

a cura del Centro per la Microzonazione Sismica e le sue applicazioni

# Linee guida per le buone pratiche dell'analisi delle onde superficiali

Un prodotto del progetto InterPACIFIC

2021

**BOOK MS**  
MANUALI

Collana a cura del **Centro MS**

**edizioni**  
Consiglio Nazionale delle Ricerche



a cura del Centro per la Microzonazione Sismica e le sue applicazioni

# Linee guida per le buone pratiche dell'analisi delle onde superficiali

Un prodotto del progetto InterPACIFIC

## Linee guida per le buone pratiche dell'analisi delle onde superficiali

### Un prodotto del progetto InterPACIFIC

#### A CURA DI

- Sebastiano Foti
- Cesare Comina

#### GRUPPO DI LAVORO

Sebastiano Foti  
*Politecnico di Torino*  
*Italia*

Fabrice Hollender  
*CEA*  
*Francia*

Flora Garofalo  
*Politecnico di Torino*  
*Italia*

Dario Albarello  
*Università di Siena*  
*Italia*

Michael Asten  
*Monash University*  
*Australia*

Pierre-Yves Bard  
*ISTerre/IFSTTAR*  
*Francia*

Cesare Comina  
*Università di Torino*  
*Italia*

Cécile Cornou  
*ISTerre/IFSTTAR*  
*Francia*

Brady Cox  
*Università del Texas*  
*Austin, USA*

Giuseppe Di Giulio  
*INGV*  
*Italia*

Thomas Forbriger  
*BFO*  
*Germania*

Koichi Hayashi  
*Geometrics*  
*USA*

Enrico Lunedei  
*Università di Siena*  
*Italia*

Antony Martin  
*Geovision*  
*USA*

Diego Mercerat  
*CEREMA*  
*Francia*

Matthias Ohrnberger  
*Università di Potsdam*  
*Germania*

Valerio Poggi  
*SED, ETH*  
*Svizzera*

Florence Renalier  
*Consulente geofisico*

Deborah Sicilia  
*EdF*  
*Francia*

Valentina Socco  
*Politecnico di Torino*  
*Italia*

#### COORDINAMENTO EDITORIALE

Cristina Di Salvo  
*CNR IGAG*

Federica Polpetta  
*CNR IGAG*

#### PROGETTO GRAFICO E IMPAGINAZIONE

Claudia Illuzzi



## Consiglio Nazionale delle Ricerche

La riproduzione, con qualsiasi procedimento, della presente opera o di parti di essa, deve essere preventivamente autorizzata dall'Editore.

Il volume è la traduzione dell'articolo: Foti, S., Hollender, F., Garofalo, F. et al. *Guidelines for the good practice of surface wave analysis: a product of the InterPACIFIC project*. Bull Earthquake Eng 16, 2367–2420 (2018). <https://doi.org/10.1007/s10518-017-0206-7>

**CODICE ISBN** *edizione cartacea*: 978-88-8080-477-2 – *edizione digitale*: 978-88-8080-478-9

© Cnr Edizioni, 2020: Piazzale Aldo Moro 7 – 00185 Roma – [www.edizioni.cnr.it](http://www.edizioni.cnr.it) • [bookshop@cnr.it](mailto:bookshop@cnr.it) • 06 49932287

**DOI**: 10.32053/LINEE\_GUIDA\_BUONE\_PRATICHE\_ANALISI\_ONDE\_SUPERFICIALI-2021

[https://doi.org/10.32053/LINEE\\_GUIDA\\_BUONE\\_PRATICHE\\_ANALISI\\_ONDE\\_SUPERFICIALI-2021](https://doi.org/10.32053/LINEE_GUIDA_BUONE_PRATICHE_ANALISI_ONDE_SUPERFICIALI-2021)

Quest'opera è distribuita con Licenza Creative Commons Attribuzione 4.0 Internazionale



Per citare il presente testo, si raccomanda di utilizzare la seguente dicitura:

**Gruppo di Lavoro, Linee guida per le buone pratiche dell'analisi delle onde superficiali, 135 pp. CNR Edizioni, 2021.**

# sommario

## PREMESSA

VI

Sebastiano Foti e Cesare Comina

p. VI

## 01

### QUADRO D'INSIEME

VIII

<b>1.1</b>	Introduzione	p.	1
<b>1.2</b>	Principi di base sulle onde superficiali	p.	2
1.2.1	<i>Definizione delle onde superficiali</i>	p.	2
1.2.2	<i>Dispersione geometrica</i>	p.	3
1.2.3	<i>Modi superiori</i>	p.	3
1.2.4	<i>Propagazione delle onde piane ed effetto di campo vicino</i>	p.	4
1.2.5	<i>Onde superficiali e variazioni laterali</i>	p.	4
1.2.6	<i>Onde superficiali nelle vibrazioni ambientali</i>	p.	4
<b>1.3</b>	Analisi delle onde superficiali	p.	5
1.3.1	<i>Procedura generale</i>	p.	5
1.3.2	<i>Pianificazione delle indagini</i>	p.	5
1.3.3	<i>Acquisizione dati</i>	p.	6
1.3.4	<i>Elaborazione dati</i>	p.	6
1.3.5	<i>Inversione della curva di dispersione</i>	p.	6
<b>1.4</b>	Limiti delle prove per onde superficiali	p.	7
1.4.1	<i>Non unicit� della soluzione</i>	p.	7
1.4.2	<i>Variazioni laterali</i>	p.	8
1.4.3	<i>Modi superiori</i>	p.	8
<b>1.5</b>	Contenuto delle appendici	p.	8

## 02

### ACQUISIZIONE

10

<b>2.1</b>	Prove attive	p.	11
2.1.1	<i>Strumentazione</i>	p.	11
2.1.2	<i>Layout dell'acquisizione</i>	p.	14
2.1.3	<i>Parametri di acquisizione</i>	p.	17
2.1.4	<i>Riepilogo dei parametri di acquisizione per le prove attive</i>	p.	18
2.1.5	<i>Controllo della qualit� del segnale</i>	p.	18
<b>2.2</b>	Prove passive	p.	20
2.2.1	<i>Strumentazione</i>	p.	21
2.2.2	<i>Layout di acquisizione</i>	p.	22
2.2.3	<i>Parametri di acquisizione</i>	p.	24
2.2.4	<i>Controllo della qualit� del segnale</i>	p.	24
<b>2.3</b>	Combinazione di misure attive e passive	p.	26
<b>2.4</b>	Suggerimenti generali sulle configurazioni di prova	p.	27
2.4.1	<i>Rispetto all'obiettivo dell'indagine</i>	p.	27
2.4.2	<i>Rispetto a forti o deboli sorgenti di vibrazioni</i>	p.	27
2.4.3	<i>Rispetto alle condizioni della superficie</i>	p.	27

## 03

## ELABORAZIONE

28

<b>3.1</b>	Metodi per l'estrazione della curva di dispersione sperimentale	p. 29
3.1.1	<i>Elaborazione dei dati attivi</i>	p. 29
3.1.2	<i>Elaborazione dei dati passivi</i>	p. 30
<b>3.2</b>	Identificazione della curva di dispersione	p. 34
3.2.1	<i>Domini usuali per la rappresentazione della curva di dispersione</i>	p. 34
3.2.2	<i>Forme usuali delle curve di dispersione</i>	p. 35
3.2.3	<i>Identificazione dei modi superiori</i>	p. 36
<b>3.3</b>	Controllo di qualità	p. 38
3.3.1	<i>Variazioni laterali</i>	p. 38
3.3.2	<i>Propagazione delle onde piane</i>	p. 39
3.3.3	<i>Distribuzione uniforme delle sorgenti</i>	p. 39
<b>3.4</b>	Stima delle incertezze	p. 40
3.4.1	<i>Misurazioni attive</i>	p. 40
3.4.2	<i>Prove passive</i>	p. 42
<b>3.5</b>	Combinazione di indagini attive e passive	p. 42

## 04

## INVERSIONE

44

<b>4.1</b>	Introduzione	p. 45
<b>4.2</b>	Parametrizzazione	p. 45
4.2.1	<i>Parametri</i>	p. 45
4.2.2	<i>Numero di strati</i>	p. 46
4.2.3	<i>Profondità d'indagine minima e massima</i>	p. 47
4.2.4	<i>Uso d'informazioni a priori ed esterne</i>	p. 47
<b>4.3</b>	Metodi di ricerca locale: inversioni linearizzate	p. 49
4.3.1	<i>Principio</i>	p. 49
4.3.2	<i>Modello iniziale</i>	p. 49
4.3.3	<i>Criteri di convergenza</i>	p. 51
4.3.4	<i>Valutazione dei risultati</i>	p. 51
4.3.5	<i>Incetnze</i>	p. 51
<b>4.4</b>	Algoritmi di ricerca globale	p. 52
4.4.1	<i>Principio</i>	p. 52
4.4.2	<i>Definizione dello spazio dei parametri</i>	p. 53
4.4.3	<i>Definizione dei risultati</i>	p. 53
4.4.4	<i>Valutazione dei risultati</i>	p. 53
4.4.5	<i>Le incetnze</i>	p. 54
<b>4.5</b>	Vantaggi e svantaggi di ciascun tipo d'inversione	p. 54

# 05

## APPLICAZIONI E UTILIZZO DELLE PROVE

### PER ONDE SUPERFICIALI PER STUDI D'INGEGNERIA SISMICA

56

- 5.1** Categorie di sottosuolo suolo e determinazione della  $V_{s,30}$  p. 57
- 5.2** Altri parametri comunemente utilizzati p. 58
- 5.3** Analisi della risposta sismica locale p. 59

## BIBLIOGRAFIA

62

## APPENDICI

67

- appendice n. 1** Casi canonici (sintetici) p. 67
- appendice n. 2** Geometrie degli array per l'acquisizione delle vibrazioni ambientali p. 70
- appendice n. 3** Prova e verifica della strumentazione per array passivi p. 77
- appendice n. 4** Esempi di tabelle per misure attive e passive p. 82
- appendice n. 5** I modi superiori nell'analisi delle onde superficiali p. 87
- appendice n. 6** Inversione congiunta dei dati delle onde superficiali e di altri dati geofisici p. 93
- appendice n. 7** Inversione congiunta della curva di dispersione e HVSR p. 96
- appendice n. 8** Analisi delle onde di Love p. 100
- appendice n. 9** Misurazioni delle vibrazioni ambientali con array lineari p. 109
- appendice n. 10** Attenuazione delle onde superficiali e smorzamento dei materiali p. 114
- appendice n. 11** Esempio di rapporto standard p. 118

## ENGLISH SECTION

132

## RINGRAZIAMENTI

134

**PREMESSA**

## Nei passati decenni, i metodi basati sull'analisi delle onde superficiali

hanno avuto un ruolo di primaria importanza in molti progetti legati alla risposta sismica. Nello specifico, essi sono spesso utilizzati per ottenere un modello monodimensionale di velocità delle onde di taglio o per stimare la  $V_{s,30}$  di un sito.

La complessità del processo interpretativo e la varietà di possibili approcci all'analisi delle onde superficiali rende però assai arduo individuare uno standard unitario per assicurare qualità e affidabilità dei risultati. Le presenti linee guida forniscono informazioni pratiche sull'acquisizione e l'analisi dei dati, formulando alcuni principi di base e suggerimenti applicabili alle situazioni più comuni. Esse sono innanzitutto rivolte agli utenti non esperti ma possono anche essere utili agli specialisti come riferimento di base. Possono inoltre costituire un utile riferimento per i committenti e gli utilizzatori finali dei risultati delle prove. Il contenuto delle linee guida si basa sulle esperienze del progetto InterPACIFIC e sulle competenze dei singoli partecipanti al progetto nel settore dell'acquisizione e dell'analisi dei dati di onde superficiali.

Il testo qui presentato è la traduzione in italiano del lavoro "*Guidelines for the good practice of surface wave analysis: a product of the InterPACIFIC project*" pubblicato in versione Open Acces sul Bulletin of Earthquake Engineering (DOI: 10.1007/s10518-017-0206-7).

Questa traduzione mira a diffondere maggiormente queste buone pratiche in ambito nazionale al fine di garantire una sempre maggiore qualità dei risultati delle indagini.

**Chiavi:**

- onde di Rayleigh,
- MASW (Multichannel Analysis of Surface Waves/Analisi Multicanale delle Onde Superficiali);
- Analisi delle Vibrazioni Ambientali;
- caratterizzazione sismica di sito;
- velocità delle onde di taglio;
- $V_{s,30}$ .

**SEBASTIANO FOTI**  
**e CESARE COMINA**  
Curatori della traduzione



01

**QUADRO  
D'INSIEME**

## 1.1 INTRODUZIONE

### Nei passati decenni, l'analisi delle onde superficiali è divenuta

una pratica molto comune per la determinazione del profilo di velocità delle onde di taglio ( $V_s$ ). Un uso comune del profilo di  $V_s$  è la stima della  $V_{s30}$ , ovvero della velocità media delle onde di taglio entro i primi 30 m di profondità. Quest'ultimo parametro è utilizzato in diverse norme sismiche, tra cui l'Eurocodice 8, per la classificazione dei siti rispetto alla loro risposta sismica.

In generale, i metodi basati sulle onde superficiali richiedono l'analisi di dati sperimentali ed una successiva inversione: entrambi questi passaggi devono essere valutati con attenzione. L'inversione dei dati è infatti un problema fortemente non lineare ed è influenzato dalla non unicità della soluzione. Questi fattori possono dar luogo ad ambiguità interpretative del modello di velocità delle onde di taglio stimato. Pertanto i risultati delle analisi delle onde superficiali si possono considerare affidabili solo se frutto del lavoro di operatori esperti. Tuttavia, a causa dei costi ridotti e della rapidità di esecuzione della prova (oltre alla disponibilità di software commerciali), anche gli operatori non esperti adottano sempre più spesso i metodi relativi alle onde superficiali. Ciò spesso ha portato a risultati errati che possono causare un generale scetticismo in una parte della comunità dell'ingegneria sismica sull'utilizzo del metodo specifico e dei metodi non invasivi in generale.

In questo contesto, il progetto InterPACIFIC (Confronto incrociato dei metodi invasivi e non invasivi per la caratterizzazione dei parametri di sito e del profilo di velocità) si è focalizzato sul confronto fra le tecniche più comuni per l'analisi delle onde superficiali al fine di valutare prestazioni e affidabilità delle diverse tecniche. Ciò ha contribuito a migliorare la comprensione dei problemi teorici e pratici che potrebbero inficiare i risultati dell'analisi qualora valutati in modo non corretto.

Le presenti linee guida forniscono informazioni pratiche sull'acquisizione e l'analisi dei dati delle onde superficiali, fornendo principi e suggerimenti specifici applicabili alle situazioni più comuni. Esse sono principalmente rivolte a utenti non esperti ma possono anche essere utili agli specialisti del settore come riferimento generale. Possono inoltre contribuire a facilitare il necessario dialogo tra il fornitore di servizi e committente delle prove. Esse non possono però sostituire l'esperienza pratica acquisita sul campo.

Le linee guida si basano sull'esperienza del progetto InterPACIFIC e sulle competenze dei singoli partecipanti al progetto nell'acquisizione e nell'analisi dei dati.

Un trattamento approfondito del background teorico e delle applicazioni più avanzate non rientra nell'ambito di queste linee guida. Si fa riferimento a libri di testo (ad esempio, Okada, 2003, Foti *et al.*, 2014) e alla vasta letteratura sull'argomento (per una panoramica, si veda Bard *et al.*, 2010; Socco *et al.*, 2010; Foti *et al.*, 2011; Schramm *et al.*, 2012; Yong *et al.*, 2013) per ottenere le conoscenze necessarie sui metodi applicabili e per i dettagli teorici.

Le linee guida sono state stilate riferendosi alle onde di Rayleigh, che sono le onde superficiali più comunemente utilizzate. Molti dei principi esposti si applicano però anche all'analisi di altri tipi di onde superficiali, come le onde di Love e di Scholte, che tuttavia richiedono specifiche procedure di acquisizione dei dati e algoritmi di elaborazione.

Le proprietà delle onde superficiali descritte nel presente volume e gli algoritmi utilizzati per risolvere il problema diretto si riferiscono a mezzi lineari, elastici e isotropi, che obbediscano alla classica legge di Hooke. Altre proprietà peculiari delle onde superficiali possono essere desunte ipotizzando modelli costitutivi diversi. Alcuni esempi includono la viscoelasticità lineare, tramite la quale l'attenuazione delle onde superficiali può essere utilizzata per stimare il rapporto di smorzamento (o fattore di qualità) dei terreni, e la poro-elasticità (modello *Biot*), tramite la quale le onde di Rayleigh possono essere utilizzate anche per stimare la porosità.

L'analisi delle onde superficiali può essere effettuata seguendo un'ampia gamma di procedure. Se applicate correttamente e in maniera appropriata, quasi tutte possono dare risultati equivalenti in termini di affidabilità. Queste linee guida si focalizzano su pratiche standard e contengono raccomandazioni di base destinate a utenti non esperti. Varie soluzioni alternative nell'acquisizione o nell'elaborazione dei dati possono condurre ai medesimi risultati: lo scopo principale è proprio l'esauriente analisi di tutte queste possibili alternative.

Dopo una breve introduzione sui principi base, vengono discusse le varie fasi della prova (acquisizione, analisi e inversione), fornendo suggerimenti per il loro sviluppo. Le appendici riguardano argomenti specifici e forniscono uno specifico contributo per l'approfondimento di alcuni aspetti dei metodi d'analisi.

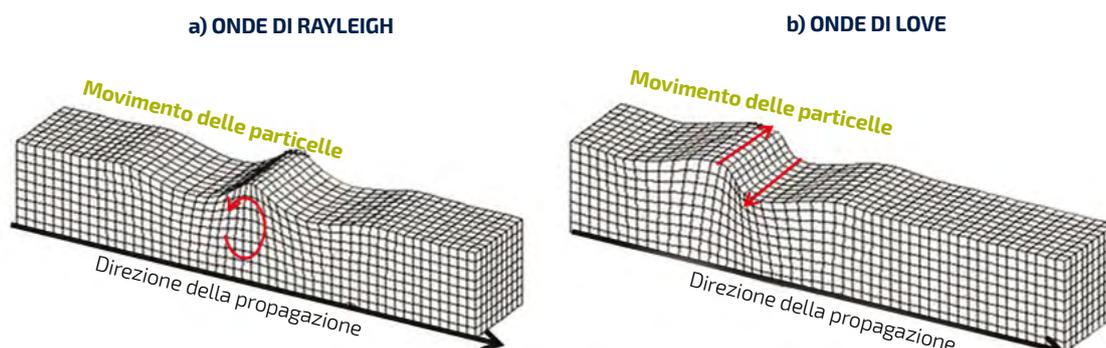
## 1.2 PRINCIPI DI BASE SULLLE ONDE SUPERFICIALI

### 1.2.1 DEFINIZIONE DELLE ONDE SUPERFICIALI

Le onde superficiali si generano in presenza di una superficie libera - come la superficie della Terra - e si propagano parallelamente a questa. Esistono diversi tipi di onde, che possono essere idealmente classificate in base alla polarizzazione del moto del suolo durante la propagazione e alle caratteristiche del mezzo: le onde di Rayleigh inducono il moto lungo un'ellissi polarizzata nel piano verticale contenente la direzione di propagazione dell'onda (**figura 1a**); le onde di Love implicano un movimento trasversale rispetto alla direzione di propagazione (**figura 1b**); le onde di Scholte si propagano all'interfaccia terra/acqua e sono quindi considerate per l'analisi delle onde superficiali sul fondale marino.

Nelle onde di Rayleigh, l'ampiezza del moto indotto decade in modo esponenziale con la profondità, diventando trascurabile, in un mezzo omogeneo, all'incirca entro una lunghezza d'onda ( $\lambda$ ) dalla superficie. In mezzi verticalmente eterogenei, il decadimento dell'ampiezza del moto con la profondità non può essere previsto a priori senza conoscere la struttura del sottosuolo. La velocità delle onde di Rayleigh dipende dalle proprietà fisico-meccaniche del sottosuolo: principalmente dalla velocità dell'onda di taglio ( $V_s$ ) e, in misura minore, dalla velocità dell'onda di compressione ( $V_p$ ) e dalla densità di massa. Le onde di Love non si propagano nei mezzi omogenei, mentre nei mezzi eterogenei la velocità dell'onda di Love dipende solo da come variano  $V_s$  e densità di massa in funzione della profondità.

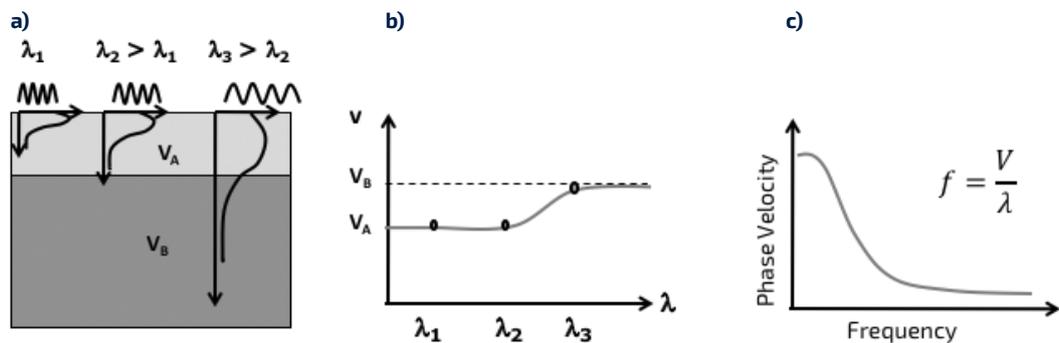
**FIGURA 1**  
Polarizzazione del modo fondamentale delle onde  
a) di Rayleigh e  
b) di Love. Modificato da Bolt (1987).



## 1.2.2 DISPERSIONE GEOMETRICA

Nei mezzi verticalmente eterogenei, la propagazione dell'onda superficiale è caratterizzata dalla dispersione geometrica: le onde armoniche di diverse lunghezze d'onda  $\lambda$  si propagano a diverse profondità (figura 2a), quindi per ogni lunghezza d'onda la velocità di fase dipende dalle proprietà elastiche e dalla densità del sottosuolo alle varie profondità interessate dalla propagazione. Il grafico che descrive l'andamento della velocità di fase in funzione della lunghezza d'onda (o della frequenza) prende il nome di curva di dispersione (figura 2b e 2c). Nei mezzi verticalmente eterogenei con velocità delle onde di taglio crescente con la profondità, la velocità di propagazione delle onde superficiali diminuisce con l'aumento della frequenza (profili normalmente dispersivi).

**FIGURA 2**  
Dispersione geometrica delle onde superficiali in mezzi verticalmente eterogenei.  $\lambda$  è la lunghezza d'onda dell'onda superficiale con velocità di fase  $V$  e  $f$  è la sua frequenza.  $V_A$  e  $V_B$  indicano la generica velocità dell'onda di taglio nei due strati interessati dalla propagazione dell'onda superficiale.  
a) grafico del decadimento di ampiezza del modo fondamentale a diverse lunghezze d'onda;  
b) curva di dispersione nel dominio velocità di fase - lunghezza d'onda;  
c) curva di dispersione nel dominio frequenza - velocità di fase.



## 1.2.3 MODI SUPERIORI

In un mezzo stratificato orizzontalmente, la propagazione delle onde superficiali è un fenomeno multimodale: a ogni frequenza, più grande di una ben definita frequenza di taglio, corrispondono diversi modi di vibrazione. Ogni modo è caratterizzato dalla propria velocità di propagazione, che aumenta passando dal modo fondamentale a quelli superiori (armoniche superiori). Esempi di curve di dispersione modali in alcuni casi sintetici sono riportati nell'Appendice 1.

L'esistenza di modi superiori nei mezzi eterogenei è dovuta a fenomeni di interferenza costruttiva che si verificano per la riflessione delle onde alle interfacce di strato. Sebbene il numero esatto dei modi e la loro frequenza di taglio dipendano solo dalla soluzione del problema della vibrazione libera (cioè esistono sempre modi superiori), le armoniche dei modi superiori possono attivarsi o meno a seconda del quantitativo di energia che portano e pertanto non sono sempre rilevabili. La distribuzione di energia tra i diversi modi è anche un fenomeno dipendente dalla frequenza: un modo può essere dominante in una certa banda di frequenza e trascurabile in altre bande di frequenza.

La distribuzione di energia è condizionata da molti fattori: principalmente dalla velocità e dall'attenuazione (cioè perdita dell'ampiezza dell'onda) specifiche del sito, in combinazione con il tipo di sorgente, la sua posizione ed accoppiamento con il terreno. In molte condizioni stratigrafiche comuni, la propagazione è dominata dal modo fondamentale, come in genere accade nei mezzi caratterizzati da un graduale aumento di velocità delle onde di taglio con la profondità (mezzi normalmente dispersivi). Tuttavia, soprattutto laddove esistano forti contrasti di velocità tra strati a profondità modesta (ad esempio un contatto tra sedimenti a bassa velocità e substrato roccioso) o laddove esista uno strato a bassa velocità tra due strati ad alta velocità, possono attivarsi modi superiori che devono essere considerati nell'analisi e nell'interpretazione dei dati. In questi casi, l'energia può anche passare da un modo all'altro a particolari frequenze, in cui due modi consecutivi hanno velocità simili, chiamate frequenze di *osculazione*.

