 104-107.
- Hartzell, S. H. (1992). Site Response Estimation from Earthquake Data. *Bulletin of Seismological Society of America* 82 (6), 2308-2327.
- Herrmann, R. B. (1987). Computer programs in Seismology. *University of St. Louis, Missouri.*
- Horike, M. (1985). Inversion of phase velocity of long period microtremor to the S-wave velocity structure down to the basement in urbanized areas. *J. Physics of the earth* 33, 59-66.
- Jurkevics, A. (1988). Polarization Analysis of three-component array data. *Bulletin of Seismological Society of America* 78 (5), 1725-1743.
- Kato K., K. Aki, M. Takemura (1995). Site amplification from Coda Waves: Validation and Application to S-Wave Site Response. *Bulletin of Seismological Society of America* 85 (2), 467-477.
- Kawase, H., T. Satoh, T. Iwata, K. Irikura (1998). S-wave velocity structure in the San Fernando and Santa Monica areas. In *The Effect of Surface Geology on Seismic Motion*, K. Irikura, K. Kudo, H. Okada, T. Sasatani (Editors). A. A. Balkem, Rotterdam, 733-740.
- Konno, K., T. Ohmachi (1998). Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremors. *Bull. Seism. Soc. Am.* 88, 228-241
- Kramer S. L. (1996). Geotechnical Earthquake Engineering. *Prentice Hall, New Jersey.*
- Lachet, C., P.-Y. Bard (1994). Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitations of the Nakamura's technique. *J. Physics of the Earth*, 42-4, 377-397.

Lachet, C., D. Hatzfeld, P. Bard, N. Theodulidis, C. Papaioannou and A. Savvaidis (1996). Site Effect and Microzonation in the City of Thessaloniky (Greece). Comparison of Different Approaches. *Bulletin of Seismological Society of America* 86 (6), 1692-1703.

Lacoss, R. T., E. J. Kelly, and M. N. Toksoz (1969). Estimation of seismic noise structure using arrays. *Geophysics* 34, 21-38.

Langston, C. A. (1979). Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. *J. Geophys. Res.*, 84, 4749-4762

Lay T., T. C. Wallace (1995). Modern global Seismology. *International Geophysics Series*.

Lermo, J., F. J. Chavez-Garcia (1994). Are microtremors useful in site response evaluation? *Bulletin of Seismological Society of America* 84, 1350-1364.

Levander A. R. (1990). Seismic Scattering Near the Earth's Surface. *PAGEOPH, Vol. 132*.

Levshin, A. L., V. F. Pisarenko, G. A. Pogrebinsky (1972). On a frequency time analysis of oscillations. *Ann. Geophys.* 28, 211-218.

Louie, J. N. (2001). Faster, better: Shear-wave velocity to 100 meters depth from refraction microtremor arrays. *Bull. Seism. Soc. Am.* 91, 347-364.

MacMurdo, J. (1824). Papers relating to the earthquake which occurred in India in 1819. *Philosophical Magazine, Vol. 63, 105-117*.

Malagnini, L., K. Mayeda, A. Akinci and P. L. Bragato (2004). Estimating Absolute Site Effect. *Bulletin of Seismological Society of America* 94 (4), 1343-1352.

Mallet, R. (1862). Great Neapolitan Earthquake of 1857. *London, 2 Vol.*

Margheriti, L., L. Wennerberg, J. Boatwright (1994). A comparison of coda and S-wave spectral ratios as estimates of site response in the southern San Francisco Bay area. *Bulletin of Seismological Society of America* 84 (6), 1815-1830.

Maruyama, T. (1968). On the force equivalents of dynamical elastic dislocation with reference to the earthquake mechanism. *Bull. Earth Res. Inst. Tokyo Univ.* 41, 467-486.

Milana, G., S. Barba, E. Del Pezzo, E. Zambonelli (1996). Site response from ambient noise measurements: new perspectives from an array study in central Italy. *Bulletin of Seismological Society of America* 86, 320-328.

Montalbetti, J. R., E. R. Kanasevich (1970). Enhancement of teleseismic body phases with a polarization filter. *Geophys. J. R. Ast. Soc.* 21, 119-129.

Mora M. M., P. Lesage, J. Dorel, P.-Y. Bard, J.-P. Métaixian, G. E. Alvarado, C. Leandro (2001). Study of seismic site effects using H/V spectral ratios at Arenal Volcano, Costa Rica. *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 28, No. 15, 2991-2994.

Mucciarelli, M., M.R. Gallipoli (2001). A critical review of 10 years of microtremor HVSR technique. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*. Vol. 42, n.3-4, 255-266.

Mucciarelli, M., G. Monachesi (1998). A quick survey of local amplification and their correlation with damage observed during the Umbro-Marchesan (Italy) earthquake of September 26, 1997. *J. Earthq. Eng.*, 2, 1-13.

Mucciarelli, M., P. Contri., G. Monachesi, G. Calvano, M. R. Gallipoli (2001). An empirical method to asses the seismic vulnerability of existing building using the HVSR technique. *PAGEOPH*, 158, 2635-2647.

Mueller, C. (1985). Source pulse enhancement by deconvolution of an empirical Green's function. *Geophys. Res. Lett.*, 12, 33-36.

Natale, M., C. Nunziata, G. F. Panza (2005). Average shear wave velocity models of the crustal structure at Mt. Vesuvius. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 152. 7-21.

Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *Quart. Rep. Railway Tech. Res. Inst. (RTRI)*, 30, 25-33.