Altri motivi per un'"apparente" sovrapposizione di modi (cioè quando i modi siano teoricamente separati ma non possono essere distinti dall'operatore) possono dipendere da fattori relativi alla geometria dell'acquisizione (ad esempio per insufficiente risoluzione spaziale). In queste condizioni la curva di dispersione sperimentale è quindi il risultato della sovrapposizione di diversi modi che non possono essere correttamente identificati (curva di dispersione apparente o effettiva). L'**Appendice 5** è dedicata a un approfondimento su questo tema.

### 1.2.4 PROPAGAZIONE DELLE ONDE PIANE ED EFFETTO DI CAMPO VICINO

Mentre la fisica della propagazione delle onde superficiali è identica per le onde piane e per qualsiasi tipo di onda non piana (cioè nel campo vicino), l'analisi della dispersione geometrica in genere è applicabile solo alle onde piane e quindi potrebbe essere non affidabile nel campo vicino (*Wielandt, 1993*).

In prossimità della sorgente (cioè a una distanza inferiore a una lunghezza d'onda), le componenti dell'onda di volume diretta e il fronte d'onda cilindrico delle onde superficiali deviano rispetto alla teoria della propagazione delle onde piane di Rayleigh, determinando velocità di fase non affidabili e con valori inferiori rispetto al loro valore reale (effetti di campo vicino). Per tale motivo, durante le misure attive dovrebbero essere evitate distanze dalla sorgente troppo ravvicinate, così come la presenza di sorgenti di rumore vicine nell'acquisizione passiva.

### 1.2.5 ONDE SUPERFICIALI E VARIAZIONI LATERALI

Nei mezzi lateralmente eterogenei, la propagazione delle onde superficiali è un fenomeno molto più complesso e i concetti espressi in queste linee guida dovrebbero essere applicati con molta cautela. Quando vi siano minime e uniformi variazioni 2D o 3D (come spesso accade nei siti reali), le onde superficiali risultanti possono essere modellate come se si trattasse di un equivalente mezzo localmente monodimensionale e le strategie di analisi standard potrebbero ancora essere applicate, con alcune limitazioni. Tuttavia nel caso di accentuate variazioni 2D o 3D, le onde superficiali risultanti non possono più essere modellate con le stesse equazioni dei mezzi orizzontalmente stratificati, solitamente utilizzate nell'analisi delle onde superficiali. Se si prevede che il sito presenti forti eterogeneità laterali, l'analisi standard delle onde superficiali non dovrebbe essere scelta come metodo di elaborazione appropriato e dovrebbero essere effettuate analisi più avanzate per sfruttare a pieno le caratteristiche di propagazione delle onde.

### 1.2.6 ONDE SUPERFICIALI NELLE VIBRAZIONI AMBIENTALI

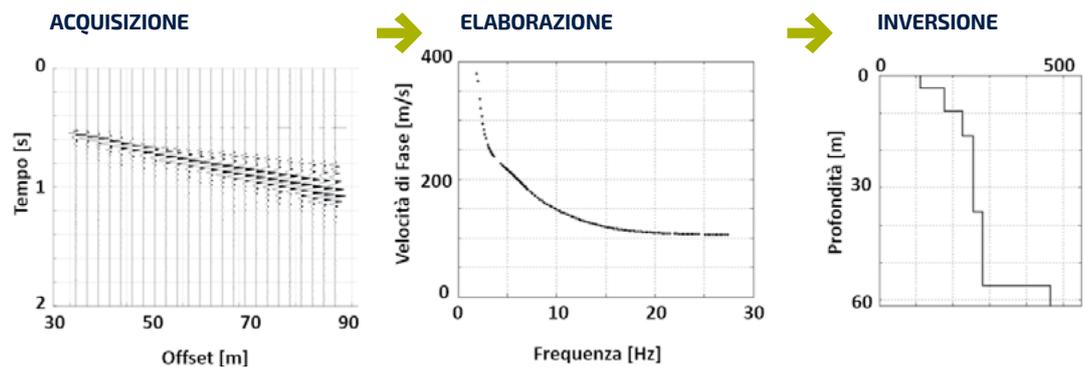
Poiché il fronte d'onda delle onde superficiali generate da una sorgente in superficie è cilindrico mentre il fronte d'onda delle onde di volume è emisferico, l'ampiezza dell'onda superficiale decade con la distanza assai meno rispetto alle onde di volume. Di conseguenza, le onde superficiali trasportano lontano dalla sorgente la maggior parte dell'energia, quindi le vibrazioni ambientali nel campo lontano contengono principalmente questo tipo di onde. Per tale motivo, le registrazioni passive delle vibrazioni ambientali possono essere utilizzate per l'analisi delle onde superficiali.

## 1.3 ANALISI DELLE ONDE SUPERFICIALI

### 1.3.1 PROCEDURA GENERALE

L'analisi delle onde superficiali mira a stimare il profilo di velocità delle onde di taglio ( $V_s$ ) risolvendo un problema inverso d'identificazione dei parametri di modello basandosi su una curva di dispersione sperimentale. L'analisi viene solitamente sviluppata in tre fasi sequenziali che possono implicare strategie diverse, come spiegato in seguito: acquisizione dei dati sismici (sismogrammi), elaborazione (stima della curva di dispersione) e inversione (ottimizzazione dei parametri del modello) (figura 3).

Se l'obiettivo è solo la stima della velocità media nei primi 30 m ( $V_{s,30}$ ), in alcuni casi l'ultimo passo può essere omesso stimando la  $V_{s,30}$  come una funzione della velocità di fase dell'onda di Rayleigh a una data lunghezza d'onda. Tuttavia questa strategia dovrebbe essere utilizzata con grande cautela come spiegato nella **Sezione 5.1**.



**FIGURA 3**  
Rappresentazione grafica di un'analisi delle onde superficiali (non comprese le incertezze): dati sismici grezzi, curva di dispersione sperimentale, profilo di  $V_s$ .

### 1.3.2 PIANIFICAZIONE DELLE INDAGINI

La profondità d'indagine dipende dalla lunghezza d'onda massima misurata e la risoluzione diminuisce con la profondità. In particolare, a bassa profondità la risoluzione dipende dal contenuto ad alta frequenza (piccole lunghezze d'onda) dei dati registrati. Quindi, la prova deve essere pianificata in base agli obiettivi dell'indagine e verranno utilizzate diverse strategie, attrezzature, impostazioni e tecniche di elaborazione se l'obiettivo è il valore della velocità delle onde di taglio nelle prime decine di metri (ad esempio per la stima del  $V_{s,30}$ ) oppure il profilo di  $V_s$  completo fino a diverse centinaia di metri di profondità.

La profondità massima d'indagine è correlata alla lunghezza d'onda massima misurata, che dipende da:

- contenuto in frequenza del segnale sismico che si propaga (dipendente dalla sorgente e dall'attenuazione del sito);
- apertura dell'array (serie di ricevitori) utilizzato per la registrazione;
- ampiezza della banda di frequenza dei sensori;
- velocità del sito.

L'acquisizione dei dati delle onde superficiali sarà quindi pianificata adattando queste caratteristiche agli obiettivi.

### 1.3.3 ACQUISIZIONE DATI

L'acquisizione viene eseguita con comuni apparecchiature adottate per le indagini sismiche (si veda al **Capitolo 2**) e può comprendere l'uso di un singolo sensore (come nel caso dell'analisi di ampiezza e velocità di gruppo), di una coppia di sensori (cross-correlazione e SASW: Analisi spettrale delle onde superficiali) o di una serie (array) di ricevitori (per la stima della velocità di fase). Quest'ultima è di gran lunga la configurazione più comunemente adottata per la caratterizzazione di un sito.

Il contenuto in frequenza del segnale sismico che si propaga dipende dal tipo di sorgente sismica e dall'attenuazione dovuta al sito.

Generalmente, le sorgenti artificiali (chiamate anche sorgenti attive, come ad esempio mazze ferrate o pesi lasciati cadere dall'alto) generano energia concentrata ad alte frequenze (da parecchi hertz a parecchie decine di hertz). Ciò limita la profondità massima dell'indagine a circa 15-40 m (a seconda delle caratteristiche del sito e della massa della sorgente). Quando si utilizzano sorgenti di dimensione ridotta (ad esempio un martello o la caduta di piccoli pesi) è raro che si generi energia a frequenze inferiori a 8-10 Hz.

Le onde superficiali a frequenza più bassa possono essere generate utilizzando sorgenti più pesanti (ad esempio bulldozer o vibrator sismici), sebbene ciò comporti un notevole aumento dei costi d'indagine. Al contrario, le vibrazioni ambientali sviluppano energia sufficiente fino a periodi di alcune decine di secondi (frequenza molto bassa), caratteristica che le rende interessanti per lo studio del profilo di velocità fino a notevole profondità. Nel caso di acquisizione passiva, il campo d'onda sismico (che viene definito con i termini vibrazione ambientale, microtremore o talvolta impropriamente "rumore sismico") è generato da fenomeni naturali (es. onde marine, vento, microsismicità) e/o attività umane (spesso definite rumore antropico).

L'attrezzatura, la configurazione delle misure e la geometria dell'array saranno quindi adattate al tipo di prova (attivo o passivo) e alla gamma di lunghezze d'onda prefissata (si veda al **Capitolo 2**). Qualora sia logisticamente possibile, la combinazione di dati derivanti da sorgenti attive e passive è utile per ottenere un modello di velocità dell'onda di taglio ben definito, dalla superficie fino a grandi profondità.

### 1.3.4 ELABORAZIONE DATI

Nella seconda fase, i dati raccolti sul campo vengono elaborati per ottenere una curva di dispersione sperimentale. Possono essere adottate diverse tecniche di elaborazione per l'analisi del dataset sismico (si veda al **Capitolo 3**), la maggior parte delle quali è sviluppata lavorando nel dominio spettrale.

La maggior parte di queste tecniche presuppone che al di sotto dell'array vi sia un mezzo monodimensionale (cioè stratificato orizzontalmente, in cui la velocità varia solo con la profondità) e la propagazione di onde piane (con la serie di ricevitori abbastanza lontana dalla sorgente sismica in modo che l'onda superficiali sia completamente sviluppata e il fronte dell'onda possa essere approssimato come piano).

Al fine di definire meglio l'inversione successiva del dato, si possono anche analizzare altre informazioni contenute nel campo d'onda, come la curva di polarizzazione (vedi **Appendice 7**) o i tempi di viaggio dell'onda P (vedi **Appendice 6**).

### 1.3.5 INVERSIONE DELLA CURVA DI DISPERSIONE

Nel processo di inversione (si veda al **Capitolo 4**), il problema di identificazione dei parametri di modello viene risolto utilizzando la curva di dispersione sperimentale come target. Il sottosuolo è di solito modellato come un mezzo lineare elastico e isotropo a strati orizzontali.

I parametri incogniti del modello sono spesso limitati allo spessore degli strati e alla velocità dell'onda di taglio di ciascuno strato, applicando opportune ipotesi aprioristiche agli altri parametri (cioè densità di massa e coefficienti di Poisson); esistono anche schemi di inversione che invertono tutti i parametri coinvolti. Tuttavia, nella maggior parte dei casi le onde superficiali sono meno sensibili alla velocità dell'onda di compressione ed alla densità di massa che alla velocità dell'onda di taglio.

Il profilo di velocità delle onde di taglio risultato della prova è ottenuto come l'insieme dei parametri di modello che permettono la migliore corrispondenza tra la curva di dispersione teorica associata e la curva di dispersione sperimentale.

La soluzione può essere individuata con metodi di ricerca locali o globali:

- i metodi di ricerca locali partono da un modello iniziale, risolvono l'equazione che collega i parametri modello alla differenza (scarto o misfit) tra le curve di dispersione sperimentale e teorica e quindi modificano iterativamente il modello fino a quando questa differenza diviene accettabile; tale processo può essere eseguito imponendo dei vincoli (ad esempio massimizzando l'uniformità del profilo risultante o altro);
- i metodi di ricerca globale valutano grandi insiemi (popolazioni) di modelli possibili, distribuiti entro limiti dei parametri predefiniti per individuare modelli che producano uno scarto (misfit) accettabile tra le curve di dispersione sperimentale e teorica.

Data la non unicità della soluzione, si raccomanda vivamente che durante il processo d'inversione vengano presi in considerazione dati sismici complementari (tempi di primo arrivo delle onde di volume, curva di polarizzazione) e le informazioni sul sito disponibili a priori. Infatti, soprattutto nei metodi di ricerca locale, il profilo risultante dall'inversione può dipendere fortemente dal modello iniziale assunto. Se le informazioni aggiuntive non sono disponibili, l'analista dovrebbe eseguire molteplici inversioni utilizzando diversi modelli di partenza (cioè varie parametrizzazioni di prova della stratificazione) al fine di giudicare l'affidabilità dell'inversione in funzione della variazione del modello di partenza. In questo quadro, i metodi di ricerca globale hanno il vantaggio di analizzare i diversi parametri di modello con approcci stocastici.

## 1.4 LIMITI DELLE PROVE PER ONDE SUPERFICIALI

### 1.4.1 NON UNICITÀ DELLA SOLUZIONE

La stima del profilo di velocità delle onde di taglio derivante dall'analisi delle onde superficiali richiede la soluzione di un problema inverso. Il risultato finale è influenzato dalla non unicità della soluzione in quanto diversi modelli possono fornire uno scarto simile rispetto ai dati sperimentali.

Inoltre, altre fonti d'incertezza aleatoria ed epistemica (ad esempio incertezza nei dati sperimentali, semplificazione connessa all'assunzione iniziale del modello elastico isotropo monodimensionale, parametrizzazione dello spazio dei modelli) influenzano l'affidabilità della soluzione. Pertanto, un unico profilo non rappresenta in genere una soluzione adeguata, poiché non fornisce una valutazione delle incertezze dovute ai dati disponibili e alla procedura di inversione. Potrebbero tuttavia esserci alcune condizioni in cui un singolo profilo sia sufficiente per la caratterizzazione di un sito, ad esempio quando la velocità aumenta gradualmente con la profondità e lo scopo principale dell'indagine è determinare la  $V_{s,30}$ .

La risoluzione spaziale dei modelli ottenuti è tipicamente variabile con la profondità: vicino alla superficie si può ottenere una ricostruzione molto dettagliata (identificazione anche di strati sottili), poiché normalmente le informazioni presenti nella banda ad alta frequenza sono elevate (specialmente nel caso di dati da sorgenti attive) e la sensibilità della curva di dispersione ai parametri di modello è alta; la risoluzione diminuisce invece notevolmente aumentando la profondità. Di conseguenza, gli strati più profondi e relativamente sottili non possono essere identificati e la precisione nella localizzazione delle interfacce di strato è scarsa in profondità.

### 1.4.2 VARIAZIONI LATERALI

Queste linee guida si limitano all'analisi dei dati delle onde superficiali per la stima dei profili di velocità delle onde di taglio con la profondità. Vengono presi in considerazione solo i modelli monodimensionali del sottosuolo, quindi queste procedure dovrebbero essere utilizzate per la caratterizzazione del sito solo quando non vi siano significative variazioni laterali delle proprietà sismiche e la superficie del terreno sia pianeggiante o leggermente inclinata.

### 1.4.3 MODI SUPERIORI

Il modo fondamentale non è sempre dominante nella propagazione delle onde superficiali e i modi superiori possono essere scambiati per modi fondamentali. Se i modi superiori non vengono individuati e considerati nell'analisi, possono verificarsi notevoli errori nel profilo di velocità stimato. D'altra parte, l'inversione congiunta del modo fondamentale e dei modi superiori migliora l'affidabilità del risultato finale perché i modi superiori rappresentano ulteriori informazioni indipendenti. In letteratura sono stati proposti diversi metodi per considerare i modi superiori, ma le procedure non sono ancora standardizzate e implementate nella maggior parte dei codici di calcolo in commercio. In realtà, le analisi per le strutture dispersive complesse devono essere adattate al caso specifico in analisi e richiedono analisti molto esperti. Alcuni dettagli sono forniti nell'**Appendice 5**.

Date le considerazioni di cui sopra, per evitare equivoci è necessario svolgere tutti i test relativi all'eterogeneità laterale e all'influenza dei modi superiori. Le raccomandazioni sono fornite nella **Sezione 3.2**.

## 1.5 Contenuto delle appendici

Al fine di abbreviare il documento, sono presentate nel corpo principale solo le tecniche più diffuse per l'analisi delle onde di Rayleigh. Ulteriori informazioni sono riportate nelle appendici, che forniscono suggerimenti pratici per l'acquisizione dei dati e complementi teorici.

- L'**Appendice 1** presenta alcuni esempi di modi teorici di propagazione di onde Rayleigh in un'ampia gamma di modelli di velocità delle onde di taglio, corrispondente alle condizioni tipiche che si verificano in sito (casi canonici).

Le **Appendici da 2 a 4** contengono informazioni pratiche al fine di facilitare l'esecuzione delle prove, in particolare per quanto riguarda l'acquisizione dei dati:

- L'**Appendice 2** riguarda la geometria dell'array per l'analisi delle vibrazioni ambientali;
- L'**Appendice 3** riguarda i test e le verifiche sulle apparecchiature;
- L'**Appendice 4** contiene esempi di schede tecniche per prove sia attive che passive.

Le **Appendici da 5 a 10** riguardano alcune possibili problematiche relative alle prove per onde superficiali e presentano strategie complementari per l'analisi dei dati, solo brevemente menzionate nel corpo principale del documento:

- l'**Appendice 5** fornisce dettagli sugli sviluppi più recenti che consentono di tenere conto dei modi superiori;
- l'**Appendice 6** riporta alcuni esempi di inversione congiunta con dati di sismica a rifrazione, sondaggi elettrici verticali e rilievi di microgravità;
- l'**Appendice 7** evidenzia il vantaggio di un'inversione congiunta della curva di dispersione e del rapporto spettrale orizzontale / verticale (H/V) delle vibrazioni ambientali;
- l'**Appendice 8** è dedicata all'analisi dell'onda di Love, che può essere utilizzata come tecnica di misurazione autonoma o, come avviene nella maggior parte dei casi, insieme all'analisi delle onde di Rayleigh;
- l'**Appendice 9** tratta le misurazioni passive su array lineari, definiti MASW passivi o ReMi;
- l'**Appendice 10** si occupa dell'attenuazione delle onde superficiali attraverso la stima delle proprietà dissipative del sottosuolo;
- l'**Appendice 11** propone un esempio di rapporto finale per la caratterizzazione di un sito, basato su un caso specifico.

02

**ACQUISIZIONE**

**I dati sperimentali per l'analisi delle onde superficiali sono serie** temporali del moto del terreno (registrazioni sismiche) misurate in un determinato numero di punti della superficie.

In questo capitolo si distingue tra acquisizioni attive e passive, poiché le procedure di misura sono molto diverse fra loro. Come accennato in precedenza, le acquisizioni attive e quelle passive possono essere utilizzate insieme per raccogliere informazioni su un'ampia gamma di lunghezze d'onda. Si raccomanda questo tipo di acquisizione complementare di dati se la profondità pianificata per l'analisi è maggiore di circa 20-25 m e se siano utilizzate solo sorgenti attive leggere. Sebbene sia possibile ottenere profili di  $V_s$  fino a 30 m di profondità utilizzando una mazza, riteniamo che ciò sia possibile solo nei sottosuoli più consistenti. Nei terreni soffici, la profondità d'indagine ottenibile con una mazza sarà probabilmente limitata a 15-20 m.

I dataset sismici possono essere raccolti utilizzando un'ampia scelta di geometrie di disposizione dei sensori. Nel caso si utilizzino sorgenti attive, la scelta abituale è di disporre i ricevitori in linea con la sorgente sismica. Per i test passivi si raccomandano invece disposizioni 2D dei sensori, dislocati sulla superficie del terreno, poiché il campo d'onda delle vibrazioni ambientale potrebbe propagarsi da qualsiasi direzione. Sebbene i test passivi siano spesso eseguiti anche con array lineari, avvisiamo gli analisti e gli utenti finali che per le misurazioni passive sono preferiti gli array 2D, assai più sicuri per l'ottenimento di profili di  $V_s$  affidabili. In un mezzo dispersivo, la conoscenza della direzione di propagazione dell'energia e la sua effettiva velocità di propagazione sono infatti dipendenti fra loro: una non può essere calcolata senza la conoscenza dell'altra. Poiché la direzione di propagazione non può essere determinata utilizzando una disposizione lineare dei sensori, l'effettiva velocità di fase non può essere verificata. Ulteriori informazioni sulle registrazioni passive con array lineari sono fornite nell'Appendice 9.

## 2.1 PROVE ATTIVE

La modalità di acquisizione più comune è costituita da ricevitori verticali equidistanti, allineati con la sorgente sismica. Questo layout è spesso definito metodo MASW (Multichannel Analysis of Surface Waves) e verrà illustrato in seguito. Un'altra comune (e più vecchia) tecnica attiva è il metodo dell'analisi spettrale delle onde superficiali (SASW), che utilizza solo due sensori.

### 2.1.1 STRUMENTAZIONE

**Sorgente:** l'energia fornita dalla sorgente sismica deve garantire un adeguato rapporto segnale/rumore (S/N) nella banda di frequenza richiesta, in base alla profondità di indagine prevista. Poiché la lunghezza d'onda è funzione sia della frequenza che delle caratteristiche di velocità del sito, è necessario fare un'ipotesi preliminare sulle velocità previste per definire la necessaria banda di frequenza della sorgente. Di conseguenza, in un terreno soffice saranno necessarie frequenze più basse per raggiungere la stessa profondità d'indagine rispetto ad un terreno rigido. Inoltre, in presenza di un netto contrasto di velocità a basse profondità, le ampiezze delle onde superficiali a bassa frequenza (grande lunghezza d'onda) sono fortemente ridotte e difficili da misurare, indipendentemente dalla sorgente sismica.

Per le prove per onde superficiali vengono generalmente utilizzate sorgenti vibranti azionate verticalmente o sorgenti a impatto con direzione verticale. Le prime forniscono un controllo accurato sulla banda di frequenza e un rapporto segnale/rumore molto

elevato nella banda di frequenza ottimale di funzionamento del vibratore sismico. Tuttavia questo tipo di sorgenti sono costose e non facilmente gestibili. Le sorgenti a impatto sono molto più economiche e consentono un'efficace acquisizione dei dati, poiché forniscono energia su un'ampia banda di frequenze.

I sistemi a caduta di peso e le masse accelerate verticalmente sono in grado di generare un elevato rapporto segnale/rumore e consentono di registrare lunghezze d'onda più grandi raggiungendo profondità d'indagine sino a diverse decine di metri.

Anche le cariche esplosive forniscono dati con elevato rapporto segnale-rumore su un'ampia banda di frequenze ma bisogna fare attenzione che, qualora siano collocate in un foro di sondaggio, la quantità di energia delle onde superficiali potrebbe essere limitata.

La sorgente più economica e comune è una mazza che colpisce una piastra metallica o direttamente la superficie del terreno. Il peso della mazza dovrebbe essere di almeno 5 kg; la mazza da 8 kg è la scelta più comune. Tuttavia, la sua limitata energia nelle basse frequenze (solitamente limitata a  $f > 8-10$  Hz) la rende una sorgente utile solo per array di lunghezza relativamente ridotta (si veda 2.1.2), restringendo la profondità d'indagine a poche decine di metri al massimo (in genere una o due). Ad esempio, una mazza non è solitamente adeguata per una prospezione che debba raggiungere 30 m di profondità in un sito contraddistinto da sedimenti soffici. Se una singola sorgente non è in grado di fornire energia sufficiente sull'intera banda di frequenza richiesta, è necessario pianificare acquisizioni con diverse sorgenti. In realtà questo può essere l'approccio preferito in molte indagini, in cui viene utilizzato un piccolo martello sismico per ottenere dati di dispersione ad alta frequenza/piccole lunghezze d'onda e la caduta di un peso per ottenere i dati di dispersione a frequenze più basse / grandi lunghezze d'onda. Come per qualsiasi prova sismica attiva, il rapporto segnale/rumore può essere migliorato con uno stack (somma di diverse acquisizioni) di più colpi.



**FIGURA 4**  
Esempio di sorgenti a impatto verticale. A sinistra: mazza da 5 kg; a destra: caduta di un peso.

**Ricevitori:** per l'acquisizione dei dati delle onde di Rayleigh vengono in genere utilizzati dei geofoni verticali. La frequenza naturale dei geofoni deve essere adeguata a campionare la banda di frequenza attesa senza distorsioni causate dalla risposta del sensore. In determinati casi i geofoni possono essere utilizzati al di sotto della loro frequenza naturale; tuttavia, va ricordato che la risposta del geofono non è lineare e che ogni geofono ha uno sfasamento di 180 gradi rispetto alla sua frequenza di risonanza, quindi possono verificarsi alcune distorsioni di fase al di sotto della frequenza di risonanza.

Tuttavia, l'uso di più ricevitori produce una mitigazione degli errori indotti dalle distorsioni di fase, estendendo potenzialmente la banda di frequenza utilizzabile a circa la metà della frequenza naturale dei geofoni. Questa estensione deve essere comunque attentamente controllata attraverso la calibrazione dei sensori e/o la verifica dei dati nel dominio della frequenza. Per profondità di indagine contenute (ad esempio 30 m), sono generalmente adatti i geofoni con una frequenza naturale di 4,5 Hz. È improbabile che geofoni a frequenza naturale più alta (ad esempio da 10 a 14 Hz) risultino affidabili per indagini a profondità superiori ai circa 10-15 m. Nelle acquisizioni attive, possono anche essere utilizzati alcuni tipi di accelerometri come valida alternativa ai geofoni, poiché essi forniscono una risposta piatta in bassa frequenza, sebbene siano solitamente meno sensibili.

È necessario applicare la normale diligenza nel disporre i ricevitori, assicurando un adeguato contatto con il terreno. Quando sia possibile, i ricevitori devono essere ben infissi tramite la loro punta e l'erba alta sotto al sensore dovrebbe essere rimossa. Nei test su superfici dure, i sensori possono essere disposti a terra usando una piastra di base. Bisogna prestare attenzione affinché i sensori siano livellati e, per quanto possibile, evitare il posizionamento dei sensori direttamente al di sopra di sottoservizi. Inoltre, in caso di maltempo i ricevitori devono essere protetti dalla pioggia.



**FIGURA 5**

Esempi di geofoni da 4,5 Hz. A sinistra: geofono orizzontale con la punta infilata nel terreno. A destra: geofono verticale montato su treppiedi per un buon contatto su superfici rigide.

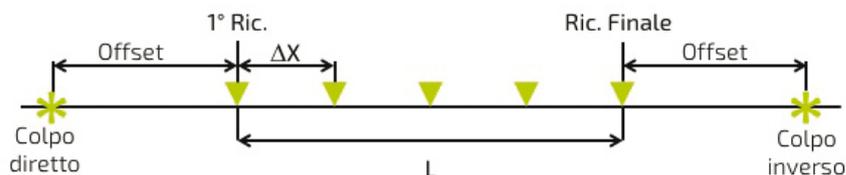
**Dispositivo di acquisizione dati:** si possono utilizzare apparecchi diversi per la digitalizzazione dell'uscita analogica dei geofoni e la registrazione dei segnali. La scelta più comune è l'uso di sismografi multicanale, specificamente progettati per le acquisizioni sismiche. Tuttavia, si deve considerare che essi sono solitamente concepiti per altre tipologie di indagini geofisiche (ad esempio indagini di sismica a riflessione/rifrazione) e possono presentare qualche limite sulla banda di frequenza utilizzabile, come in genere specificato nelle loro schede tecniche. È necessario verificare che queste limitazioni non influiscano sulla raccolta dei dati delle onde superficiali, specialmente con riferimento al limite di bassa frequenza.

**Sistema di trigger:** un sistema di trigger adeguato, ad esempio con una chiusura elettrica a contatto o un *hammer switch*, è assolutamente necessario se viene effettuato uno stack (somma di diverse acquisizioni) di più dati sismici durante l'acquisizione per migliorare il rapporto segnale/rumore o per alcune procedure a stazione singola. Tuttavia, se lo stacking non viene effettuato sul campo, l'accuratezza del sistema di trigger non è in genere un problema poiché vengono analizzati i tempi di viaggio incrementali (le differenze di fase) delle onde superficiali piuttosto che il tempo di arrivo.

## 2.1.2 LAYOUT DELL'ACQUISIZIONE

Il layout dell'acquisizione si basa su un array lineare di ricevitori, con la posizione della sorgente in linea. La geometria viene quindi definita dalla lunghezza dell'array ( $L$ ), dalla distanza fra i ricevitori ( $\Delta X$ ) e dall'offset della sorgente (**figura 6**). Lo spazio fra i ricevitori viene solitamente mantenuto costante lungo la linea, anche se sono possibili altre soluzioni per ottimizzare l'acquisizione di bande di alta e bassa frequenza.

**FIGURA 6**  
Geometria per acquisizione attiva.  
 $L$  - lunghezza dell'array  
 $\Delta X$  - distanza fra i ricevitori.

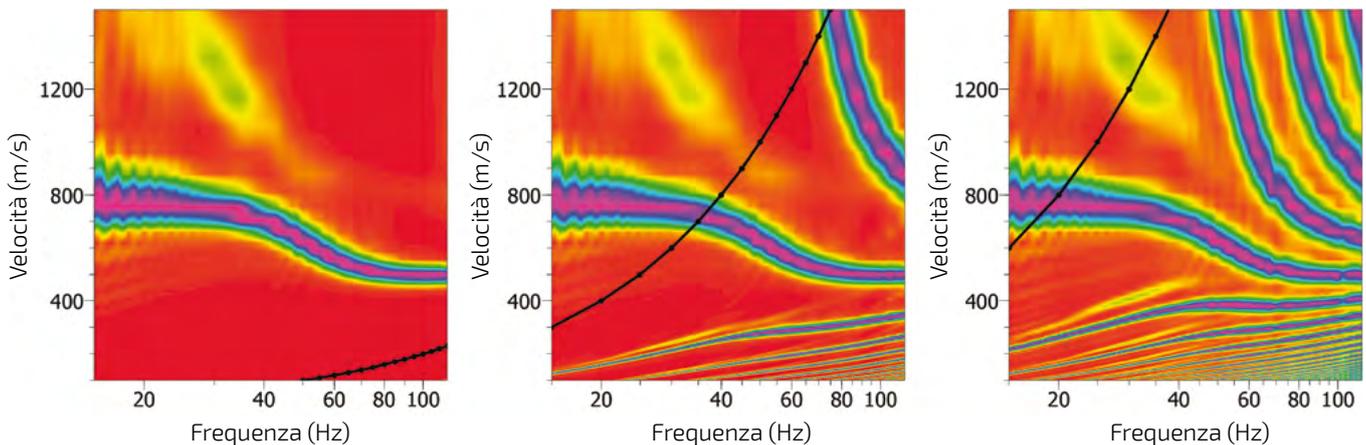


**Lunghezza dell'array:** la lunghezza dell'array ( $L$  nella **figura 6**) dovrebbe essere sufficiente a ottenere un affidabile campionamento di grandi lunghezze d'onda (associate alla propagazione di componenti a bassa frequenza) e un'adeguata risoluzione nel dominio del numero d'onda. Se durante l'elaborazione viene applicata ai dati una trasformata frequenza-numero d'onda ( $f(k)$ ), la lunghezza massima dell'array controlla la risoluzione nel numero d'onda: più lungo è l'array, più alta sarà la risoluzione nel numero d'onda e più basso il minimo numero d'onda osservabile (quindi sarà più grande la massima lunghezza d'onda rilevata). Altri avanzati algoritmi di elaborazione non sono limitati da questo rapporto tra la lunghezza dell'array e la massima lunghezza d'onda (si vedano le **sezioni 3.1.1 e 3.2.4**), in quanto il risultato dipende anche dalle caratteristiche delle registrazioni. Inoltre, la relazione tra massima lunghezza d'onda e massima profondità predeterminata non è banale, poiché il risultato dipende fortemente dalla velocità del sito.

La normale regola empirica è che la lunghezza dell'array sia almeno uguale alla massima lunghezza d'onda desiderata, che corrisponde più o meno al doppio della profondità d'indagine desiderata. Per un approccio più conservativo, si suggerisce una lunghezza dell'array più lunga di due o tre volte rispetto alla profondità massima di indagine desiderata. Ciò significa una lunghezza da 60 a 90 m quando si vuole ottenere un profilo di velocità fino a 30 m di profondità.

Bisogna fare attenzione quando si prevedono variazioni laterali nel sito, perché esse possono influenzare più facilmente gli array lunghi.

**Spaziatura fra i ricevitori:** la spaziatura tra ricevitori ( $\Delta X$  nella figura 6) dovrebbe essere adeguata per campionare in modo affidabile le piccole lunghezze d'onda che sono associate alla propagazione di onde ad alta frequenza, necessarie per ottenere una buona risoluzione nella parte più superficiale del terreno (distanza tra ricevitori dell'ordine di pochi metri, con le usuali sorgenti attive). I segnali con lunghezza d'onda inferiore a  $2 \cdot \Delta X$  saranno soggetti ad aliasing spaziale (teorema di campionamento di Shannon-Nyquist, si veda figura 7). L'aliasing può impedire la corretta identificazione delle curve di dispersione alle alte frequenze, in particolare quando sono sollecitati i modi superiori. È quindi preferibile progettare l'array in base alla lunghezza d'onda minima prevista nel segnale, che dipende principalmente dalla sorgente sismica scelta e dalla velocità del sito. I valori suggeriti di spaziatura fra i ricevitori per la caratterizzazione in prossimità della superficie vanno da 0,5 m a 4 m.



**FIGURA 7**  
Influenza della distanza fra i ricevitori sull'energia dell'aliasing: esperimenti numerici (senza attenuazione). Array di geofoni da 11 a 200 m, distanziati di **a)** 1 m (190 ricevitori), **b)** 10 m (19 ricevitori), **c)** 20 m (10 ricevitori). Le curve nere indicano il limite da cui le lunghezze d'onda più piccole (cioè le frequenze più alte) sono soggette all'aliasing.

**Numero di ricevitori:** il numero di ricevitori desiderato dovrebbe derivare dal rapporto tra la lunghezza dell'array e la distanza fra i ricevitori. Spesso il numero di ricevitori è limitato dall'attrezzatura disponibile e ciò impone un compromesso fra distanza tra ricevitori e lunghezza dell'array.

I metodi di analisi delle onde superficiali richiedono un minimo di due ricevitori (la procedura a due stazioni del metodo SASW). In questo caso, la spaziatura tra i ricevitori aumenta in modo incrementale durante il rilievo. Questo tipo di metodologia è però soggetta a errori d'interpretazione dei modi, pertanto richiede l'analisi del modo effettivo.

Le incertezze sulla curva di dispersione dipendono dal numero di ricevitori. In teoria, in assenza di smorzamento intrinseco dei materiali, maggiore è il numero di ricevitori più chiara sarà l'immagine di dispersione risultante. Tuttavia, le alte frequenze vengono rapidamente smorzate con l'aumento della distanza dalla sorgente (gli effetti di campo lontano) e questa perdita di dati ad alta frequenza può causare una perdita di chiarezza nell'immagine di dispersione se vengono usati troppi ricevitori. L'accuratezza della curva di dispersione può anche essere influenzata dal numero di ricevitori (un numero più alto di ricevitori renderà infatti trascurabile la distorsione di fase di pochi ricevitori).

Si raccomanda di utilizzare un minimo di 24 ricevitori per garantire un adeguato campionamento spaziale del campo d'onda. Non è insolito acquisire i dati MASW usando 48 ricevitori, poiché ciò dà la possibilità di scegliere fra una piccola distanza tra i ricevitori per determinare la velocità degli strati più in superficie e un lunga serie di ricevitori per

spingersi a maggiore profondità. Se sono disponibili solo 12 geofoni, è possibile utilizzare più acquisizioni con diverse sorgenti e/o posizioni dell'array per formare un singolo dataset sismico più lungo. Dovrebbero essere adoperate comunque procedure adeguate per verificare le eventuali distorsioni di fase e le conseguenze delle variazioni laterali.

**Posizione della sorgente:** teoricamente, una singola posizione della sorgente a una certa distanza dal primo ricevitore dell'array può essere sufficiente a ottenere dati di dispersione in una larga banda di frequenza. In realtà, l'offset della sorgente (**figura 6**) dovrebbe essere individuato in base a un compromesso tra la necessità di evitare gli effetti di campo vicino (vedere le **sezioni 1.2.4**), circostanza che richiede un offset maggiore, e l'opportunità di preservare le componenti ad alta frequenza che sono fortemente attenuate dalla distanza (cioè dagli effetti di campo lontano).

Gli effetti di campo vicino possono causare una distorsione nella stima della velocità di fase per componenti a bassa frequenza e un bias nella velocità di fase a valori inferiori. Diversi studi in passato hanno fornito indicazioni su questo problema, ma non è stato raggiunto il consenso generale per definire una regola per evitare gli effetti di campo vicino nell'analisi multi-stazione delle onde superficiali. Si consiglia di adottare valori di offset della sorgente da tre a cinque volte la distanza fra i ricevitori, a condizione che la sorgente sia in grado di garantire un buon rapporto segnale/rumore per i ricevitori più lontani.

Come indicazione minima, si suggerisce di effettuare due energizzazioni della sorgente ai lati dell'array (vedi **figura 6**) (colpo diretto e inverso). In un mezzo stratificato soggetto solo all'energia delle onde superficiali, la curva di dispersione è indipendente dalla posizione della sorgente e dei ricevitori e le curve di dispersione derivanti dai colpi diretti e inversi sono uguali. Quando sono presenti variazioni laterali nel sottosuolo, l'analisi del colpo diretto e inverso fornisce generalmente curve di dispersione sperimentali distinte per la diversa distribuzione di energia sulle frequenze da un lato all'altro ed a causa dell'influenza dell'attenuazione che può attribuire un peso predominante alla struttura vicino alla sorgente. Questo può essere un utile indicatore della conformità di un sito all'ipotesi monodimensionale di mezzo stratificato orizzontalmente, che è alla base delle procedure di analisi delle onde superficiali (si veda la **sezione 3.3.1**).

Potrebbe essere utile ripetere l'acquisizione con più offset di colpi diretti e inversi e diversi tipi di sorgente. L'abbondanza di dati può aiutare a valutarne la qualità e a quantificare l'incertezza della dispersione (si veda **3.4**). In particolare, diversi offset sono estremamente rilevanti per valutare l'influenza degli effetti del campo vicino sulla curva di dispersione sperimentale stimata (si veda **3.3.2**). In siti che sono difficili da caratterizzare, possono anche essere necessarie curve di dispersione derivanti da più posizioni delle sorgenti, al fine di sviluppare una curva di dispersione su una sufficiente banda di frequenza/lunghezza d'onda.

Due colpi vicini a ciascun ricevitore all'estremità e uno o più colpi a metà dell'array (ad esempio un colpo al centro) possono anche essere utili per l'analisi dei dati di sismica al fine di acquisire informazioni sulle velocità dell'onda di compressione, di localizzare potenzialmente la falda freatica e di rilevare le forti variazioni laterali lungo la linea d'indagine.

La somma di più energizzazioni per una medesima posizione della sorgente (stack) incrementa il rapporto segnale/rumore e quindi migliora la stima della velocità di fase.

Un classico stacking nel dominio del tempo può essere utilizzato solo se il sistema di trigger è sufficientemente accurato e che la cancellazione di fase associata all'errore di trigger non sia un problema. Tuttavia, la non perfetta ripetibilità della sorgente può ancora determinare qualche cancellazione di fase, in particolare per i modi superiori. Viene quindi suggerito lo stacking nel dominio f-k (frequenza/numero d'onda).

**Esempio:** caratterizzazione di sedimenti poco profondi (velocità media dell'onda di taglio prevista intorno ai 300 m/s) con una profondità investigativa desiderata di 30 m, in un sito accessibile con traffico medio (circa 10 auto/min) a 200 m di distanza:

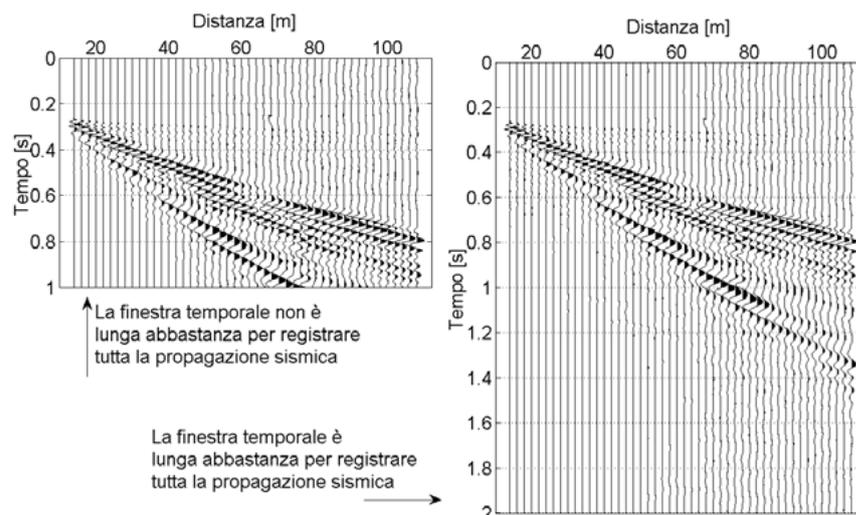
- **Lunghezza minima dell'array** =  $1,5 \cdot$  lunghezza d'onda massima desiderata  $\approx 3 \cdot$  profondità investigativa desiderata =  $3 \cdot 30 \text{ m} = 90 \text{ m}$ .
- **Sorgente:** rilascio di peso accelerato (una mazza può richiedere uno stacking significativo).
- **Spaziatura tra i ricevitori** =  $\frac{1}{2} \cdot$  lunghezza d'onda minima prevista =  $\frac{1}{2} \cdot$  velocità minima prevista / frequenza massima prevista =  $\frac{1}{2} \cdot 270/50 \approx 2 \text{ m}$ .
- **Numero di ricevitori** = (lunghezza dell'array/distanza fra i ricevitori) + 1 = 46. Arrotondato a 48.
- **Posizioni della sorgente:** colpi su entrambi i lati a 2 m, 5 m, 10 m e 20 m (se lo spazio è disponibile) + un colpo al centro.

### 2.1.3 PARAMETRI DI ACQUISIZIONE

**Frequenza di campionamento:** la frequenza di campionamento influisce sulla banda di frequenza rilevata. Il teorema di Nyquist stabilisce che la minima frequenza di campionamento (l'inverso dell'intervallo di campionamento) deve essere maggiore del doppio della frequenza massima che si desidera osservare. Per l'analisi delle onde superficiali in ambito geotecnico, nella maggior parte dei casi è adeguato un intervallo di campionamento di 2 ms (frequenza di campionamento di 500 Hz). Per il picking dei primi arrivi dell'onda P, da utilizzare per l'analisi della rifrazione sismica, dovrebbero essere invece utilizzate frequenze di campionamento più elevate (ad esempio 2-4 kHz). Questo tipo di analisi può fornire informazioni utili (ad esempio la posizione della falda freatica) e non sarebbe sufficientemente accurata con 2 ms di intervallo di campionamento. La posizione della falda freatica aiuta a definire i parametri a priori sulla velocità dell'onda P o il coefficiente di Poisson degli strati nella soluzione del problema inverso (si veda la [Sezione 4.2.4](#)).

**Finestra temporale:** deve essere abbastanza lunga da registrare l'intero treno di onde superficiali. Di solito 2 s sono sufficienti per la maggior parte degli array, ma si consiglia di utilizzare finestre più lunghe nei test su sedimenti soffici (formazioni a bassa velocità sismica). È buona norma controllare visivamente il segnale sismico registrato durante l'acquisizione dei dati per far sì che la lunghezza della registrazione sia sufficiente ([figura 8](#)). Poiché l'analisi delle onde superficiali viene eseguita nel dominio delle frequenze, nell'acquisizione può essere una buona pratica utilizzare un tempo di pre-trigger (ad esempio da -0,1 a -0,2 s) in base al diverso tipo di analisi, per semplificare l'applicazione delle tecniche di filtraggio volte a mitigare le perdite durante l'elaborazione del segnale.

**FIGURA 8**  
Esempio di diverse finestre temporali con un tempo di pre-trigger di -0,2s (dati dal sito Mirandola, progetto InterPACIFIC).



## 2.1.4 RIEPILOGO DEI PARAMETRI DI ACQUISIZIONE SUGGERITI PER LE PROVE ATTIVE

La **tabella 1** fornisce un riepilogo dei tipici parametri di acquisizione per le indagini MASW e il loro effetto sui risultati. Naturalmente, questi parametri dipendono dall'obiettivo delle prove e dalle specificità del sito, quindi devono essere adattati a ciascun caso specifico.

PARAMETRI	NOTAZIONE	VALORI SUGGERITI	IMPLICAZIONI TEORICHE
Spaziatura del geofono	$\Delta x$	da 1 a 4 m	Aliasing $\rightarrow$ abituale lunghezza d'onda minima misurabile $\lambda_{\min} \sim 2\Delta x$ Spessore minimo dello strato superficiale / profondità $P_{\min} \sim \lambda_{\min} / 3$ a $\lambda_{\min} / 2$
Lunghezza dell'array	L	Da 23 a 96 m	Lunghezza d'onda massima $\lambda_{\max} \sim L$ Profondità investigativa massima prevista $P_{\max} \sim \lambda_{\max} / 3$ a $\lambda_{\max} / 2$
Numero di geofoni	N	24 o 48	Qualità dell'immagine di dispersione
Offset tra la sorgente e il 1° geofono	$x_1$	da 5 a 20 m	Effetti di campo vicino e campo lontano Si consiglia fortemente di diversificare i colpi in diverse localizzazioni
Intervallo di campionamento	$\Delta t$	0,500 ms	Frequenza Nyquist/Shannon $f_{\max} = 1 / 2\Delta t = 1000$ Hz Picking dei primi arrivi (per analisi di rifrazione)
Frequenza di campionamento	$f_s = 1 / \Delta t$	2000 Hz	Frequenza Nyquist/Shannon $f_{\max} = f_s / 2 = 1000$ Hz
Lunghezza di registrazione post-trigger (finestra temporale)	T	2s	Registra l'intero treno di onde superficiali
Lunghezza di registrazione pre-trigger		da -0,1 a -0,2 s	Attenuazione delle perdite durante l'elaborazione

**TABELLA 1**

Parametri suggeriti per le prove MASW.

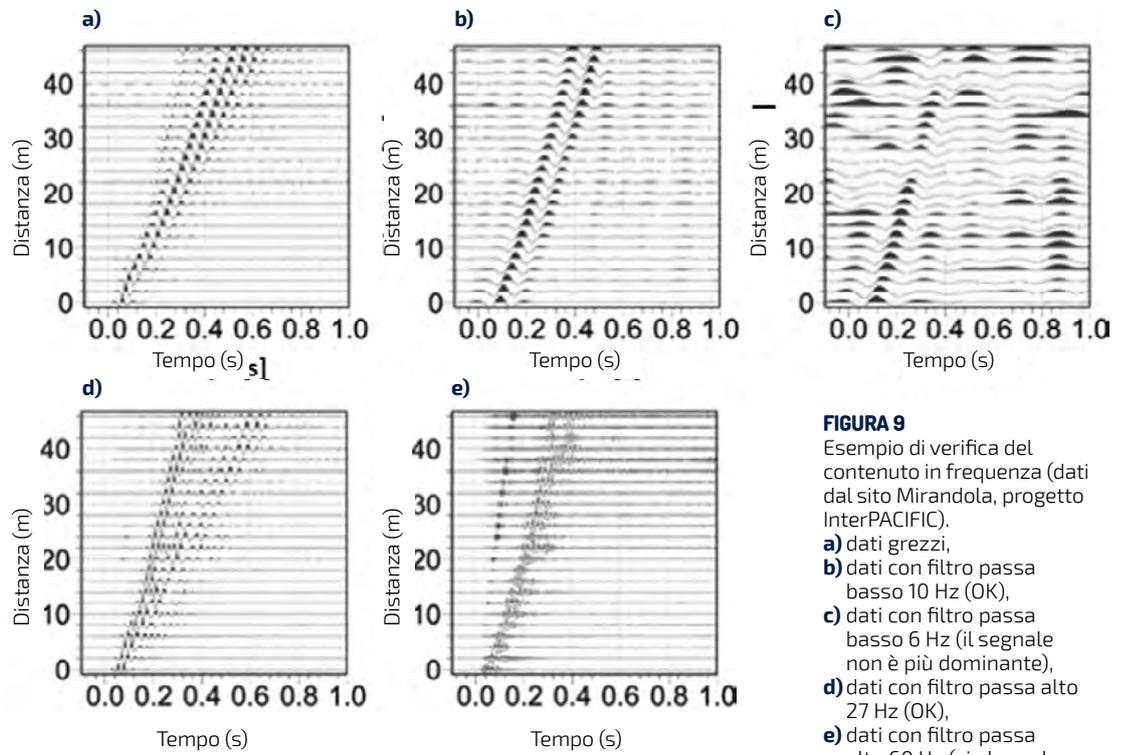
## 2.1.5 CONTROLLO DELLA QUALITÀ DEL SEGNALE

La qualità del segnale dovrebbe essere sempre controllata con attenzione. Durante l'acquisizione dei dati è sempre richiesto quantomeno il seguente controllo visivo di base sui dati per assicurarsi:

- che tutti i sensori stiano correttamente registrando e siano correttamente disposti a terra (forme d'onda simili sui ricevitori vicini l'uno all'altro),
- che la finestra temporale contenga l'intero treno di onde superficiali, se possibile con un pre-trigger sufficiente,
- che il rapporto complessivo segnale/rumore sia buono (il classico pattern conico delle onde superficiali sia visibile per tutti i colpi con una buona ripetibilità).