Nakamura, Y., E. D. Gurler, J. Saita, A. Rovelli, S. Donati (2000). Vulnerability investigation of roman Colliseum using microtremor. *Proc. 12th World Conf. on Earthq. Eng., New Zeland*, 8 pp. cd-rom.

Nogoshi, M., and T. Igarashi (1970). On the amplitude characteristics of microtremors, *J. Seism. Soc. Jpn.* 23, 264-280.

Nunziata, C., G. Costa, M. Natale, G. F. Panza (1999). Seismic characterization of the shore sand at Catania. *Journal of Seismology*, Vol. 3, 253-264.

Nunziata, C. (2004). Seismic Ground Motion in Napoli for the 1980 Irpinia Earthquake. *Pure and Applied Geophysics*, 161, 1239-1264.

Okada, H. (2003). The Microtremor Survey Method. *Geophysical Monograph Series*, no. 12, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Oklahoma, 135 p.

Panza, G. F. (1985). Synthetic seismograms: the Rayleigh waves modal summation. *J. Geophys.*, 58, 125-145.

Parolai, S., D. Bindi, L. Troiani (2001). Site response for the RSM Seismic Network and Source Parameters in the Central Appenines (Italy). *Pure and Applied Geophysics* 158, 695-715.

Park J., C. L. Lindberg, F. L. Vernon (1987). Multitaper Spectral Analysis of High-Frequency Seismogram. *Journal of Geophysical Research*, vol.92, no.B12, 12675-12684.

Pedersen H., B. Le Brun, D. Hatzfeld, M. Campillo, P.-Y. Bard (1994). Ground-Motion Amplitude Across Ridges. *Bulletin of Seismological Society of America* 84 (6), 1786-1800.

Raptakis D., F. J. Chavez-Garcia, K. Marka, K. Pitilakis (2000). Site effect on Euroseistest – I. Determination of valley structure and confrontation of observations with 1D analysis. *Soil Dyn. Earthq. Eng.*, 19, 1-22.

Reid, H. F. (1910). The California Earthquake of April 18, 1906. *Publication 87*, Vol. 21. *Carnegie Institute of Washington*, Washington D. C.

Rosi, M., Santacroce, R., Sheridan, M. F. (1987). Volcanic Hazard in Somma-Vesuvius. *Quad. Ric. Sci., Consiglio Nazionale delle Ricerche*, Roma, 197-234.

Rovelli A., L. Scognamiglio, F. Marra, A. Caserta (2001). Edge-diffracted 1-s surface waves observed in a small-size intramountain basin. *Bulletin of Seismological Society of America* 91, 1851-1866.

Saccorotti, G., Maresca R., Del Pezzo E. (2001). Array analyses of seismic noise at Mt. Vesuvius Volcano, Italy. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 110, 79-100.

Santacroce R. (1987). Somma-Vesuvius. *CNR Quad. Ric. Sci.* 114 (8), pp. 251.

Scarpa R., F. Tronca, F. Bianco, E. Del Pezzo (2002). High Resolution velocity structure beneath Mount Vesuvius from seismic array data. *Geophysics Research Letters* 29, 2040.

Scherbaum, F., K.-G. Hinzen, M. Ohrnberger (2003). Determination of shallow shear wave velocity profiles in the Cologne, Germany area using ambient vibrations. *Geophys. J. Int.* 152, 597-612.

Schmidt R. O. (1986). Multiple emitter location and signal parameter estimation. *IEEE Trans. Antennas Propagation* 34, 276-280.

Schnabel, P. B., J. Lysmer, H. B. Seed (1972). SHAKE: a computer program for earthquake response analysis of horizontally layered sites. *Report EERC 72-12, Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley.*

Seed, R. B., S. E. Dickenson, M. F. Reimer, J. D. Brady, N. Sitar, J. K. Mitchell, I. M. Idriss, R. E., Kayen, A. Kropp, L. F. Harder, M.S. Power (1990). Preliminary report on the principal geotechnical aspects of the October 17, 1989 Loma Prieta earthquake. *Report UCB/EERC-90/05, Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley, 137 pp.*

Seekins, L. C., L. Wennerberg, L. Margheriti, H.P. Liu (1996). Site amplification at five locations in San Francisco, California: a comparison of S waves, codas and microtremors. *Bull. Seism. Soc. Am.* 86, 627-635.

Steidl, J. H., A. G. Tumarkin, R. Archuleta (1996). What is a reference site? *Bulletin of Seismological Society of America* 86, N.6, 1733-1748.

Stone, W. C., F. Y. Yokel, M. Celebi, T. Hanks, E. V. Leyendecker (1987). Engineering aspects of the September 19, 1985 Mexico earthquake. *NBS Building Science Series 165, National Bureau of Standards, Washington, D. C., 207 pp.*

Taylor J. R. (1993). Introduzione all'analisi degli errori. *Ed. Zanichelli*

Tertulliani, A. (2000). Qualitative effects of local geology on damage pattern. *Bull. Seism. Soc. Am.* 90, 1543-1548.

Tsujura, M. (1978). Spectral analysis of coda waves from local earthquakes. *Bulletin Earthquake Research Institute, Tokyo University*, 53, 1-48.

Uebayashi, H. (2003). Extrapolation of irregular structures using the horizontal-to-vertical spectral ratio of long-period microtremors. *Bull. Seism. Soc. Am.* 93, 570-582.

Wood, H. O. (1908). Distribution of apparent intensity in San Francisco, in the California earthquake of April 18, 1906. *Report of the State Earthquake Investigation Commission, Carnegie Institute of Washington, Washington, D.C., Vol. 1, 220-245.*