L'applicazione degli ulteriori controlli di qualità sul campo può inoltre consentire all'equipe preposta alle indagini di adattare l'acquisizione dei dati ai risultati richiesti, ma gli strumenti numerici necessari potrebbero non essere sempre disponibili.

**Contenuto in frequenza:** l'analisi dei segnali nel dominio della frequenza può aiutare a identificare la banda di frequenza utilizzabile. In particolare è possibile valutare il contenuto energetico applicando filtri passa basso con soglie di frequenza decrescenti per valutare il limite inferiore di frequenza dei dati utilizzabili e filtri passa alto con soglie di frequenza crescente per valutare il limite superiore della frequenza (**figura 9**).

**FIGURA 9**

Esempio di verifica del contenuto in frequenza (dati dal sito Mirandola, progetto InterPACIFIC).

- a)** dati grezzi,
- b)** dati con filtro passa basso 10 Hz (OK),
- c)** dati con filtro passa basso 6 Hz (il segnale non è più dominante),
- d)** dati con filtro passa alto 27 Hz (OK),
- e)** dati con filtro passa alto 60 Hz (sia le onde superficiali che le onde sonore (air waves) sono dominanti, ma la forma delle onde superficiali cambia molto attraverso l'array).

**Rapporto segnale/rumore:** In linea teorica, sarebbe buona pratica valutare quantitativamente il rapporto segnale/rumore su ciascun ricevitore e scartare le tracce con valori inferiori a circa 10 dB. Il livello di rumore può essere quantificato con registrazioni specifiche delle vibrazioni ambientali di fondo (cioè un'acquisizione con lo stesso array e con gli stessi parametri di acquisizione senza attivazione della sorgente).

In alternativa, può essere estratto da porzioni delle registrazioni attive non influenzate dal campo d'onda attivo (ad esempio la finestra pre-trigger 0-0.2s o la finestra post-evento 1.8-2s nella **figura 8**), sebbene ciò non sia raccomandabile perché il rumore è un processo stocastico e l'utilizzo di una finestra temporale troppo stretta per stimare le sue caratteristiche spettrali potrebbe condurre a interpretazioni errate. Tuttavia è raro che questo tipo di valutazioni vengano effettuate sul campo, poiché non sono previste nei comuni software di analisi delle onde superficiali.

## 2.2 PROVE PASSIVE

Nelle prove passive, le vibrazioni ambientali vengono registrate senza necessità di una sorgente sismica artificiale appositamente pianificata. Le vibrazioni del suolo sono causate da fenomeni naturali (onde oceaniche, vento sugli alberi, micro-sismicità, ecc ...) e da attività umane (traffico, costruzioni o attività industriali, ecc ...). In genere, le basse frequenze sono generate da fenomeni naturali su larga scala, mentre le alte frequenze provengono da sorgenti locali, spesso attività antropiche.

In generale, l'analisi della qualità di un'indagine passiva è più complessa rispetto a quella di una attiva. Non esiste una semplice regola in grado di prevedere con certezza quale tipo di sensore o quale numero di sensori sia necessario, quale geometria sia sufficiente, ecc. Spesso il termine rumore ambientale è usato impropriamente per definire le vibrazioni ambientali raccolte durante le indagini passive. In realtà, è necessario definire chiaramente il concetto di "rumore" e "segnale" nelle registrazioni passive: "segnale" è ciò che desideriamo analizzare e "rumore" è ciò che disturba la nostra elaborazione.

Nelle tecniche passive, il "rumore" deriva da:

1. effetti che non sono direttamente associati alla propagazione delle onde:
  - rumore autoindotto del sensore (non sismico);
  - agenti meteorologici sul sensore (vento, pioggia, fluttuazione termica ...);
  - cattiva disposizione del sensore sul terreno;
2. caratteristiche di propagazione dell'onda che non vengono prese in considerazione nell'analisi:
  - treno di onde superficiali che non può essere approssimato come onda piana in relazione alla dimensione dell'array (sorgenti troppo vicine o all'interno dell'array);
  - componenti dell'onda dei volume.

Nelle tecniche per array passivi, il "segnale" è:

- onde di Rayleigh (e possibilmente di Love) che originano da sorgenti distanti (per soddisfare l'approssimazione dell'onda piana al sito dell'array).

Il "segnale" (livello di vibrazione ambientale) nei metodi passivi è assai variabile da un sito all'altro. Questa variabilità condiziona la possibilità di ottenere risultati affidabili. Quando viene eseguito un rilevamento passivo in un sito in cui le vibrazioni ambientali sono forti, coerenti e dominate dalle componenti dell'onda superficiale, è allora possibile ottenere risultati affidabili con un numero piuttosto limitato di sensori e un tempo di registrazione relativamente breve. Al contrario, nei siti "difficili" (dove sono presenti poche sorgenti di rumore e il campo d'onda è assai poco coerente), è necessario un gran numero di sensori sensibili con un'ottimale installazione e disposizione al suolo, oltre a lunghi tempi di registrazione.

Le indagini passive consentono di misurare la dispersione da basse frequenze (in genere da 0,2 a 5 Hz) a frequenze intermedie (in genere da 10 a 30 Hz), cioè da lunghezze d'onda grandi (solitamente da 200 a 2000 m) a lunghezze d'onda piccole (in genere da 5 a 80 m), tali valori indicativi dipendono però dalla localizzazione dell'array rispetto alla posizione delle sorgenti sismiche, dall'attenuazione tra le sorgenti (sconosciute) e il punto in cui si effettua la prova, dalla velocità (e dall'attenuazione) del sito e dalle modalità dell'acquisizione (attrezzatura, geometria e dimensione dell'array).

Per i test passivi, si raccomandano array 2D di sensori distribuiti sulla superficie del terreno, poiché si prevede che il campo d'onda di vibrazione ambientale si propaghi da direzioni diverse e sconosciute.

## 2.2.1 STRUMENTAZIONE

**Sensori:** i sensori verticali sono adatti all'acquisizione passiva delle onde di Rayleigh quando l'obiettivo principale è l'individuazione della curva di dispersione. I sensori a tre componenti sono utilizzati per la valutazione del rapporto spettrale H/V o della dispersione di onde di Rayleigh e Love (vengono analizzati sia componenti orizzontali che verticali). La frequenza naturale dei sensori deve essere sufficientemente bassa rispetto alla profondità prevista dall'indagine, che è inoltre correlata alla dimensione e alla geometria dell'array.

Come regola generale, i geofoni con frequenza naturale di 4,5 Hz (o inferiore) (come quelli utilizzati per l'analisi MASW e mostrati nella **figura 5**) sono in genere adatti ad analizzare le decine di metri più in superficie di un terreno, se il livello di vibrazione ambientale è elevato.

**FIGURA 10**  
Esempio di sismometro 3D a 30 s utilizzato per misurazioni passive (a destra: sensore 3D, livellato, orientato, collegato alla sua batteria e dotato di un'antenna per la connessione wireless col registratore di dati centrale; a sinistra: GPS per la sincronizzazione, collocato nella custodia).



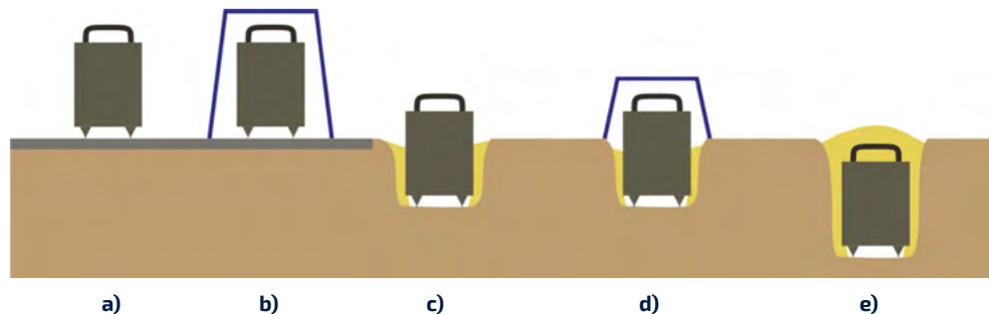
Tuttavia, le indagini passive sono spesso finalizzate alla caratterizzazione del profilo di velocità molto in profondità e pertanto i velocimetri/sismometri (ad esempio la **figura 10**) con periodi di 1s, 5s o 30s sembrano essere quelli più adatti a questo scopo. L'uso di velocimetri/sismometri è il più appropriato anche a frequenze più elevate nei siti in cui il livello di vibrazione ambientale è più basso, poiché questi sensori sono più sensibili dei geofoni. Tuttavia va notato che alcuni sensori a lungo periodo e a banda larga richiedono un'attenzione particolare nella disposizione (livellamento perfetto, lungo tempo di stabilizzazione del sistema di feedback) e nell'elaborazione dei dati (appropriato filtraggio passa alto prima di effettuare una finestratura del segnale), il che li rende meno adatti ai rilevamenti commerciali e agli utenti non esperti. Nella maggior parte dei casi l'uso di un sismometro a periodo intermedio è un buon compromesso. L'uso degli accelerometri dovrebbe essere evitato poiché al momento non sono sufficientemente sensibili per i siti che presentano vibrazioni ambientali di bassa ampiezza. L'**Appendice 3** fornisce alcuni esempi e raccomandazioni per valutare l'efficacia dei sensori.

**Collocazione del sensore:** la collocazione del sensore è molto importante per limitare i problemi derivanti da rumori indesiderati dovuti agli agenti atmosferici (vento o pioggia sui sensori), o alla posizione instabile, ecc.

Sono possibili diverse collocazioni (**figura 11**), dal semplice posizionamento del sensore su un marciapiede sino al completo interrimento. Il sensore può anche essere protetto dal vento e dalla pioggia utilizzando una scatola di plastica (sufficientemente "zavorrata" per evitare qualsiasi vibrazione della scatola stessa). Quando il sensore viene interrato, il terreno circostante dovrebbe essere compattato per garantire un contatto pienamente efficace. I migliori risultati si ottengono quando i sensori sono interrati almeno per metà della loro altezza (come negli esempi mostrati in **figura 10 c - e**), anche se ciò comporta

un maggior tempo d'installazione. L'influenza dell'installazione del sensore sui segnali registrati dipende dalla frequenza di eccitazione (si veda la [figura 41](#) nell'[Appendice 3](#)).

**FIGURA 11**  
Diverse possibili  
collocazioni di  
sismometri per  
misurazioni di  
vibrazioni ambientali,  
che vanno dalla meno  
ottimale  
**a)** alla più ottimale  
**e)** per l'acquisizione di  
dati di alta qualità.



**Data logger:** vista la necessità di disporre array 2D di sensori dalle grandi dimensioni, si dovrebbero preferire le soluzioni stand-alone o wireless rispetto alle comuni apparecchiature geofisiche, che richiedono l'uso di cavi sismici per collegare i geofoni al dispositivo di acquisizione. Molto spesso viene utilizzato un datalogger specifico per ogni geofono/sensore e l'acquisizione è sincronizzata con GPS e tecnologie wireless.

**Posizione esatta:** Poiché le distanze vengono utilizzate per le misurazioni della velocità, è necessario misurare la posizione esatta di ciascun sensore rispetto all'altro (con una precisione di posizionamento di almeno il 5% della distanza minima fra i sensori). La precisione del dispositivo di posizionamento da utilizzare dipende fortemente dalla gamma di lunghezze d'onda dell'indagine e di conseguenza dalla dimensione dell'array.

Per array di grandi dimensioni (ad esempio dal diametro superiore a circa 200~300 m), di solito è sufficiente utilizzare un sistema GPS standard, sia stand-alone che integrato nel sismometro. Per gli array più piccoli è invece opportuno utilizzare un dispositivo di misurazione più accurato, come un GPS differenziale (con stazione base georeferenziata o variabile) e i teodoliti. L'uso del metro a nastro è possibile solo in configurazioni molto piccole e per array lineari.

**Sensore 3C per H/V:** nel caso di misurazioni effettuate con sensori verticali, l'inclusione di almeno un geofono o un sismometro a tre componenti, in genere collocato al centro dell'array, consente di ottenere informazioni aggiuntive tramite l'analisi dei rapporti spettrali orizzontali-verticali (H/V o HVSR, si veda [Appendice 7](#)), in particolare per la caratterizzazione delle interfacce in profondità. In alternativa, si possono ottenere le medesime informazioni con una misurazione effettuata da una stazione singola indipendente con uno specifico strumento a tre componenti, posizionato vicino alla posizione dell'array.

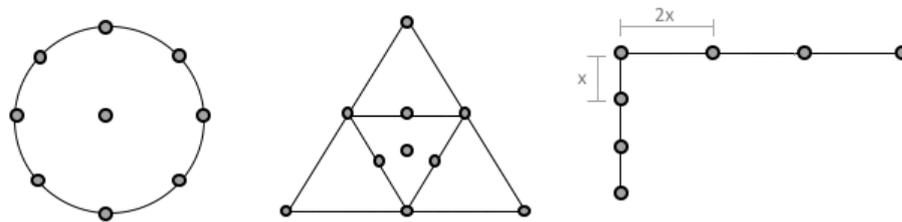
## 2.2.2 LAYOUT DI ACQUISIZIONE

Il layout di acquisizione deve soddisfare i requisiti delle tecniche di elaborazione adottate per stimare la curva di dispersione (vedi la [sezione 3.2.1](#)). Di seguito, descriviamo le geometrie più comuni.

**Geometria dell'array:** nel campo d'onda delle vibrazioni ambientali, le posizioni delle sorgenti sono generalmente sconosciute. Per questo motivo si raccomandano geometrie di array 2D prive di direzione preferenziale (ad esempio circolari o triangolari, si veda [figura 12](#)), che conferiscono all'array una sensibilità uniforme al campo d'onda in ingresso nell'array da direzioni diverse. Sono possibili anche forme a T o L, soprattutto in siti urbani e complessi in cui la presenza di ostacoli può limitare lo stendimento di array più articolati. In questi casi si raccomanda di verificare attentamente la teorica risposta dell'array (si rimanda agli esempi nell'[Appendice 2](#)) e la presenza delle prevalenti sorgenti direzionali del campo d'onda.

La scelta di una specifica geometria è frutto di un compromesso tra il numero di sensori a disposizione, il livello di vibrazione ambientale nel sito in oggetto e il tempo operativo disponibile. Ulteriori informazioni sono fornite nell'**Appendice 2**.

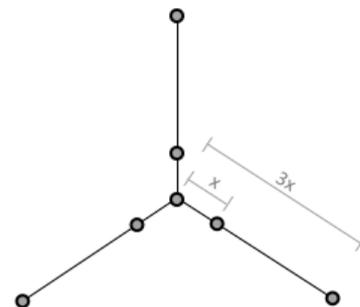
Al contrario, si sconsiglia fortemente l'uso di array lineari come ad esempio nella tecnica Refraction Microtremor (ReMi) (**Appendice 9**). L'uso di un array lineare sottintende l'ipotesi di una distribuzione isotropica e omogenea delle sorgenti sismiche passive attorno al sito, oppure la presenza di sorgenti passive in linea con la direzione dell'array. Poiché non è possibile verificare la coerenza di tali ipotesi utilizzando i dati di un array lineare, i risultati possono essere fortemente alterati in caso di sorgenti non omogenee attorno al sito testato oppure di una propagazione direzionale fortemente disallineata.



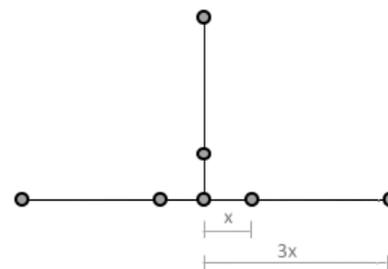
a. Disposizione circolare

b. Triangoli inscritti

c. Disposizione a T



d. Disposizione a L



e. Triangoli inscritti sparsi

**FIGURA 12**  
Geometrie dell'array comunemente utilizzate per l'acquisizione passiva dei dati (tutti gli esempi sono forniti con un numero complessivo di 10 sensori).

**Dimensione dell'array e distanza fra i ricevitori:** l'apertura dell'array (distanza massima tra due ricevitori) influenza la lunghezza d'onda massima misurata e quindi la profondità di prova. La spaziatura minima tra i ricevitori controlla invece la più piccola lunghezza d'onda misurabile, e quindi l'accuratezza della prova per gli strati più superficiali. Dato il numero di sensori disponibili, vengono solitamente disposti in successione array di piccola e grande apertura/spaziatura per campionare un'ampia gamma di lunghezze d'onda.

Sebbene la lunghezza d'onda massima rilevata dipenda anche dalla tecnica di elaborazione scelta (si veda il **Capitolo 3**), il suggerimento per gli utenti non esperti è che l'apertura dell'array più grande corrisponda almeno a una o due volte la profondità desiderata dell'indagine. La lunghezza d'onda minima misurata dipende anche dal campo d'onda che si propaga; tuttavia la regola generale fissa la spaziatura minima fra i ricevitori dell'array a una distanza pari alla risoluzione desiderata a bassa profondità. Poiché spesso è importante ottenere un quadro esauriente della stratificazione vicino alla superficie per scopi ingegneristici, può essere difficile ottenere lunghezze d'onda sufficientemente piccole solo da prove passive. Si raccomanda pertanto di integrare le indagini passive con le indagini attive, qualora sia importante determinare la conformazione del terreno vicino alla superficie.

**Numero dei ricevitori:** il numero minimo di ricevitori per le indagini passive è ancora dibattuto. Sebbene si possano spesso ottenere risultati accettabili con un minimo di quattro sensori (soprattutto nell'analisi SPAC – Spatial AutoCorrelation), si ottengono risultati migliori usando otto-dieci sensori, ancora facilmente gestibili sul campo. Nei siti con basso livello di vibrazioni ambientali, un numero maggiore di ricevitori aumenterà la possibilità di misurare correttamente la dispersione. Maggiore è il numero di sensori, migliori sono i risultati, ma i limiti pratici derivano dal costo dell'attrezzatura e dai tempi per la disposizione della loro configurazione.

### 2.2.3 PARAMETRI DI ACQUISIZIONE

**Intervallo di campionamento:** come per i test attivi, la frequenza di campionamento influisce sulla banda di frequenza utilizzabile. La frequenza di campionamento è in genere inferiore a quella utilizzata per i dati attivi per la necessità di effettuare registrazioni a lunga durata. Poiché l'analisi dei dati passivi è in genere limitata ai dati a bassa frequenza, è comune l'uso di sismometri a banda media con un'alta frequenza di taglio fra 50 e 100 Hz. Le tipiche frequenze di campionamento spaziano fra 100 e 200 Hz.

**Finestre temporali:** l'acquisizione di dati passivi richiede durate molto più lunghe rispetto ai dati attivi. In effetti, è necessario utilizzare le medie statistiche di distinti blocchi di registrazione del segnale per ottenere stime affidabili sulla propagazione delle onde. Le registrazioni a lunga durata (30 - 120 minuti) vengono in genere raccolte e suddivise in finestre più brevi (da 1 a 5 minuti) per l'elaborazione (vedere la [sezione 3.1.2](#)). A seconda della banda di frequenza d'interesse, vengono acquisite registrazioni la cui durata varia da alcune decine di minuti a diverse ore.

### 2.2.4 CONTROLLO DELLA QUALITÀ DEL SEGNALE

Il controllo della qualità del segnale per i dati passivi è in genere più complesso rispetto ai dati delle sorgenti attive. L'[Appendice 3](#) fornisce informazioni sulla verifica e il controllo della strumentazione.

Il controllo della qualità durante l'acquisizione in situ dovrebbe verificare:

- che tutti i sensori registrino correttamente, con un'ampiezza appropriata (e identica) al fine di ottenere una risoluzione del segnale sufficiente senza tagli di registrazione;
- che tutte le stazioni siano correttamente sincronizzate basandosi su un riferimento temporale comune;
- che le coordinate x, y siano note con sufficiente precisione (al massimo il 5% della distanza minima fra i sensori);
- che tutti i sensori siano orientati correttamente qualora vengano utilizzati sensori 3C (un riferimento comune è il polo nord magnetico, che può essere individuato con una semplice bussola).

**Sincronizzazione:** nel caso in cui venga utilizzato il GPS, è necessario verificare la sincronizzazione tra le registrazioni (ad esempio confrontando le registrazioni effettuate con un filtro passa basso). Errori grossolani nella temporizzazione del GPS possono essere segnalati da un notevole sfasamento temporale delle onde a bassa frequenza, che si propagano attraverso l'array. Esempi di cattiva sincronizzazione e correzione dello sfasamento temporale sono riportati nell'[Appendice 3](#).

**Orientamento del sensore:** se si utilizzano sismometri a tre componenti, è necessario verificare anche il corretto posizionamento delle componenti orizzontali rispetto a un

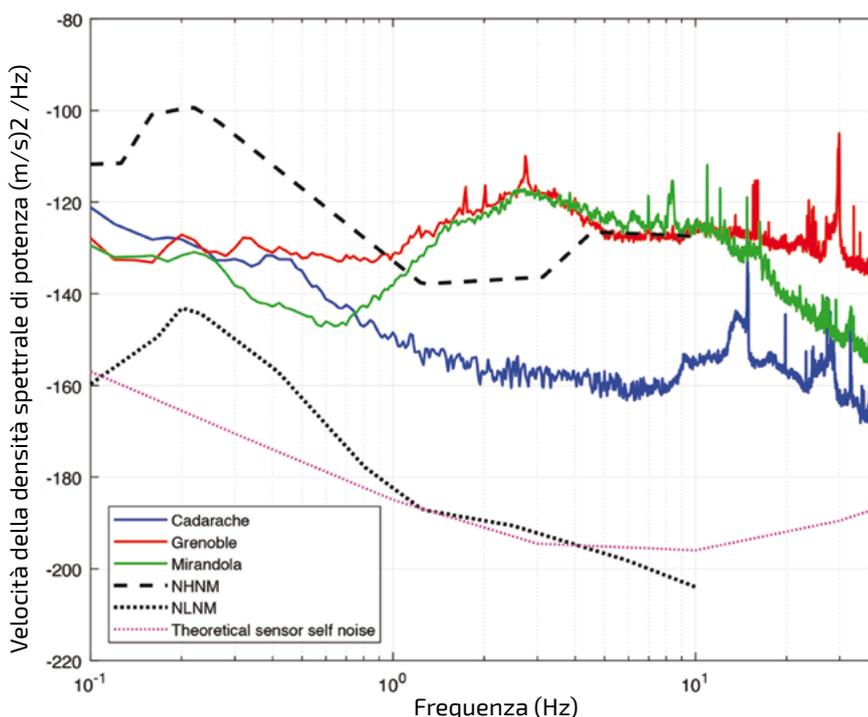
punto di riferimento specifico (ad esempio il polo nord magnetico). La procedura per questa verifica si può anche basare sull'analisi della correlazione delle componenti orizzontali filtrate in passa-basso e ruotate su diversi azimut (vedere Poggi et al., 2012 per una descrizione dettagliata). Questa procedura può essere particolarmente utile nei siti in cui il nord magnetico non può essere identificato con precisione da una bussola (per l'influenza di linee elettriche, cavi ferroviari, ecc.).

**Contenuto in frequenza:** per verificare la banda di frequenza utilizzabile dei dati passivi, si suggerisce di eseguire specifiche valutazioni preliminari del contenuto di energia nel dominio spettrale e di confrontarlo con i livelli di riferimento delle vibrazioni ambientali (ad esempio High Noise Model -NHNM- e Low Noise Model -NLNM-, proposto da Peterson, 1993) e con il rumore strumentale. Se possibile, questo controllo dovrebbe essere eseguito in sito per configurare i parametri di acquisizione più opportuni. Nei siti con basso livello di vibrazioni ambientali, è necessario prestare la massima attenzione nel disporre l'attrezzatura (utilizzare il maggior numero di sensori possibile, interrarli accuratamente, con adeguata protezione del sensore e dei cavi contro il vento) e dovrebbe essere ampliata la lunghezza della registrazione.

Il controllo di cui sopra può essere utile anche per identificare i limiti spettrali entro i quali i segnali sono coerenti o utilizzabili. Inoltre, i picchi di rumore più evidenti possono indicare la presenza di disturbi elettromagnetici o di rumore generato dai macchinari (vedere anche le linee guida SESAME, SESAME Team, 2004).

La **figura 13** mostra un'analisi della densità spettrale di potenza di tre siti studiati nell'ambito del progetto InterPacific (Garofalo et al., 2016), rispetto a NHNM, NLNM e al teorico rumore strumentale del sensore utilizzato nelle indagini. Si può notare che intorno a 3 Hz il sito di Cadarache ha una densità spettrale quattro volte inferiore rispetto al sito di Mirandola. Il livello di vibrazione ambientale inferiore per il sito di Cadarache nella banda di frequenza superiore a 3 Hz spiega in parte perché questo sito è risultato più complesso da analizzare. Al contrario, a Mirandola si può notare un drastico aumento dello spettro di potenza al di sopra degli 0,6 Hz.

**FIGURA 13**  
Densità spettrale di potenza dei tre siti studiati nell'ambito del progetto InterPacific, comparati a NHNM (High Noise Model), NLNM (Low Noise Model) e al teorico rumore autoindotto del sensore utilizzato nelle indagini passive.



Un altro importante controllo consiste nel verificare l'ipotesi di monodimensionalità per il sito testato. Ciò può essere fatto confrontando le informazioni spettrali ottenute da tutte le registrazioni lungo l'array con diverse tecniche come la densità spettrale di potenza, lo spettrogramma o più comunemente i rapporti spettrali orizzontali-verticali. Se un sensore mostra una forma spettrale anomala (rispetto ad altre stazioni), occorre prestare particolare attenzione prima di includerlo nell'analisi, poiché le registrazioni potrebbero essere compromesse da eterogeneità locali della struttura del sottosuolo, dall'imperfetta disposizione del sensore sul terreno o persino da una sua risposta non calibrata.

### 2.3 COMBINAZIONE DI MISURE ATTIVE E PASSIVE

Nel caso in cui siano state eseguite sia misure attive che passive nell'ottica di misurare il profilo verticale di  $V_s$  fino a grandi profondità, i layout di acquisizione per i dati attivi e passivi dovrebbero essere strutturati al fine di ottimizzare la complementarità delle bande di frequenza misurate e fornire una sufficiente sovrapposizione nelle bande di frequenza comuni.

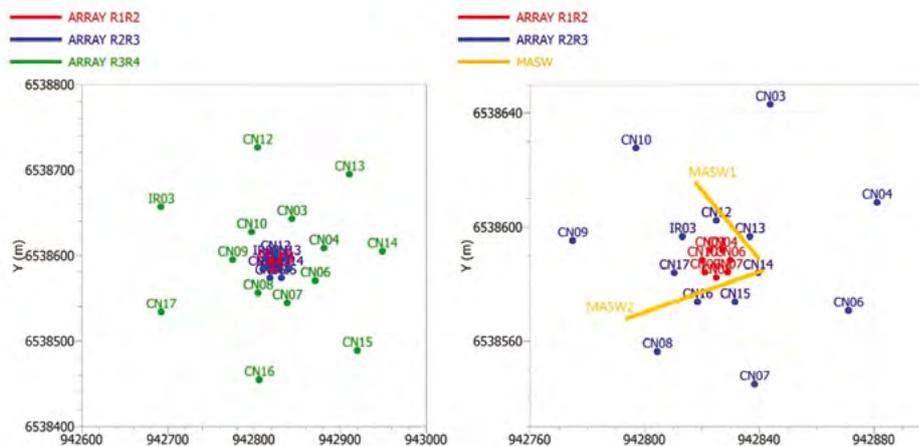
Per misurare la curva di dispersione in una banda di frequenza più ampia, è opportuno effettuare acquisizioni passive concentriche con aperture da piccole (circa 10 m) a grandi (fino a 1 km o più, a seconda della profondità prevista). Poiché tutte le curve di dispersione verranno combinate, si consiglia di eseguire le misurazioni attive vicino al centro dell'array passivo. L'acquisizione su più profili attivi nelle vicinanze degli array passivi più piccoli può fornire maggiori informazioni sulle possibili variazioni laterali del sito a bassa profondità. Un esempio di geometria di acquisizione combinata che segue queste specifiche è quello riportato nella **figura 14**.

Infine, per evitare la contaminazione incrociata dei campi d'onda passivi e attivi, si sconsiglia l'acquisizione simultanea.

L'**Appendice 10** riporta un caso di studio per la caratterizzazione di un sito, sviluppato da una stazione sismologica del Réseau Accélérométrique Permanent (RAP, network sismologico francese).

**FIGURA 14**

Esempio di layout combinato di acquisizione attiva e passiva per la caratterizzazione di  $V_s$  in profondità. Lo schema a destra è uno zoom al centro dello schema a sinistra. L'acquisizione attiva consiste in due profili quasi perpendicolari di 46 e 69 m di lunghezza; l'acquisizione passiva consiste in tre registrazioni successive su due dei quattro cerchi concentrici da R1 a R4 (1a: R1R2 in rosso, 2a: R2R3 in blu, 3a: R3R4 in verde).



## 2.4 SUGGERIMENTI GENERALI SULLE CONFIGURAZIONI DI PROVA

### 2.4.1 RISPETTO ALL'OBIETTIVO DELL'INDAGINE

In generale, l'analisi delle onde superficiali fornisce una stima di un profilo di velocità al di sotto dell'array. È quindi meglio posizionare gli array il più vicino possibile all'obiettivo dell'indagine. È necessario prestare particolare attenzione nell'estrapolare il modello di velocità a siti vicini, poiché ciò dovrebbe essere fatto solo in caso di omogeneità.

### 2.4.2 RISPETTO A FORTI O DEBOLI SORGENTI DI VIBRAZIONI

Si consiglia sempre di evitare la misurazione in prossimità di forti sorgenti di vibrazione (quando esse siano note). Le sorgenti vicine, spesso di origine antropica, generano segnali transitori di notevole ampiezza con significativa presenza di onde di volume e di fronti d'onda non planari.

Nelle misurazioni attive, ciò riduce il rapporto segnale-rumore e può essere inopportuno. Nelle misurazioni passive, viene suggerita una distanza minima dalle sorgenti identificabili di vibrazione in base all'apertura dell'array, al fine di soddisfare l'ipotesi della dominanza delle onde superficiali e dei fronti d'onda planari. Se ciò non è possibile, come sovente accade nei siti urbani, l'alternativa è aumentare la durata della registrazione per ottenere una media statistica più affidabile delle finestre di registrazione.

I metodi passivi possono incontrare difficoltà in siti in cui il livello delle vibrazioni ambientali è assai basso oppure in caso di condizioni di terreno rigido o roccia, dove il meccanismo di generazione e propagazione delle onde superficiali è meno efficace. Pertanto, prima di eseguire la prova si raccomanda di effettuare un'analisi preliminare della densità spettrale di potenza del segnale, preferibilmente comparato al livello di rumore strumentale (si veda 2.2.4).

### 2.4.3 RISPETTO ALLE CONDIZIONI DELLA SUPERFICIE

Nelle misurazioni attive è ideale posizionare i sensori in campo aperto ma anche il posizionamento su superfici pavimentate fornisce risultati soddisfacenti, a condizione che i sensori siano protetti per evitare i movimenti causati dal vento. Quando si lavora in un terreno naturale, i sensori devono essere saldamente infissi, con le punte inflatate nel manto erboso oppure, laddove ciò sia consentito, scavando un preforo fino ad un sottofondo solido.

Quando si lavora su superfici pavimentate, bisogna assicurarsi che al di sotto del sensore non vi siano cavi elettrici o tubi interrati; nelle vicinanze di un edificio è invece necessario assicurarsi che il luogo prescelto non sia adiacente a macchinari come pompe o condizionatori d'aria.

Nel caso di sensori per misurazione passive (spesso sismometri), le raccomandazioni generali sono le stesse ma qualora sia possibile è preferibile interrare il sensore, specialmente quando è richiesto il recupero di dati a bassa frequenza (ad es. array di grandi dimensioni per indagini in profondità), come mostrato nella **figura 11**.

È consentita l'installazione su pendii a moderata pendenza ed in luoghi dalla topografia lievemente irregolare, ma dovrebbero essere evitati i siti con caratteristiche topografiche insolite (ad es. fratture superficiali, scarpate, doline carsiche). Una regola empirica potrebbe essere quella di non disporre l'array in aree con variazioni topografiche maggiori di circa il 10% delle lunghezze d'onda in oggetto.

03

**ELABORAZIONE**

## 3.1 METODI PER L'ESTRAZIONE DELLA CURVA DI DISPERSIONE SPERIMENTALE

### Per l'estrazione delle curve di dispersione dai dati sperimentali,

si possono utilizzare diversi strumenti di analisi del segnale. A condizione che la risoluzione spettrale sia adeguata, la maggior parte di essi fornirà informazioni affidabili ed equivalenti. Sono preferibili i metodi che possono assicurare un'estrazione automatizzata della curva di dispersione, sebbene vi sia sempre la necessità di un'attenta valutazione delle informazioni ottenute. Le tecniche più popolari sono: per i dati attivi i metodi basati su trasformate (ad esempio analisi frequenza-numero d'onda [f-k] o analisi frequenza-lentezza [f-p]); per i dati passivi l'analisi f-k e la SPAC.

### 3.1.1 ELABORAZIONE DEI DATI ATTIVI

Le tecniche più diffuse per l'elaborazione dei dati attivi si basano sul picking dei massimi di ampiezza nelle rappresentazioni spettrali 2D del campo d'onda. I dati raccolti nel dominio tempo-offset (sismogrammi) vengono trasformati in diversi domini in cui i picchi dello spettro di ampiezza si trovano in corrispondenza di coppie di parametri legati alla propagazione delle onde superficiali.

**Tecniche f-k:** applicando una trasformata di Fourier 2D su tempo e distanza è possibile rappresentare il campo d'onda nel dominio frequenza-numero d'onda (f-k). Tenendo conto che l'ampiezza decade con la distanza dalla sorgente, è possibile normalizzare il segnale nel dominio spazio-tempo prima di trasformarlo nel dominio f-k. Normalizzando i segnali dei singoli geofoni ciascuno al loro massimo o dividendo i segnali per  $1/\sqrt{r}$  (con r distanza dalla sorgente) si ottengono risultati soddisfacenti.

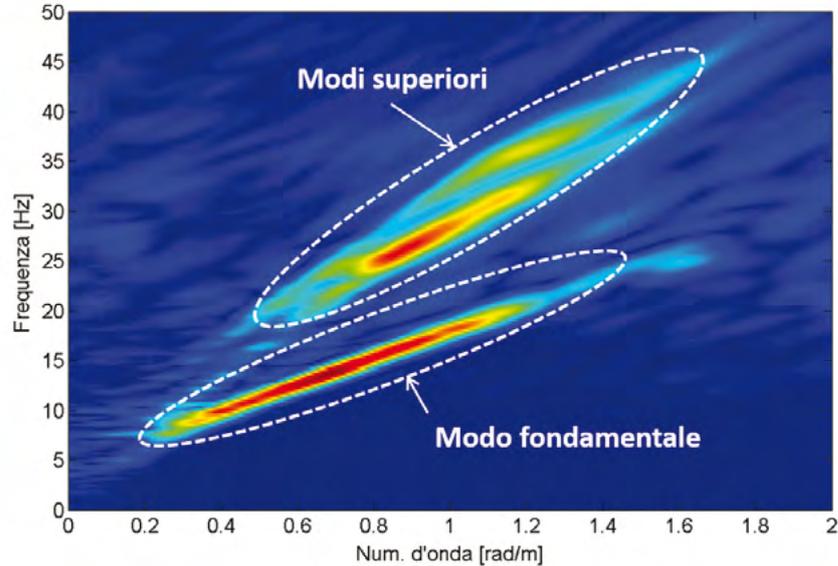
La **figura 15** mostra un esempio di ampiezza dello spettro f-k per un insieme di dati sperimentali. In questo esempio, il modo fondamentale e i modi superiori sono chiaramente identificati e ben separati. Il picking dei massimi di ampiezza consente di identificare la coppia di parametri frequenza-numero d'onda associati alla propagazione del modo fondamentale dell'onda di Rayleigh. La curva di dispersione sperimentale viene quindi valutata con il seguente rapporto:

$$V = \frac{1}{P} = \frac{2\pi f}{k} \quad (1)$$

dove V è la velocità di fase (e P la lentezza di fase) dell'onda superficiale alla frequenza f e al corrispondente numero d'onda k.

È necessario verificare che i punti della curva di dispersione sperimentale possano essere associati allo stesso modo di propagazione (come il modo fondamentale). Ad esempio, nell'approccio utilizzato nella **figura 15** l'area di ricerca per ciascun modo viene selezionata in base all'ispezione visiva dello spettro. A una determinata frequenza, il modo fondamentale può essere associato o al massimo assoluto di ampiezza o a un massimo locale. È molto importante controllare la continuità della curva di dispersione rispetto alla frequenza per il ramo principale del modo fondamentale. A volte è necessario individuare i massimi locali di ampiezza per ottenere la curva sperimentale del modo fondamentale su un'ampia banda di frequenza.

**FIGURA 15**  
Esempio di spettro di frequenza-numero d'onda (f-k) (sito di Mirandola, progetto InterPACIFIC). Le curve di dispersione del modo fondamentale e dei due modi superiori sono visibili in rosso/giallo.



**Altre tecniche:** altri approcci basati su trasformate sono applicabili a diversi domini spettrali (ad esempio nel dominio frequenza-lentezza o frequenza-velocità di fase), ma le procedure per estrarre la curva di dispersione restano analoghe. Tra queste, le tecniche usuali sono la trasformata slant stack, che lavora nel dominio frequenza-velocità (o lentezza), oppure la tecnica f-k ad alta risoluzione, che attribuisce un peso diverso ai diversi sensori per adattare la risposta dell'array alle caratteristiche della registrazione. Molti software commerciali geofisici utilizzano la trasformata phase shift (Park et al, 1999), un caso speciale di beamforming nel dominio della frequenza.

### 3.12 ELABORAZIONE DEI DATI PASSIVI

Le tecniche di elaborazione dei dati passivi solitamente fanno derivare le caratteristiche della dispersione dalle statistiche calcolate su un gran numero di sezioni temporali ridotte estratte dai segnali di lunga durata registrati. È importante adattare la lunghezza di questi blocchi di tempo alla frequenza analizzata.

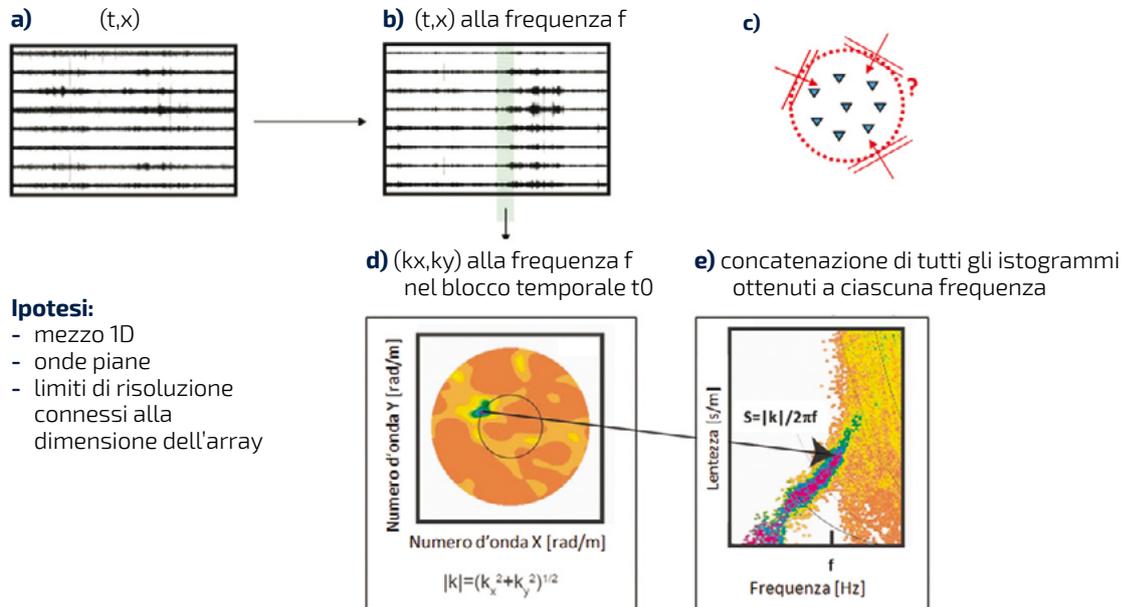
**Tecnica f-k beamforming:** i dati passivi vengono elaborati nel dominio frequenza-numero d'onda utilizzando metodi di stima spettrale come il Frequency Domain Beam-Forming. Con questa tecnica a ogni frequenza si ottiene una distribuzione dell'energia registrata in un blocco temporale su una rappresentazione vettoriale del numero d'onda (**figura 16d**). La posizione dei massimi di ampiezza nel piano dei numeri d'onda X e Y definisce il vettore del numero d'onda e l'azimuth delle onde che si propagano a quella frequenza in quel blocco temporale. La velocità (o la lentezza) delle onde viene calcolata usando l'Eq. 1. Per ogni frequenza è quindi possibile tracciare l'istogramma delle lentezze misurate su tutti i blocchi temporali. La concatenazione degli istogrammi di tutte le frequenze conduce all'immagine di dispersione (**figura 16e**).

È anche possibile tracciare gli istogrammi degli azimuth stimati per analizzare le caratteristiche del campo d'onda.

**FIGURA 16**

Elaborazione dei dati passivi con tecnica f-k beamforming.

- a)** dati grezzi nel dominio tempo-distanza;  
**b)** dati nel dominio tempo-distanza filtrati attorno alla frequenza  $f$ ;  
**c)** rappresentazione schematica della propagazione delle onde piane attraverso l'array;  
**d)** ripartizione di energia nel piano dei numeri d'onda alla frequenza  $f$ ;  
**e)** immagine di dispersione. I colori vanno da arancione (bassa ampiezza) a verde, blu e viola (grande ampiezza).



Esistono varianti ad alta risoluzione e più sofisticate di questo metodo, come l'alta risoluzione f-k, l'entropia massima, gli algoritmi Minimum Variance Distortionless Look o Multiple Signal Classification (MUSIC). Questi metodi, basati sull'inversione della matrice dei dati, hanno una maggiore risoluzione e sono quindi più efficaci in caso di più segnali sovrapposti, ma possono risultare instabili a seconda delle caratteristiche dei segnali.

**Tecniche di Auto-Correlazione SPaziale (SPAC):** la funzione di autocorrelazione spaziale rappresenta la variazione con la frequenza del coefficiente (coerenza) di autocorrelazione tra due segnali registrati da due stazioni fra cui intercorre una distanza  $r$ . La tecnica SPAC si basa sul fatto che la media azimutale della funzione di autocorrelazione spaziale ha la forma di una funzione di Bessel, il cui argomento dipende dalla velocità di fase con la frequenza e dalla spaziatura dei ricevitori (**figura 17c**).

Altre derivazioni del metodo SPAC originale sono state proposte con layout regolari e irregolari di array (ad esempio ESAC, MSPAC, MMSPAC) che consentono l'estrazione di lunghezze d'onda su una banda più ampia rispetto alla formulazione originale. Si noti che i metodi SPAC permettono l'estrazione di entrambe le curve di dispersione delle onde di Rayleigh e Love da registrazioni a tre componenti.

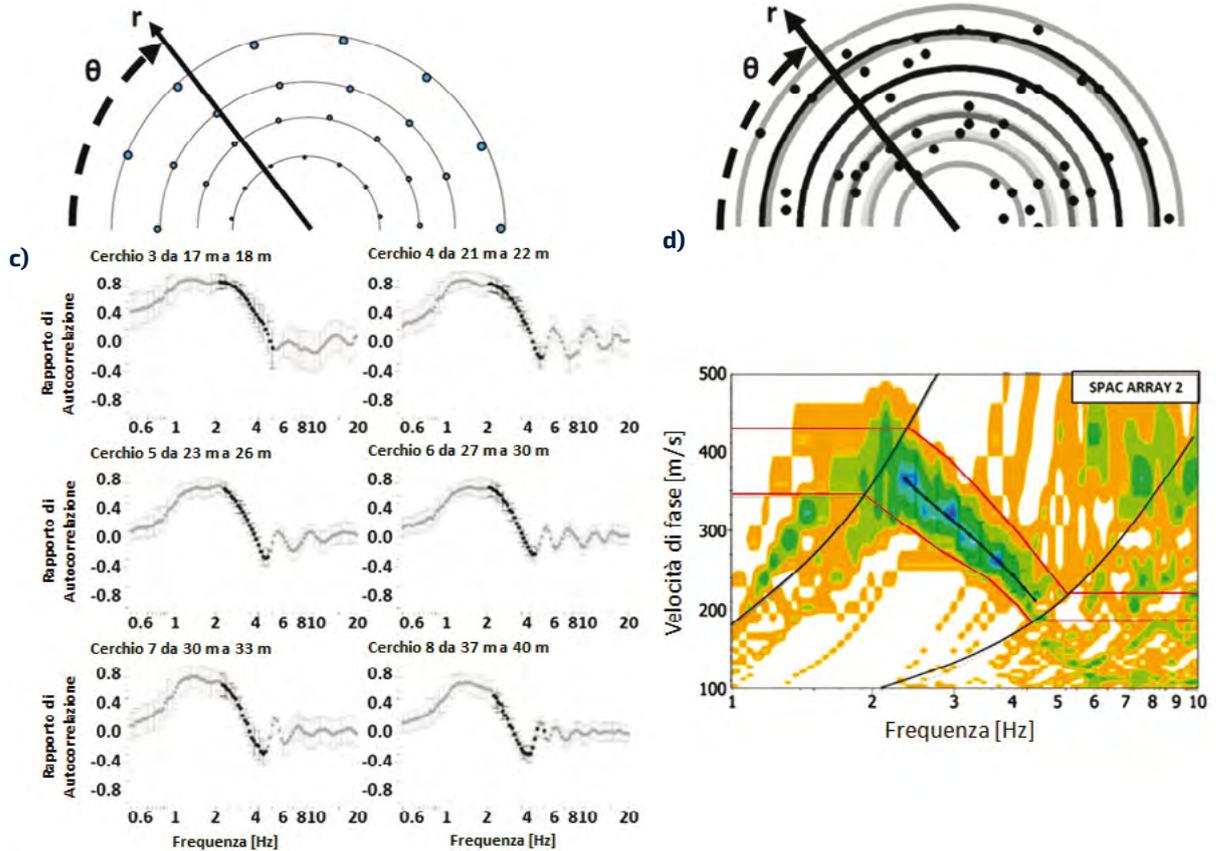
Le **figure 17a e b** illustrano come sono classificate le coppie di stazioni in base alla distanza fra loro, nel caso di array regolari e irregolari.

- a)** Ripartizione azimutale della coppia di stazioni (SPAC)  
**b)** Ripartizione azimutale della coppia di stazioni (MSPAC)

Nell'inversione, le tecniche SPAC possono essere utilizzate in due modi diversi. Il primo è quello di ricavare una curva di dispersione sperimentale dai dati SPAC (**figura 17d**) e poi invertire

a) Ripartizione azimutale di vettori di coppie di stazioni (tecnica SPAC),

b) Ripartizione azimutale della coppie di stazioni (MSPAC),



**FIGURA 17**

elaborazione passiva dei dati con tecniche SPAC;

a) ripartizione azimutale di vettori di coppie di stazioni (tecnica SPAC), con  $r$ : distanza tra le stazioni (costante su ciascun anello) e  $\theta$ : azimut della coppia di stazioni,

b) come sopra applicando la tecnica MSPAC, dove ciascun anello è definito da una gamma di  $r$  (colori grigi),

c) funzioni di autocorrelazione per sei diversi anelli di b),

d) immagine di dispersione corrispondente, curve nere con barre di errore: curva di dispersione selezionata manualmente. Le stime di autocorrelazione che forniscono le velocità di fase all'interno dell'area definita dalle curve nere e rosse sono indicate in nero nella figura c).

la curva di dispersione (si veda il **Capitolo 4**). Il secondo consiste nell'adattare direttamente le curve SPAC teoriche (modello) e stimate. Il primo ha il vantaggio di fornire una curva di dispersione che può essere combinata con curve di dispersione ottenute utilizzando altre tecniche (metodi attivi delle onde superficiali) o altri processi di elaborazione (ad esempio elaborazione f-k). Il secondo ha il vantaggio di non richiedere passaggi intermedi di estrazione della velocità di fase.

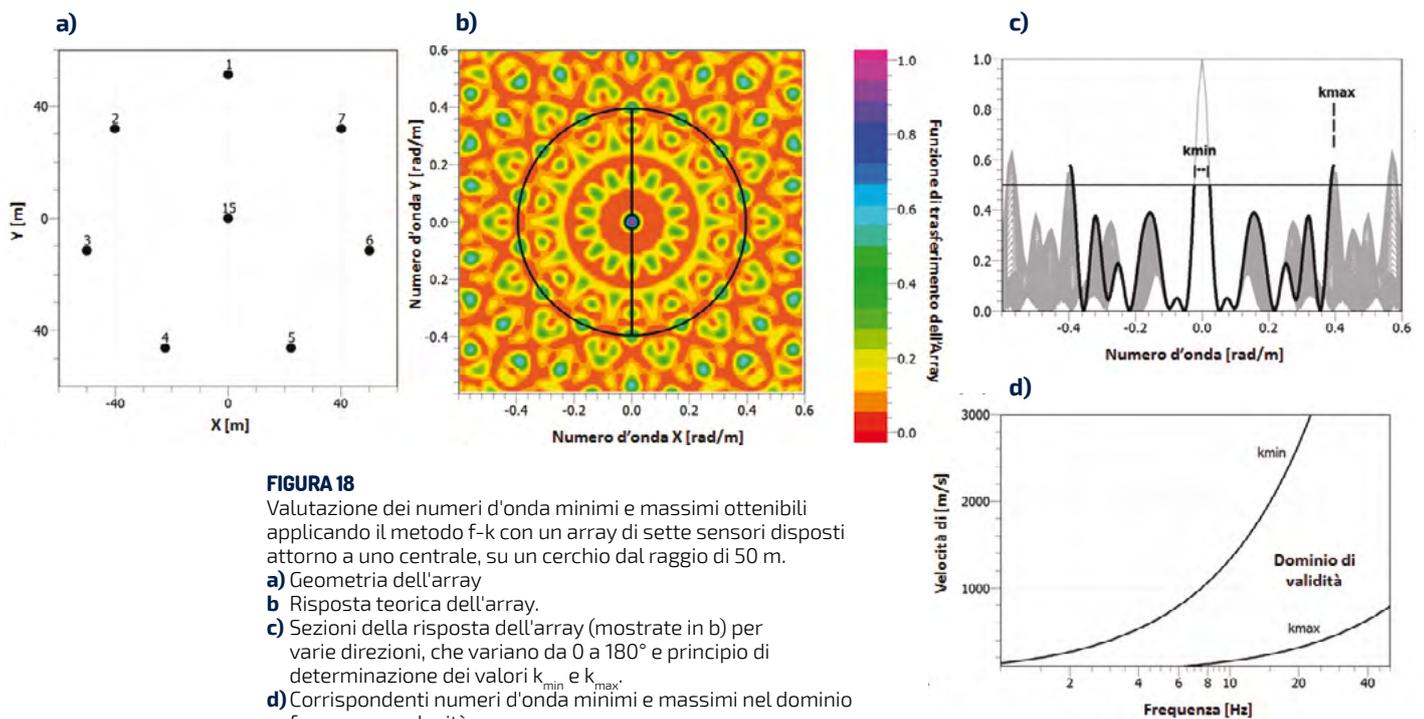
**Comparazione f-k/SPAC:** poiché si basano su presupposti diversi relativi al campo d'onda del rumore ambientale, i metodi f-k e SPAC producono risultati complementari. Mentre la presenza di una direzione dominante della sorgente è una situazione favorevole per le tecniche basate su f-k, essa può compromettere le corrette stime SPAC quando il campionamento azimutale delle coppie di stazioni non è sufficiente. Al contrario, più direzioni di sorgenti potrebbero ridurre l'efficacia della risoluzione f-k. Entrambe le tecniche subiscono limitazioni a bassa frequenza in relazione all'apertura dell'array. Tuttavia, per una determinata apertura di array, le tecniche SPAC hanno mostrato una maggiore efficacia nel rilevare lunghezze d'onda più grandi rispetto ai metodi basati su f-k. Non essendo in grado di misurare diverse velocità di fase a una data frequenza, i metodi SPAC subiscono limitazioni quando i modi fondamentali e superiori dell'onda superficiale si confondono,

mentre le tecniche f-k danno l'opportunità di rilevare sia i modi fondamentali che quelli superiori. Raccomandiamo quindi di analizzare il campo d'onda sismico utilizzando entrambi gli approcci al fine di definire al meglio le curve di dispersione estratte, in particolare se il tipo di array utilizzato è compatibile con entrambe le tecniche di analisi.

Se ai dati viene applicata una semplice trasformata f-k, la spaziatura inter-ricevitore minima e massima determina i limiti della risoluzione, ovvero rispettivamente le lunghezze d'onda minime e massime risolvibili. Queste possono essere stimate dalla teorica risposta dell'array al passaggio di un'onda piana d'incidenza verticale, cioè d'infinita velocità apparente. Quando più onde piane si propagano attraverso l'array, il più piccolo numero d'onda (corrispondente alla lunghezza d'onda più grande) misurabile con il metodo f-k classico è denominato  $k_{\min}$ , definito come l'ampiezza della risposta di media altezza del lobo principale dell'array. Più ristretto è il lobo principale, migliore sarà la capacità dell'array di separare i numeri d'onda ravvicinati (corrispondenti alle grandi lunghezze d'onda).

Il massimo numero d'onda misurabile  $k_{\max}$  (corrispondente alla lunghezza d'onda più piccola) è controllato dai lobi laterali, il che significa che per i numeri d'onda maggiori di  $k_{\max}$  le immagini di dispersione della velocità di fase possono subire aliasing. La definizione di  $k_{\max}$  può differenziarsi nelle formulazioni dei diversi autori. Qui, per semplicità e per analogia con un layout lineare, il valore  $k_{\max}$  è definito come il numero d'onda corrispondente al massimo del primo lobo laterale che presenta un valore superiore alla metà del massimo del picco centrale. In pratica, il valore  $k_{\max}$  effettivo dipende dalle caratteristiche del campo d'onda sismico ambientale (azimuth delle sorgenti). Si noti tuttavia che il limite di  $k_{\max}$  è meno "rigoroso" rispetto a quello di  $k_{\min}$ . In molti casi, è possibile identificare la corretta curva di dispersione all'interno dell'area di aliasing sopra al limite di  $k_{\max}$ , a condizione che ci sia continuità con la curva di dispersione alla massima lunghezza d'onda.

La **figura 18** illustra di queste definizioni.



**FIGURA 18**

Valutazione dei numeri d'onda minimi e massimi ottenibili applicando il metodo f-k con un array di sette sensori disposti attorno a uno centrale, su un cerchio dal raggio di 50 m.

**a)** Geometria dell'array

**b)** Risposta teorica dell'array.

**c)** Sezioni della risposta dell'array (mostrate in b) per varie direzioni, che variano da 0 a 180° e principio di determinazione dei valori  $k_{\min}$  e  $k_{\max}$ .

**d)** Corrispondenti numeri d'onda minimi e massimi nel dominio frequenza-velocità.

Se vengono utilizzati algoritmi più sofisticati (ad esempio beamforming ad alta risoluzione, MUSIC, entropia massima), la massima lunghezza d'onda non può essere definita a priori, in quanto il risultato dipende anche dalle caratteristiche ambientali del campo d'onda sismico (contenuto energetico, direzione delle sorgenti). Tuttavia, dagli studi sul campo si desume che, in contesti molto favorevoli, la lunghezza d'onda massima stimabile può essere fino a 3-5 volte maggiore di quella dedotta col metodo f-k classico.

Quando si usano metodi SPAC non esiste un chiaro "criterio" di massima lunghezza d'onda; tuttavia le massime lunghezze d'onda misurabili sono in genere da due a cinque volte più grandi di quelle previste da  $k_{\min}$ , a seconda della qualità dei dati.

In generale, non è tuttavia consigliabile provare a recuperare lunghezze d'onda maggiori di due o tre volte la massima apertura dell'array passivo. Ciò alla fine condurrà allo sviluppo di profili  $V_s$  non più profondi dell'apertura del più grande array passivo.

## 3.2 IDENTIFICAZIONE DELLA CURVA DI DISPERSIONE

L'interpretazione dei dati delle onde superficiali comporta alcune ipotesi forti, che devono essere verificate per ottenere risultati affidabili. Anche l'analisi visiva della curva di dispersione sperimentale può fornire utili indicazioni per l'interpretazione. La curva di dispersione sperimentale è di per sé assai ricca di informazioni e il suo esame può essere utile a comprendere alcune peculiarità del sito, specialmente se abbinato a un'attenta valutazione della geologia locale. Le sezioni che seguono spiegano come identificare correttamente la curva di dispersione e quali dettagli dovrebbero essere attentamente analizzati.

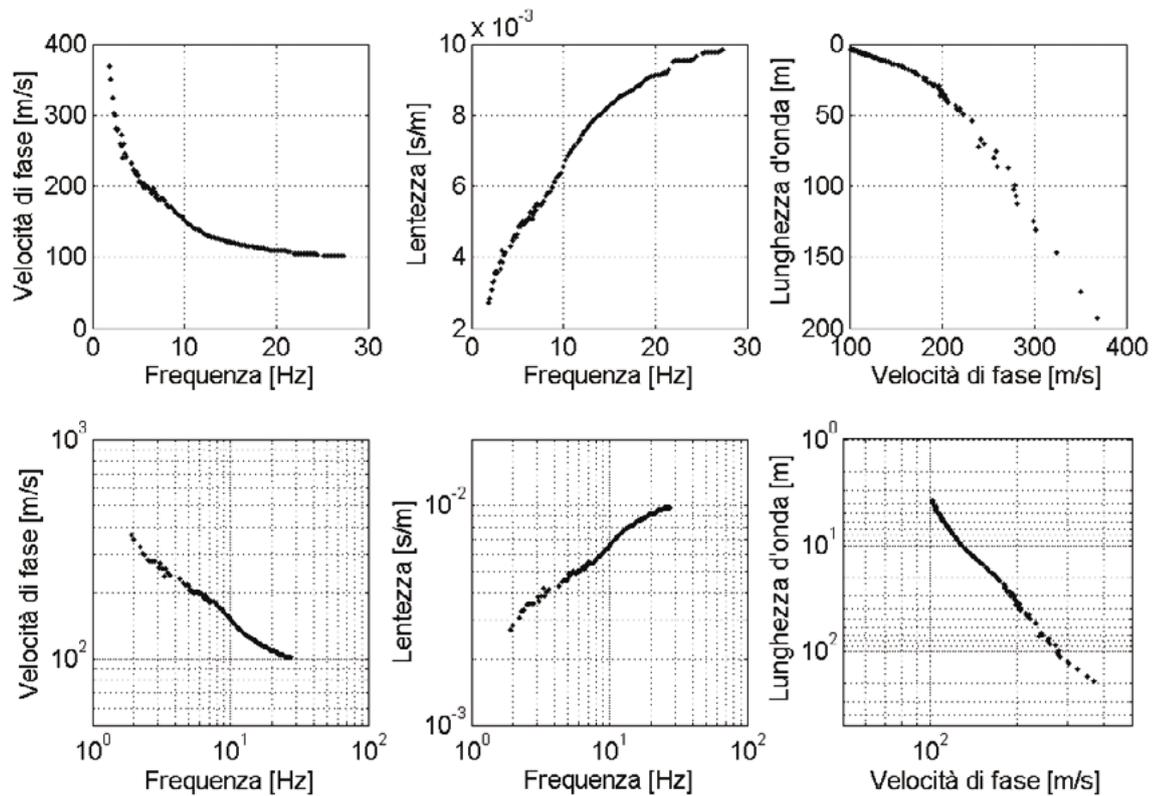
### 3.2.1 DOMINI USUALI PER LA RAPPRESENTAZIONE DELLA CURVA DI DISPERSIONE

Per ciò che riguarda l'analisi visiva, la curva di dispersione sperimentale può essere rappresentata in diversi domini: velocità di fase-frequenza (f-v); frequenza-lentezza (f-s); velocità di fase-lunghezza d'onda (v- $\lambda$ ). Ogni dominio può essere tracciato in scale lineari, logaritmiche o semi-logaritmiche (figura 19). Un'attenta ispezione di questi grafici può aiutare a identificare aspetti importanti relativi ai dati registrati (ad esempio i modi superiori) e al sito (ad esempio la presenza di uno strato a bassa velocità/strato inverso). A causa della relazione inversa tra velocità e lentezza o lunghezza d'onda e frequenza, i grafici in scala lineare tendono a ingrandire i dettagli a un'estremità della curva di dispersione, ma a restringere l'altra estremità della curva. Il dominio v-f lineare (figura 19a) mostra ad esempio su un'uguale lunghezza la banda da 10 a 30 Hz, approssimativamente corrispondente ai 5 m superiori del sottosuolo, e la banda da 2 a 10 Hz, corrispondente in modo approssimativo a profondità che vanno da 60 m a 5 m. Per questo motivo, consigliamo di visualizzare i grafici in scala logaritmica. Allo stesso modo, le curve di dispersione dovrebbero essere campionate a intervalli regolari di frequenza o di lunghezza d'onda prima dell'inversione. Tuttavia, la maggior parte dei software disponibili per l'analisi delle onde superficiali utilizza grafici in scala lineare. In tal caso occorre prestare attenzione nel valutare in particolare la parte a bassa frequenza della curva di dispersione. Raccomandiamo agli analisti quantomeno di esaminare visivamente le curve di dispersione in termini di frequenza e lunghezza d'onda, al fine di comprendere più a fondo le indicazioni più importanti dei dati.

**FIGURA 19**

La stessa curva di dispersione tracciata in diversi domini. Domini lineari:

- a) Frequenza - Velocità di fase;
  - b) Frequenza - lentezza;
  - c) Velocità di fase - lunghezza d'onda.
- Domini logaritmici:
- d) Frequenza - Velocità di fase;
  - e) Frequenza - lentezza;
  - f) Lunghezza d'onda - velocità di fase. (Sito Mirandola, progetto InterPACIFIC).



### 3.2.2 FORME USUALI DELLE CURVE DI DISPERSIONE

Le forme tipiche delle curve di dispersione sono costituite da variazioni continue e regolari della velocità di fase con la frequenza, senza cambiamenti improvvisi di pendenza e senza salti.

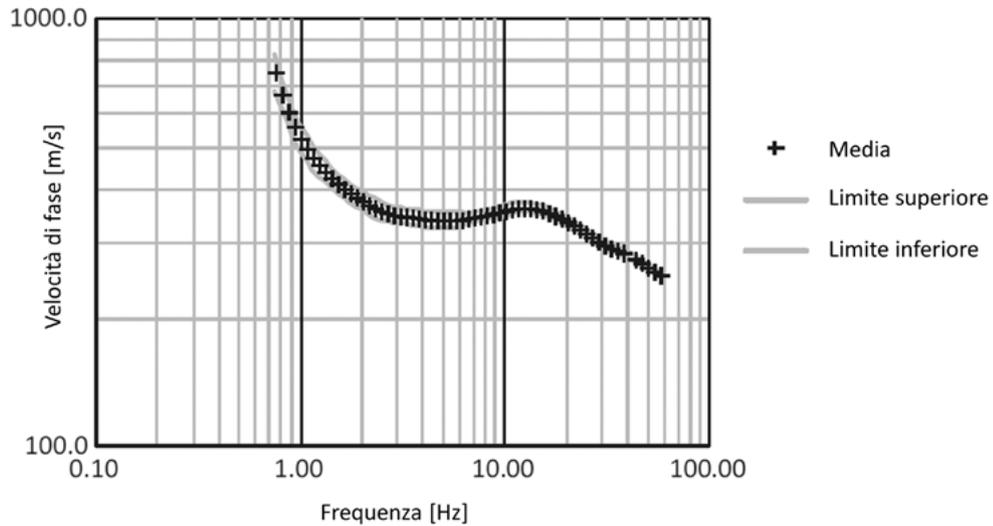
L'ispezione visiva della curva di dispersione sperimentale può fornire importanti indicazioni sugli andamenti attesi del profilo di velocità sotteso. Una curva di dispersione che mostra una diminuzione regolare e continua della velocità di fase con l'aumento della frequenza è tipicamente associata a semplici condizioni stratigrafiche in cui la velocità dell'onda di taglio aumenta in modo consistente con la profondità.

La presenza di un angolo anomalo o di una sezione piatta nella curva di dispersione sperimentale potrebbe essere un indicatore della presenza di una inversione di velocità ad una certa profondità (vale a dire uno strato soffice al di sotto di uno più rigido). L'esempio riportato nella **figura 20** è associato alla presenza di un morbido strato di argilla a una determinata profondità, in un deposito alluvionale compatto a grana grossa. Bisogna tuttavia essere sicuri che non si sia verificato alcun salto ai modi superiori (vedi sotto). Spesso, la validità di un'ipotesi o dell'altra può essere dimostrata durante l'inversione, attraverso il controllo incrociato della coerenza tra i diversi dataset (ad esempio dispersione di onde di Love e Rayleigh).

Diversi casi teorici canonici sono presentati nell'**Appendice 1** per fornire una panoramica dei casi più comuni riscontrati sul campo.

**FIGURA 20**

Tipica forma di una curva di dispersione sperimentale per un sito con uno strato deformabile in profondità, come indicato dal calo della velocità di fase tra 2 e 10 Hz (sito di Grenoble - Progetto InterPACIFIC, dalla combinazione di misurazioni attive e passive)



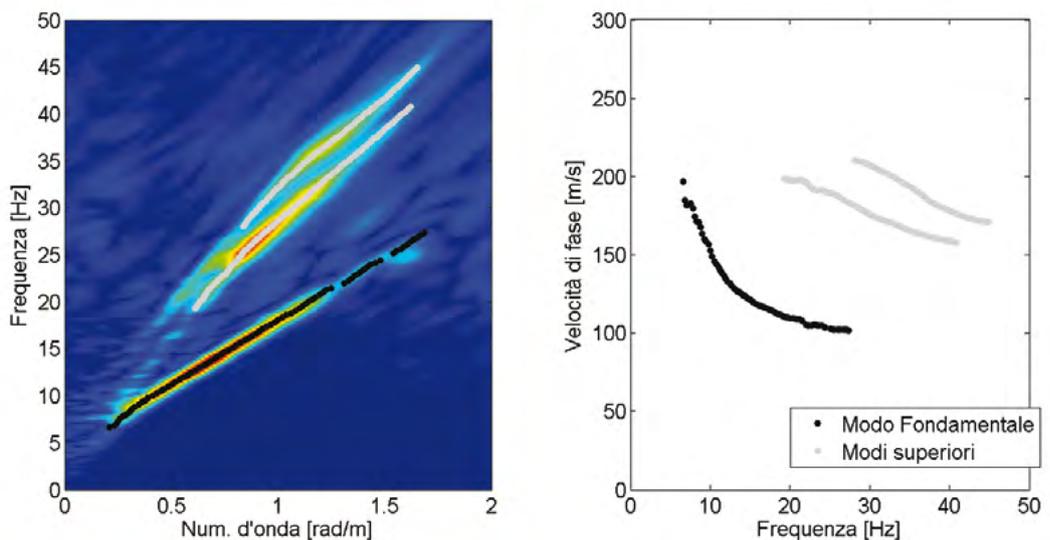
### 3.2.3 IDENTIFICAZIONE DEI MODI SUPERIORI

La maggior parte dei software attualmente disponibili per l'inversione delle onde superficiali richiede una corretta identificazione dei diversi modi: è necessario selezionare i massimi relativi dello spettro e associarli al modo fondamentale o a un definito modo superiore.

La **figura 21** mostra il picking del modo fondamentale e di due modi superiori sullo spettro della **figura 15**. È molto importante verificare la continuità di ciascuna curva modale rispetto alla frequenza. Nell'approccio utilizzato nella **figura 21**, l'area di ricerca per ciascun modo viene selezionata manualmente sulla base dell'ispezione visiva dello spettro; la curva di dispersione viene quindi automaticamente identificata all'interno di ciascuna di queste aree.

**FIGURA 21**

Esempio di selezione dei massimi spettrali. A sinistra, i massimi dello spettro f-k per il modo fondamentale (in nero) e i modi superiori (in grigio). A destra, le corrispondenti curve di dispersione nel dominio velocità di fase - frequenza (sito di Mirandola, progetto InterPACIFIC).



La mancanza di risoluzione spettrale nel numero d'onda, il trasferimento di energia tra componenti verticali e radiali e i modi vicini all'oscillazione possono impedire la corretta identificazione dei modi fondamentale o superiori. In tali condizioni, dall'analisi si ottiene spesso una curva di dispersione effettiva o apparente. Interpretare una curva di dispersione apparente come un modo fondamentale può portare a errori grossolani nella definizione dei profili di velocità (in genere una sovrastima della velocità di fase) e a difficoltà di adattamento

simultaneo a più dataset, che appariranno incompatibili. Per questo motivo, l'interpretazione dei dati delle onde superficiali richiede in genere un giudizio soggettivo ed è difficile prevedere procedure totalmente automatizzate per quest'analisi.

La distribuzione di energia tra i diversi modi può non essere costante su tutta la banda di frequenza. Essa dipende dalle caratteristiche di velocità ed attenuazione del sito, dalle caratteristiche della sorgente (distanza, tipo, profondità) e dalle eterogeneità laterali.

L'**Appendice 5** contiene alcuni esempi specifici. Il modo fondamentale dell'onda di Rayleigh può essere dominante nella componente verticale, supposto che si consideri una banda di frequenza che non è vicina alla frequenza di risonanza fondamentale del sito (poiché il fenomeno di ellitticità dell'onda di Rayleigh induce una drastica diminuzione d'ampiezza della componente verticale attorno alla frequenza fondamentale). Il modo fondamentale è spesso il modo dominante quando la velocità aumenta gradualmente con la profondità. Tipici esempi di condizioni stratigrafiche in cui i modi superiori possono essere dominanti e in cui la curva di dispersione apparente può saltare da un modo all'altro sono illustrati nella **figura 22** e descritti qui di seguito:

- a. brusco mutamento della rigidità ad una data profondità - in questo caso il primo o gli altri modi superiori tendono ad essere dominanti nella banda delle basse frequenze; questa condizione può essere identificata nella curva di dispersione in cui si osserva un aumento molto brusco delle velocità di fase per frequenze decrescenti;
- b. strato superiore rigido - in questo caso la curva di dispersione apparente sperimentale fornisce valori di velocità di fase crescenti all'aumentare della frequenza, avvicinandosi a un valore asintotico prossimo alla velocità dell'onda di taglio dello strato superiore rigido; il modo dominante slitta progressivamente verso i modi superiori, con l'aumentare della frequenza per seguire la tendenza di velocità di cui sopra;
- c. è anche possibile la dominanza di un modo superiore nella banda di frequenza intermedia, cioè la curva di dispersione può presentare una gobba.

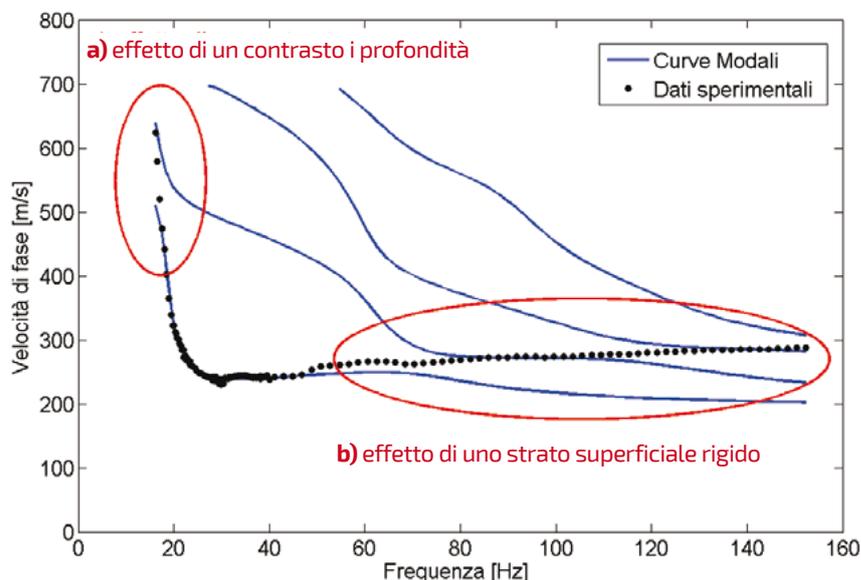
Sebbene anche l'attenuazione dovuta alla struttura del sito influisca sulla distribuzione di energia modale, è molto difficile considerare questo aspetto nella valutazione della curva di dispersione apparente.

Ulteriori dettagli relativi ai modi superiori sono discussi nell'**Appendice 5**.

**FIGURA 22**

Esempio di curva di dispersione sperimentale effettiva o apparente in cui la mancanza di risoluzione spettrale impedisce l'identificazione del modo fondamentale:

- a) transizione al primo modo superiore a bassa frequenza solitamente associato alla presenza di un brusco mutamento della rigidità a una data profondità;
- b) transizione verso modi superiori dominanti ad alta frequenza solitamente associati alla presenza di uno strato superiore rigido.



### 3.3 CONTROLLO DI QUALITÀ

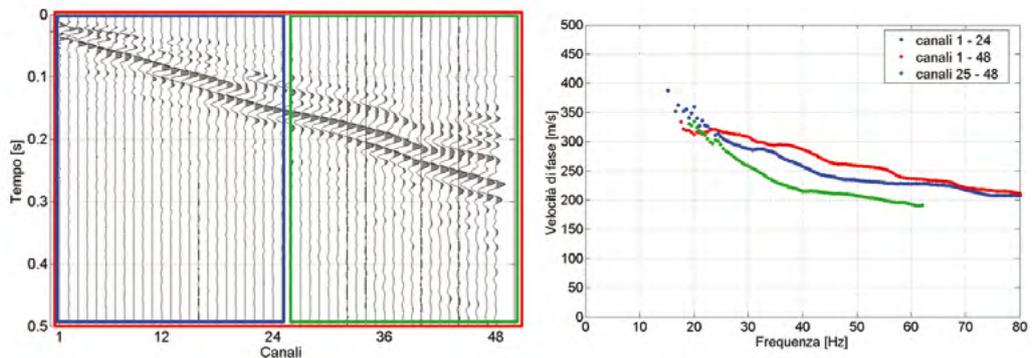
Il controllo di qualità nella fase di elaborazione consiste nel verificare che le ipotesi su cui si basa il metodo applicato siano valide, quantomeno approssimativamente.

#### 3.3.1 VARIAZIONI LATERALI

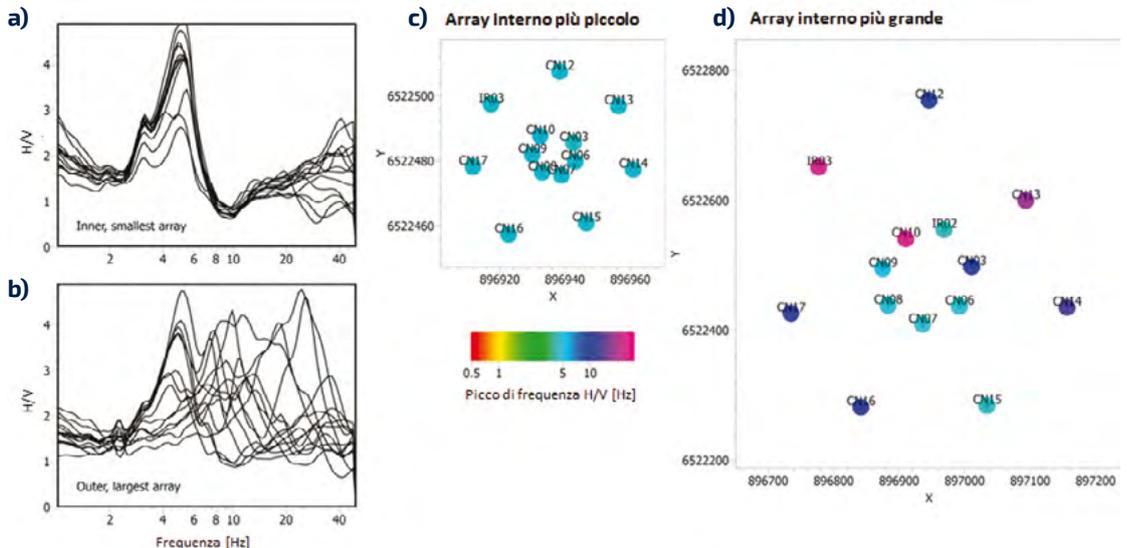
Per le prove attive si consiglia di confrontare le curve di dispersione ottenute con colpi diretti e inversi. Inoltre, si suggerisce di analizzare indipendentemente diversi sottogruppi di tracce sismiche dall'array. Ciò può in genere rivelare eterogeneità degli strati superficiali (perché i sub-array analizzati sono più corti). L'esempio fornito nella **figura 23** riguarda un deposito alluvionale in cui appaiono rilevanti eterogeneità laterali. Se vi è solo una debole variabilità della velocità lateralmente, allora è possibile combinare multiple curve di dispersione e utilizzare una curva di dispersione media per la modellazione, includendo la variabilità dei dati di dispersione in opportune barre di errore. In tali casi il risultante modello di  $V_s$  potrebbe non essere rappresentativo dell'effettiva distribuzione di velocità al di sotto di una qualsiasi parte dell'array, ma può comunque essere rappresentativo della sua velocità media.

**FIGURA 23**

Variabilità osservata nell'analisi di sottoinsiemi di dati sperimentali in un array lineare a sorgente attiva. A sinistra: le diverse parti dei sismogrammi che sono state analizzate. A destra: le curve di dispersione relative a questi diversi sottoinsiemi. (Sito di Grenoble - Progetto InterPACIFIC)



Quando sia possibile, un controllo simile può anche essere effettuato con array passivi (cioè calcolando le curve di dispersione con diversi sottoinsiemi di sensori). Un altro rapido test per le misurazioni passive, nel caso in cui vengano utilizzati sensori a tre componenti, è quello di verificare la stabilità della curva H/V lungo l'array (**figura 24**). Nel caso presentato in figura, è chiaro che l'ipotesi 1D è giustificata per l'array interno, mentre per l'array esterno ( $D_{max} \sim 500m$ ) non lo è.



**FIGURA 24**

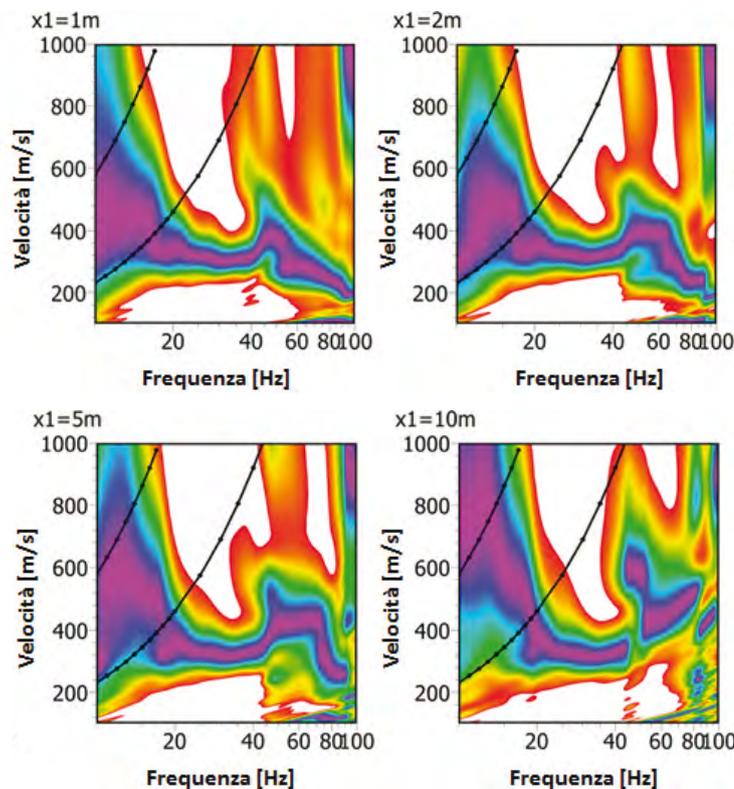
Variabilità della frequenza H/V su tutti i sensori dell'array, esempio tratto dalla stazione OGMA del RAP (network accelerometrico permanente francese); **a e b**: curve HV in ogni stazione, **c e d**: mappa del picco di frequenza H/V; **a e c**: array interno più piccolo; **b e d**: array esterno più grande.

### 3.3.2 PROPAGAZIONE DELLE ONDE PIANE

Nelle prove attive, i geofoni vicini alla sorgente possono trovarsi nel campo vicino e alterare le basse frequenze verso velocità di fase inferiori. Quando si rimuovono i geofoni più vicini, può essere utile controllare la stabilità della curva di dispersione alle basse frequenze (figura 25). Nella stima della curva di dispersione dovrebbero essere scartati gli offset che inducono significativi effetti di campo vicino. Al contrario, se non si osservano significative variazioni alle basse frequenze, è meglio includere i segnali degli offset ravvicinati in quanto contengono alte frequenze che possono risultare attenuate nei ricevitori lontani.

**FIGURA 25**

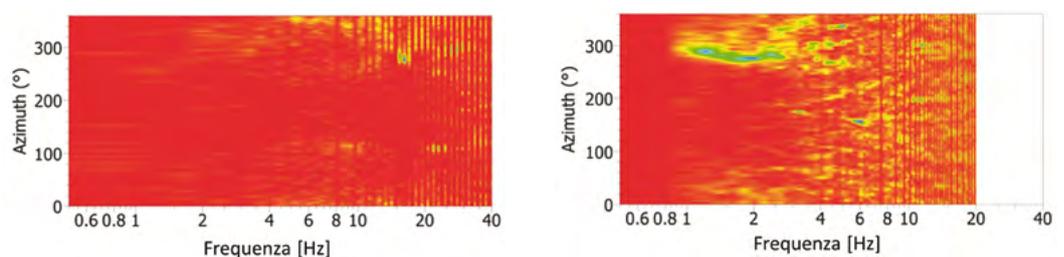
Misurazioni attive. Esempio di effetto di campo vicino e scarto dei ricevitori più vicini. "x1" indica la distanza sorgente-ricevitore più piccola presa in considerazione durante l'elaborazione. Su queste figure, le due linee nere indicano il limite della lunghezza d'onda corrispondente rispettivamente alla lunghezza dell'array e al parametro di O'Neil (2003) (lunghezza dell'array moltiplicata per 0,4). Si può vedere che la curva di dispersione è piuttosto stabile al di sopra di questo limite, qualunque sia la distanza "x1". Ad alta frequenza l'aumento della distanza fra la sorgente e il primo geofono può alterare la curva di dispersione a causa della mancanza di energia, quindi è utile effettuare diversi test.



Nelle misurazioni passive, la verifica dell'ipotesi dell'onda piana è più complessa e la rimozione delle sorgenti nel campo vicino è solitamente eseguito rimuovendo i segnali transitori ad alta energia generati solitamente a distanze ravvicinate.

### 3.3.3 DISTRIBUZIONE UNIFORME DELLE SORGENTI

I metodi SPAC presuppongono che il campo d'onda passivo sia composto da onde piane provenienti da tutte le direzioni orizzontali con la stessa intensità (vale a dire, presuppongono l'ipotesi di campo lontano). La verifica dell'ipotesi sulla direzionalità delle sorgenti può essere ottenuta con l'analisi f-k dei dati passivi che forniscono una rappresentazione della distribuzione di energia (figura 26).



**FIGURA 26**

Verifica della distribuzione azimutale delle sorgenti; esempio tratto dalla stazione OGIM del RAP (rete accelerometrica permanente francese) (apertura dell'array rispettivamente di 30 m e di 900 m). A sinistra: esempio di distribuzione uniforme delle sorgenti nel campo delle alte frequenze; a destra: esempio di direzione della sorgente dominante (N280) nella banda di frequenza 1-3 Hz.

## 3.4 STIMA DELLE INCERTEZZE

Si raccomanda di riportare sempre assieme ai risultati la variabilità osservata sulla curva di dispersione sperimentale. Ciò si può rappresentare in forma di parametri statistici (ad esempio valore medio e deviazione standard). La variabilità dei dati è un chiaro indicatore dell'affidabilità dei risultati e può essere utile per ulteriori valutazioni durante l'inversione.

In linea di principio, le incertezze aleatorie ed epistemiche (cioè basate sui modelli) dovrebbero essere chiaramente separate quando si costruisce la curva di dispersione. L'incertezza aleatoria è quella associata alle misure sperimentali in un dato sito, effettuate con un dato ricevitore e da un determinato analista. L'incertezza dei dati "derivati" (compresa l'incertezza della curva di dispersione) può essere ottenuta a partire da quella dei dati misurati usando algoritmi e approcci standard (ad esempio FOSM, ecc.),.

D'altra parte, l'incertezza epistemica si riferisce, ad esempio, ai diversi metodi per determinare la curva di dispersione. Pertanto la stessa incertezza nei dati misurati può effettivamente essere associata a diverse incertezze di dati "derivati" in base allo specifico algoritmo utilizzato per elaborare i dati stessi. Questa incertezza dovrebbe quindi essere mantenuta separata e trattata utilizzando ad esempio gli approcci ad albero logico.

La variabilità delle misure dovuta a diverse configurazioni sorgente-ricevitore è una combinazione d'incertezza aleatoria ed epistemica, tuttavia l'incertezza epistemica è prevalente in caso di eterogeneità laterale del suolo. Poiché il test standard per onde superficiali presuppone intrinsecamente la condizione 1D, l'incertezza associata a diverse configurazioni sorgente-ricevitore dovrebbe essere considerata aleatoria poiché i siti con pronunciati effetti 2D dovrebbero essere ignorati.

### 3.4.1 PROVE ATTIVE

Sebbene la stima dell'incertezza sia necessaria, non esiste ancora alcun protocollo condiviso a livello internazionale sul modo migliore per valutarla attraverso l'analisi attiva delle onde superficiali.

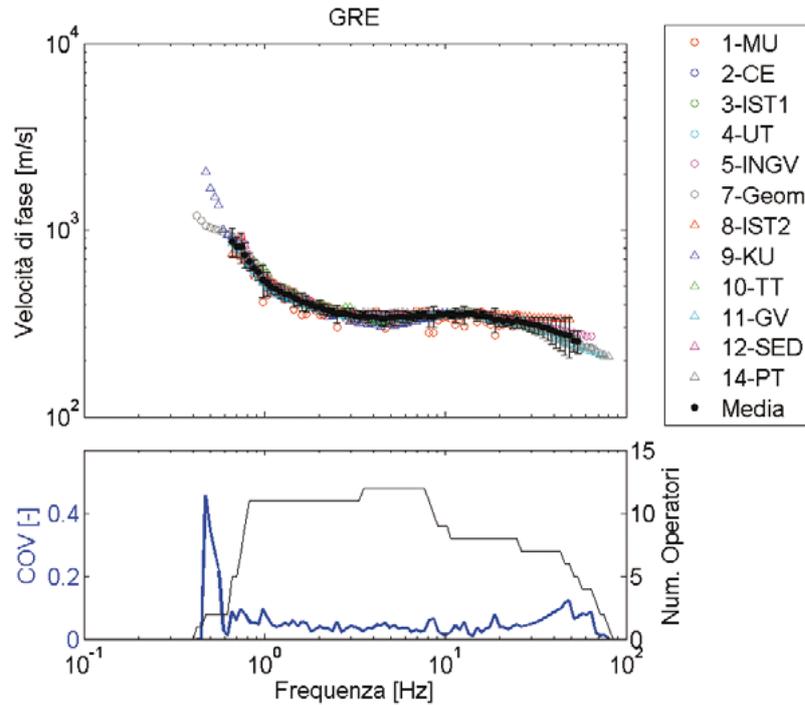
L'elaborazione indipendente di diverse registrazioni acquisite con lo stesso layout (colpi e ricevitori) può essere utile a ottenere diverse curve di dispersione sperimentale. Questi valori possono quindi essere utilizzati per stimare la media e la deviazione standard della velocità di fase a ogni frequenza. In questo caso la variabilità osservata è solo associata alla ripetibilità del test e le discrepanze sono principalmente dovute all'effetto delle vibrazioni ambientali. Spesso tale effetto è molto più basso della variabilità, tenendo conto della variabilità naturale del terreno e delle incertezze legate alla scelta della tecnica di elaborazione.

La variabilità dei risultati sulla curva di dispersione sperimentale può essere stimata considerando diverse sorgenti per uno stesso array, nonché utilizzando sottoinsiemi di ricevitori piuttosto che tutti i ricevitori. Con tale approccio, le incertezze dovute ai diversi fattori sono raggruppate (ad esempio variazioni laterali, effetto dei modi superiori, effetti di campo vicino, rapporto segnale-rumore). Questo modo di valutare l'incertezza è probabilmente il più simile alla stima dell'incertezza per le prove passive (**vedi sotto**).

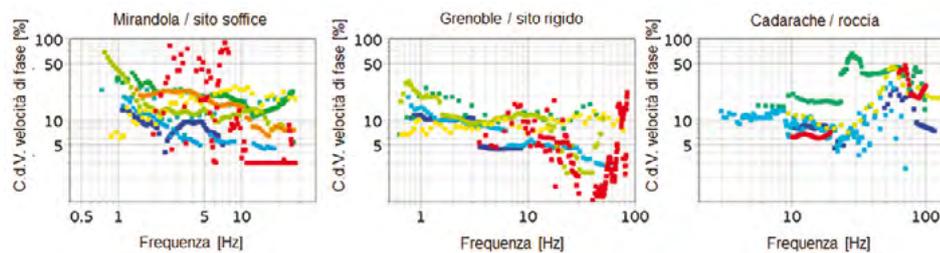
**Feedback dal progetto InterPacific:** sebbene non sia stato ancora raggiunto un consenso internazionale sul modo migliore per stimare le incertezze nell'analisi attiva delle onde superficiali, il feedback di diversi progetti internazionali di analisi "cieca" (tra cui InterPacific, cfr. Garofalo et al., 2016a) mostra che, all'interno di un'affidabile banda di lunghezza d'onda, le incertezze fra gli analisti stimate in termini di coefficiente di variazione (COV), nella media

di velocità di fase variano dal 5% al 10% a seconda dei siti (**figura 27**). L'incertezza sulle stime di dispersione fornita da ciascun analista varia tra il 5% e il 20%, in base al sito e all'analista (**figura 28**).

**FIGURA 27**  
Variabilità delle curve di dispersione medie stimate da dodici diversi operatori sullo stesso dataset attivo e passivo per il sito di Grenoble (in alto) e corrispondente coefficiente di variazione (in basso) con evidenza della banda di frequenza significativa (linea grigia) (Garofalo et al., 2016a)



**FIGURA 28**  
Incertezza (coefficiente di variazione) sulle curve di dispersione stimate da dodici diversi operatori sullo stesso dataset attivo e passivo per i siti di Mirandola, Grenoble e Cadarache. Ogni colore si riferisce a un analista.



### 3.4.2 PROVE PASSIVE

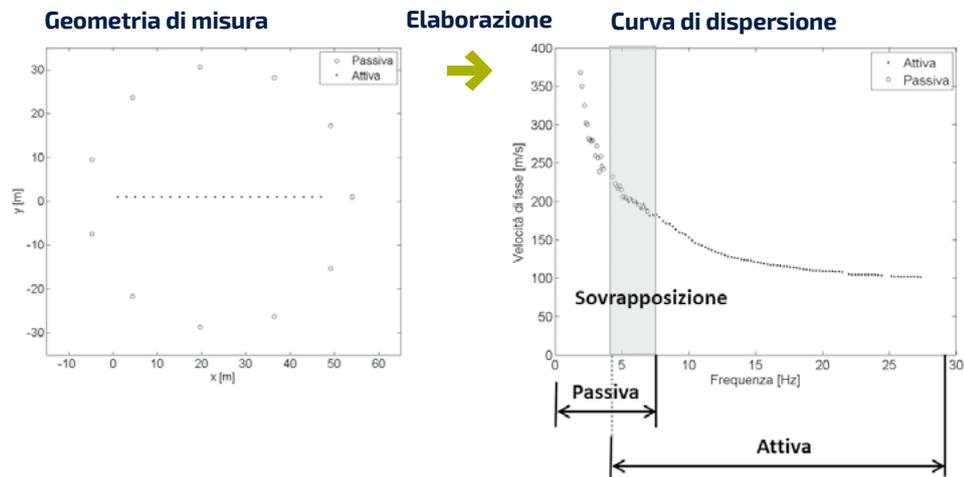
Nelle prove passive, spesso le curve di dispersione si ottengono dai vari blocchi temporali stimando una media della curva di dispersione su di essi. Le incertezze sono quindi legate alla variazione temporale delle proprietà del campo d'onda delle vibrazioni ambientali, in relazione alla capacità dell'array di separare le onde che si propagano simultaneamente ed alla variazione laterale del sottosuolo ed agli effetti di campo vicino.

Tutto ciò può essere ottenuto analizzando frequenza per frequenza l'istogramma delle stime di velocità e rimuovendo i valori anomali per ottenere una distribuzione gaussiana. Le deviazioni medie e standard possono quindi essere stimate ad ogni frequenza. In alternativa, un'altra opzione può essere quella di selezionare manualmente diverse curve di dispersione che coprono l'intera area con un alto numero di stime di velocità e in seguito fare una media per stimare la deviazione media e standard.

## 3.5 COMBINAZIONE D'INDAGINI ATTIVE E PASSIVE

La combinazione di diversi dataset (attivi e passivi con diverse aperture di array) può generare una curva di dispersione sperimentale su un'ampia banda di frequenze. I rami della curva di dispersione derivanti da diversi dataset dovrebbero sovrapporsi nelle bande di frequenza comuni (vedi figura 29). Una scarsa sovrapposizione può essere dovuta a diverse cause (ad esempio modi differenti, presenza di variazioni laterali, mancanza di risoluzione spettrale, insidie nell'elaborazione), e in ogni caso indica una scarsa affidabilità dell'analisi.

**FIGURA 29**  
Esempio di sovrapposizione tra rami stimati da dati attivi e passivi (sito di Mirandola, progetto InterPACIFIC).



Come menzionato al punto 3.4, le incertezze stimate non sempre tengono conto della stessa variabilità. Quando si combinano curve di dispersione con incertezze di diversa origine, si dovrebbe prestare attenzione a omogeneizzare tali incertezze per non dare artificialmente un peso preponderante alla curva o alle curve con incertezze minori.



04

**INVERSIONE**

## 4.1 INTRODUZIONE

**Il processo d'inversione è finalizzato alla ricerca del miglior modello**

di sottosuolo la cui risposta diretta si adatta bene ai dati sperimentali. Si basa su un'adeguata definizione della funzione di errore (misfit function) che è minimizzata nell'inversione. Nell'analisi delle onde superficiali, la funzione di errore è solitamente una norma dalla distanza tra la curva di dispersione sperimentale (o la curva di autocorrelazione spaziale) e la curva di dispersione teorica associate a un dato modello di velocità del sottosuolo.

Tuttavia, come in gran parte degli altri problemi geofisici, il problema dell'inversione dell'onda superficiale è non lineare, mal definito matematicamente e influenzato dalla non unicità della soluzione, per cui diversi modelli possono fornire un misfit egualmente valido rispetto ai dati sperimentali. Per questo motivo, si raccomanda vivamente che la soluzione sia data congiuntamente a una quantificazione dell'incertezza derivante dalla non unicità della soluzione. Il grado di indeterminazione del problema dipende anche dall'algoritmo specifico che viene utilizzato per invertire la curva di dispersione e dai vincoli che possono essere applicati al modello calcolato (ad esempio uniformità, spessore degli strati, ecc.). Ciò può essere rappresentato come una stima dei limiti d'incertezza della soluzione migliore (secondo l'ipotesi forzata di un problema lineare a soluzione unica) o preferibilmente come un insieme di soluzioni equivalenti (cioè soluzioni che forniscono un misfit simile).

Per il processo d'inversione è necessario descrivere il tipo di terreno mediante i parametri fisici e meccanici connessi ai dati sperimentali da relazioni fisiche. La **sezione 4.2** descrive la specificità della parametrizzazione per l'inversione delle onde superficiali.

Sono stati proposti diversi tipi d'inversione per cercare il/i set di parametri che meglio rappresentano le reali caratteristiche del terreno. Questi metodi possono essere raggruppati in due grandi categorie: metodi di ricerca locale e metodi di ricerca globale. Il modo in cui possono essere applicati all'inversione delle onde superficiali è descritto rispettivamente ai **punti 4.3 e 4.4**.

## 4.2 PARAMETERIZZAZIONE

### 4.2.1 PARAMETRI

L'analisi delle onde superficiali viene in genere effettuata immaginando un modello di sottosuolo costituito da una successione verticale di strati elastici, lineari, omogenei e isotropi. Ogni strato è caratterizzato da quattro parametri: spessore ( $h$ , eccetto per il semispazio), densità di massa ( $\rho$ ) e due parametri elastici (spesso implicitamente espressi in termini di velocità di propagazione delle onde di taglio e delle onde di compressione -  $V_s$  e  $V_p$  - collegati attraverso il coefficiente di Poisson,  $\nu$ ). Se viene creato anche un modello dell'attenuazione, nella parametrizzazione sono inclusi i fattori di qualità ( $Q_p$  e  $Q_s$ ). Nell'ingegneria geotecnica i fattori di qualità sono anche indicati come rapporti di smorzamento ( $D$ ); la relazione tra questi due valori è  $Q=1/2D$ .

Gli spessori degli strati e la velocità delle onde di taglio hanno la massima influenza sulla curva di dispersione, mentre la velocità dell'onda P e la densità di massa hanno un'influenza assai minore. I parametri invertiti sono quindi spesso limitati allo spessore e alla velocità dell'onda di taglio di ogni strato. La densità di massa e gli altri parametri elastici, cioè sia il coefficiente di Poisson che la velocità dell'onda P, sono quindi determinati grazie ad informazioni a priori o utilizzando i valori standard fissati dagli esperti. In alternativa la  $V_p$  può essere lasciata come parametro libero e il coefficiente di Poisson deve essere mantenuto entro limiti ragionevoli, a seconda delle condizioni del terreno. Quest'ultima strategia ha il grande vantaggio di prevenire la presenza di coppie  $V_p - V_s$  fisicamente non realistiche.

Si osserva tuttavia una grande differenza nelle curve di dispersione tra terreni insaturi (basso  $V_p$ , basso  $V_s$ ) e saturi (alto  $V_p$ , basso  $V_s$ ). La scelta errata a priori dei parametri del modello per i terreni saturi e insaturi può causare errori molto rilevanti nel processo d'inversione, quindi il profilo di velocità dell'onda di taglio potrebbe risultare non realistico. Per l'analisi dei dati delle onde superficiali è perciò essenziale una ragionevole stima in situ della profondità della falda (si veda la **sezione 4.2.4**).

Nella **Tabella 2** sono riportati i valori attesi della densità di massa e del coefficiente di Poisson in base ai diversi geomateriali. È possibile ottenere stime ancor più accurate qualora siano disponibili informazioni litologiche.

GEO-MATERIALI	COEFFICIENTE DI POISSON	DENSITÀ DI MASSA (KG/M3)
Terreno (insaturo)	0.15 – 0.35	1200 – 1800
Terreno (saturo)	0.47 – 0.49	1500 – 2100
Roccia	0.20 – 0.25	2100 – 2800

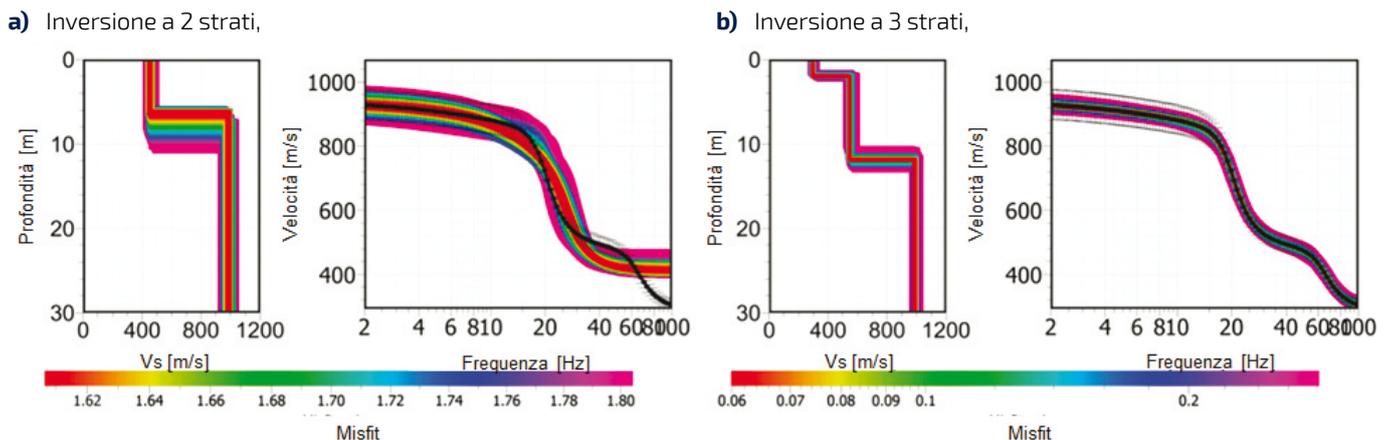
**TABELLA 2**  
Valori attesi dei parametri a priori per terreni e rocce

### 4.2.2 NUMERO DI STRATI

Il numero di strati deve essere prestabilito con cura per evitare l'eccessiva parametrizzazione (cioè troppi strati), che può condurre alla creazione di un modello finale inaffidabile a causa delle informazioni insufficienti per effettuare l'inversione (cioè a un'inversione sovra-determinata). Il numero di strati deve essere però sufficiente a riprodurre adeguatamente le variazioni di velocità con la profondità, specialmente nella porzione superficiale del terreno. In genere per raggiungere il giusto equilibrio è necessaria una valutazione preliminare con l'adozione di diverse parametrizzazioni di prova, poiché non è possibile fornire regole specifiche e quindi la scelta è riservata alle competenze dell'analista. La variabilità dei risultati dell'inversione dovuta al diverso numero di strati scelto è un tipico esempio d'incertezza epistemica. Tuttavia un recente lavoro di Cox e Teague (2016) illustra un metodo di selezione sistematica della parametrizzazione, anche in assenza d'informazioni a priori per dettare la scelta della stratificazione del sottosuolo.

Si raccomanda in ogni caso di ripetere il processo d'inversione utilizzando diverse parametrizzazioni per valutarne l'influenza sul risultato finale. Se si ottiene un misfit simile, si deve preferire la soluzione con il numero minimo di strati per migliorare la sensibilità ai parametri di modello e la conseguente affidabilità dei risultati. Gli scarti tra la dispersione osservata e la dispersione prevista per il modello finale indicheranno a quale profondità potrebbero essere richieste interfacce di strato aggiuntive (**figura 30**).

**FIGURA 30**  
Scelta del numero di strati; esempio numerico con una curva di dispersione per un modello a tre strati invertita con due strati **a)** e tre strati **b)**. In **a)**, il misfit tra le curve osservate (nere) e modellate (a colori) indica soprattutto alle alte frequenze che l'aggiunta di uno strato a minore profondità migliorerà i risultati.



Può essere accolta come strategia alternativa una sovra-parametrizzazione del modello, qualora vengano utilizzati ulteriori vincoli per regolarizzare la soluzione (uniformità, modello di riferimento, informazioni a priori). Tuttavia, i vincoli devono essere attentamente stabiliti sulla base dell'analisi del sottosuolo. Ad esempio, quando non sono previsti contrasti di velocità elevati (ad es. in caso di terreni rigidi e siti rocciosi dal gradiente di velocità uniforme), può essere consigliabile aumentare il numero degli strati ma anche imporre ulteriori limiti alle loro profondità e/o velocità (ad es. profondità prefissate e spessore crescente in base alla profondità, seguendo una progressione geometrica o leggi esponenziali; aumento della velocità con la profondità con legge lineare o di potenza, ...). Un altro esempio riguarda la presenza di strati a bassa velocità, che possono essere forzati nella soluzione quando sono palesemente evidenti (forma della curva di dispersione o informazioni a priori). Tuttavia, il numero d'inversioni di velocità dovrebbe essere limitato (idealmente a non più di uno o due), altrimenti si rischia di influenzare la non unicità del problema inverso.

### 4.2.3 PROFONDITÀ D'INDAGINE MINIMA E MASSIMA

Nel definire la parametrizzazione devono essere considerate le lunghezze d'onda minime e massime rilevate. Per l'inversione del modo fondamentale dell'onda di Rayleigh, lo spessore del primo strato dovrebbe essere maggiore della metà della lunghezza d'onda sperimentale minima mentre la profondità massima raggiungibile dovrebbe corrispondere a circa la metà della massima lunghezza d'onda sperimentale o anche meno, in condizioni stratigrafiche che comportano un grande contrasto d'impedenza in profondità. In quest'ultimo caso, corrispondenza tra la struttura di velocità invertita e la frequenza di risonanza del sito possono aiutare a determinare la profondità massima risolvibile.

### 4.2.4 USO D'INFORMAZIONI A PRIORI ED ESTERNE

Qualsiasi informazione disponibile a priori sul sito è di fondamentale importanza per l'analisi delle onde superficiali. Elementi utili possono derivare da studi precedenti effettuati nell'area, da mappe geologiche o da altre indagini indipendenti come fori di sondaggio o test geofisici e geotecnici.

**Profilo stratigrafico:** per definire la parametrizzazione di modello ottimale dovrebbero essere utilizzate le stratigrafie del sito o le altre misurazioni ottenute attraverso fori di sondaggio, qualora siano disponibili. Le interfacce del modello iniziale possono essere già desunte dalla stratigrafia. I valori attesi di  $V_s$  per ogni litotipo identificato nel profilo stratigrafico possono essere selezionate in base alla letteratura (si veda la **Tabella 3**, ad esempio). Tuttavia va notato che le interfacce geologiche non sempre corrispondono a variazioni di velocità rilevabili e che la velocità dell'onda P e dell'onda S non sono necessariamente soggette alla stessa interfaccia (ad esempio nel caso di sedimenti saturi d'acqua).

GEOMATERIALE	$V_s$ (m/s)
Argilla morbida	80 – 200
Argilla dura	200 – 600
Sabbia sciolta	80 – 250
Sabbia compatta	20 – 500
Ghiaia	300 – 900
Roccia alterata	600 – 1000
Roccia competente	1200 – 2500

**TABELLA 3**

Valori attesi della velocità dell'onda di taglio per terreni e rocce.

Nei terreni a grana grossa non cementati, la velocità di propagazione dell'onda di taglio è fortemente influenzata dal confinamento effettivo e dipende dalla profondità. In letteratura si possono trovare diverse relazioni tra  $V_s$  e profondità che possono essere usate per definire valori più ristretti rispetto a quelli riportati nella **Tabella 3** (per esempio *Zimmer et al., 2007*; *Mitchell e Soga, 2005*).

**Velocità dell'onda P:** una prova di sismica a rifrazione per onde-P eseguita sullo stesso array del test per onde superficiali a sorgente attiva (si veda la **sezione 2.1**), può essere molto utile in quanto può fornire una chiara indicazione della profondità della falda. In effetti, quest'ultima è associata a una brusca transizione nei valori di velocità delle onde di compressione tipici per terreni insaturi (poche centinaia di metri al secondo) e saturi (superiori a 1450 m/s). Questa brusca transizione è facilmente identificabile come importante rifrattore. Allo stesso modo delle tecniche per onde superficiali, anche la rifrazione sismica soffre della non unicità della soluzione e un'altra opzione è quella di un'inversione congiunta delle caratteristiche di dispersione e dei primi arrivi dell'onda P (vedi **Appendice 6**).

**Frequenza di risonanza e/o curva H/V:** quando è disponibile la frequenza di risonanza del sito, e quando la curva di dispersione sperimentale fornisce informazioni fino al picco di frequenza H/V, essa può essere invertita congiuntamente con la curva di dispersione (si veda **Appendice 7**). È possibile anche invertire una parte o l'intera curva H/V, procedimento che richiede l'uso di un solutore dedicato. Qualora non sia possibile, è necessario calcolare la funzione di trasferimento corrispondente al risultante profilo  $V_s$  e verificare la coerenza con il picco di frequenza H/V misurato.

## 4.3 METODI DI RICERCA LOCALE: INVERSIONI LINEARIZZATE

### 4.3.1 PRINCIPIO

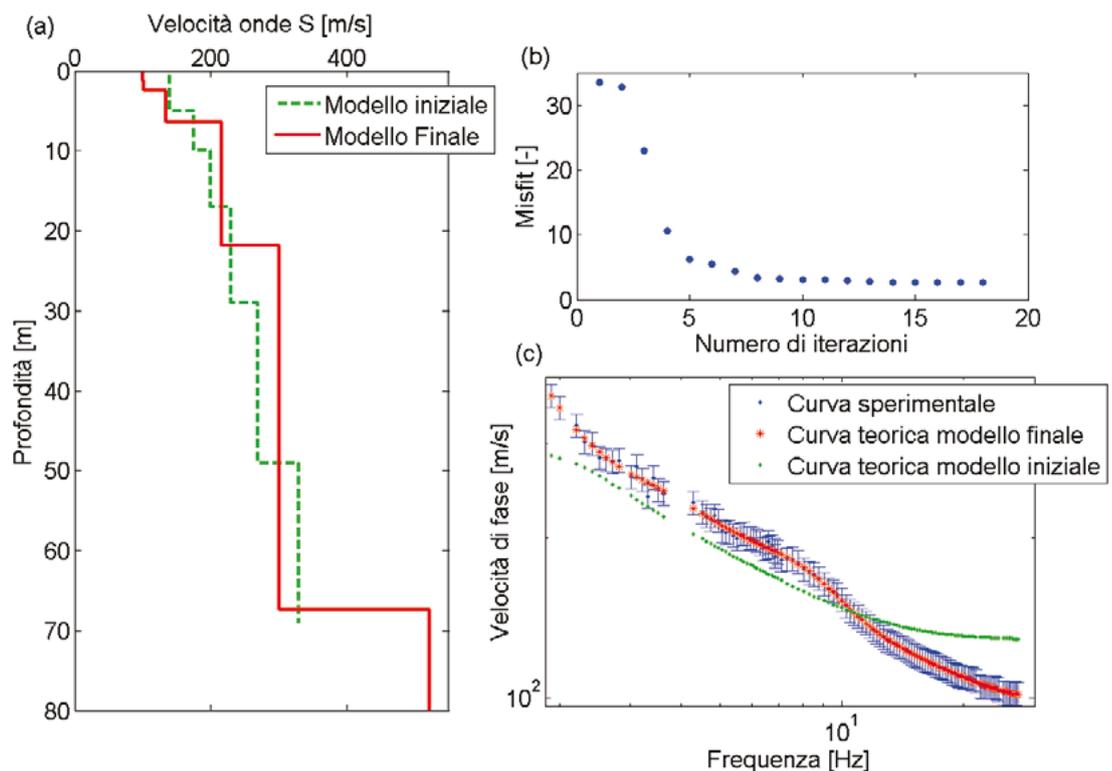
Nei metodi di ricerca locale, la soluzione richiede un processo iterativo che parte da un modello iniziale (in verde nella [figura 30a](#)) e viene progressivamente corretto attraverso iterazioni successive, al fine di minimizzare il valore della funzione di errore ([figura 30b](#)). La [figura 30c](#) mostra il confronto tra i dati sperimentali e la risposta diretta del modello iniziale e finale.

I metodi di ricerca locale solitamente calcolano la risposta diretta per il modello a ogni iterazione. Inoltre, viene solitamente calcolata a ogni iterazione anche la matrice Jacobiana, cioè la matrice di sensibilità (la curva di dispersione o la curva SPAC) ai parametri di modello. La matrice Jacobiana è usata per determinare come modificare il modello per diminuire il misfit e fornisce anche un'indicazione sulla risoluzione di ciascun parametro: minore è la sensibilità, peggiore sarà la definizione di quel parametro.

#### FIGURA 31

Esempio di un risultato ottenuto con il metodo di ricerca locale.

- a) Modello finale (in rosso) e modello iniziale (in verde);
- b) il misfit in funzione delle iterazioni;
- c) confronto tra i dati sperimentali (in blu), la risposta diretta del modello iniziale (in verde) e la risposta diretta del modello finale (in rosso) (sito di Mirandola, progetto InterPACIFIC).



### 4.3.2 MODELLO INIZIALE

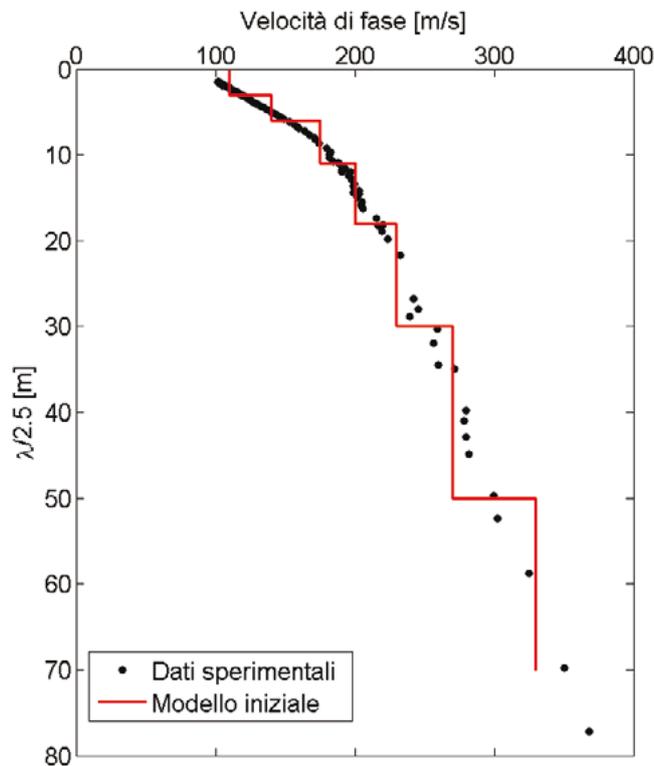
La scelta del modello iniziale è cruciale nei metodi di ricerca locale. Il risultato dell'inversione può essere fortemente dipendente dal modello iniziale adottato, in quanto la soluzione potrebbe rimanere vincolata ad un minimo locale della funzione di errore. Si raccomanda vivamente di ripetere la procedura d'inversione partendo da diversi modelli iniziali e di includere ogni informazione a priori (si veda la [sezione 4.2](#) per la scelta della parametrizzazione).

Se non sono disponibili informazioni a priori, un metodo semplice per costruire un primo

profilo provvisorio consiste nell'utilizzare proprio la curva di dispersione misurata, basandosi sulla relazione tra lunghezza d'onda ( $\lambda$ ) e profondità di penetrazione: i valori di  $V_s$  sono definiti dai valori di velocità di fase, possibilmente aumentati del 5% o del 10% (differenza tra velocità di fase e  $V_s$ ); in un mezzo omogeneo i valori della profondità sono definiti da una frazione della lunghezza d'onda. La frazione esatta che collega lunghezza d'onda e profondità dipende della distribuzione di velocità e non può essere definita a priori. Tuttavia, questa frazione esatta non è necessaria per definire un modello iniziale approssimativo ed i valori solitamente utilizzati variano da 0,4 a 0,8. Questo approccio è stato usato in passato per stimare il profilo di velocità dell'onda di taglio direttamente dai dati delle onde superficiali, evitando una soluzione formale del problema inverso. In realtà, rappresenta meglio il valore di  $V_s$  medio dalla superficie alla profondità. Si può notare come fornisca risultati affidabili soprattutto se nella propagazione è dominante il modo fondamentale di Rayleigh.

La **figura 32** mostra un esempio in cui il profilo  $V_s$  iniziale è definito come un modello a sei strati su semispazio, con velocità e profondità delle interfacce stimate per seguire al meglio la curva velocità di fase con la lunghezza d'onda/2.5. Questo modello iniziale è stato utilizzato per la ricerca locale nell'esempio della **figura 31**.

**FIGURA 32**  
Esempio di definizione del modello iniziale basato sull'approccio  $\lambda/2.5$  (sito di Mirandola, progetto InterPACIFIC).



### 4.3.3 CRITERI DI CONVERGENZA

I criteri di convergenza sono i parametri d'inversione che interrompono il processo iterativo. Il modello finale all'ultima iterazione rappresenta il risultato dell'inversione.

Le più grandi diminuzioni del misfit riguardano solitamente le prime iterazioni, dopodiché la differenza tra le caratteristiche di dispersione osservate e calcolate è solo leggermente ridotta. Applicare l'inversione a un gran numero d'iterazioni potrebbe essere inutile o addirittura produrre incongruità se il problema è sovra-parametrizzato. Di conseguenza, le iterazioni vengono solitamente limitate.

L'altro criterio generalmente definito per bloccare le inversioni linearizzate è la soglia di misfit al di sotto della quale il miglioramento delle caratteristiche della dispersione è considerato inferiore alle incertezze sperimentali. L'inversione quindi si arresta quando il misfit è inferiore alla soglia definita.

### 4.3.4 VALUTAZIONE DEI RISULTATI

I risultati ottenuti con la soluzione del problema inverso dovrebbero essere attentamente controllati per valutarne la loro affidabilità. In particolare, meritano attenzione i seguenti punti.

**Residui:** i residui tra la dispersione osservata e la dispersione prevista per il modello finale indicheranno l'affidabilità del modello. Una scarsa sovrapposizione in un dato intervallo di lunghezze d'onda è un'indicazione della mancanza di affidabilità del modello in un determinato range di profondità.

**Range di profondità:** lo spessore del primo strato e la massima profondità d'indagine dovrebbero essere coerenti con le lunghezze d'onda disponibili nella curva di dispersione (si veda 4.2.3), che a loro volta dovrebbero essere coerenti con la risoluzione dei ricevitori dell'array (si veda 3.2.4).

**Coerenza con informazioni a priori e/o esterne:** se sono disponibili informazioni a priori o esterne (materiali o profondità derivanti da log geofisici, velocità dell'onda P o posizione della falda freatica, frequenza di risonanza o curve H/V), è importante controllare la coerenza dei risultati dell'inversione con queste informazioni per assicurarsi che i risultati finali siano generalmente in linea con le informazioni a priori.

### 4.3.5 INCERTEZZE

Le incertezze sui risultati di un'inversione linearizzata possono essere stimate dall'analisi della matrice Jacobiana: maggiore è la sensibilità, migliore è la risoluzione del parametro di modello. La matrice Jacobiana può anche essere usata per propagare la valutazione delle incertezze dalla curva di dispersione al profilo di velocità dell'onda di taglio (Lai et al., 2005).

In alternativa, le incertezze possono essere ricavate dai diversi risultati ottenuti con diversi modelli iniziali o diversi vincoli sui parametri meno influenti (densità di massa, velocità dell'onda P, coefficiente di Poisson). Eventualmente si possono valutare risultati diversi in base a vari algoritmi d'inversione.

## 4.4 ALGORITMI DI RICERCA GLOBALE

### 4.4.1 PRINCIPIO

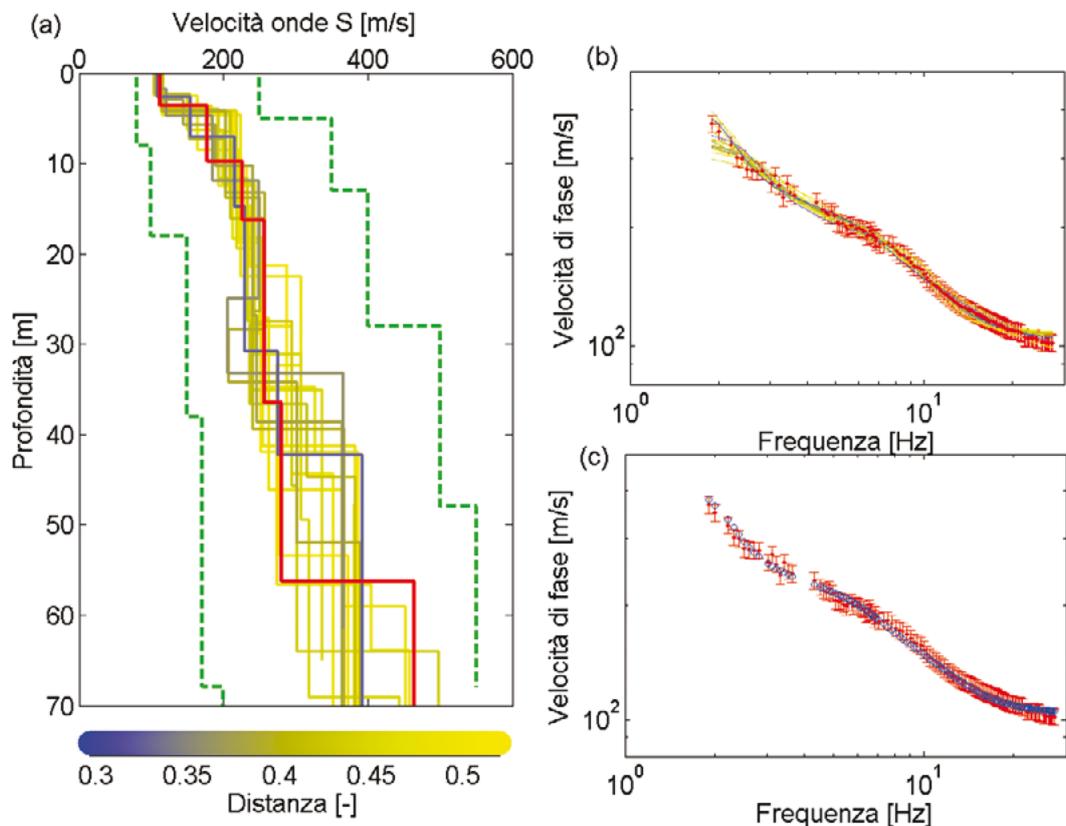
Nei metodi di ricerca globale, come i metodi Monte Carlo, viene definita una densità di probabilità della distribuzione (ad esempio uniforme o normale) per ciascun parametro di modello ed i limiti dei parametri (i contorni verdi nella **figura 33a**). Lo spazio dei parametri di modello viene quindi campionato utilizzando uno specifico algoritmo di ricerca. Per ciascun profilo campionato viene calcolata la risposta diretta e si ottiene il misfit rispetto ai dati sperimentali. Viene quindi formulata l'inferenza sul gruppo di profili generati, per identificare quelli che rappresentano soluzioni accettabili. In contrasto con il singolo modello prodotto dall'inversione linearizzata, il risultato dei metodi di ricerca globale è un insieme di molti profili accettabili piuttosto che un singolo profilo associato al minimo valore di misfit. Ciò consente di valutare l'incertezza relativa alla non unicità della soluzione.

Nell'esempio della **figura 33**, sono selezionati i profili (**figura 33a**) la cui risposta diretta fornisce un misfit che supera un test statistico che tenga conto delle incertezze sperimentali e della parametrizzazione del modello (**figura 33b**). Nella **figura 33c**, viene riportato il confronto tra i dati sperimentali (in rosso) e la risposta diretta del profilo con un valore minimo di misfit (in blu) (sito di Mirandola, progetto InterPACIFIC).

**FIGURA 33**

Esempio del risultato di un metodo di ricerca globale.

- a)** In rosso il profilo con il minimo valore di misfit. Le linee tratteggiate verdi rappresentano i limiti dell'area di ricerca. I profili, dal blu al giallo secondo i loro valori di misfit, sono tutti i profili accettati;
- b)** in rosso i dati sperimentali; le linee dal blu al giallo corrispondono alla risposta diretta dei profili accettati;
- c)** confronto tra i dati sperimentali (in rosso) e la risposta diretta del profilo con un valore minimo di misfit (in blu) (sito di Mirandola, progetto InterPACIFIC).



La probabilità di ottenere una soluzione affidabile con i metodi di ricerca globale è connessa alla dimensione della popolazione di modelli valutati. Gli approcci di tipo Monte Carlo puri richiedono un numero molto elevato di campioni, che vengono generati casualmente. La dimensione della popolazione dovrebbe essere abbastanza estesa da campionare correttamente lo spazio dei parametri di modello, ma abbastanza ristretta da limitare la complessità computazionale.

Per limitare il numero di profili all'interno della popolazione sono stati proposti molti approcci di ottimizzazione (ad esempio la tecnica di campionamento Latin Hypercube, gli algoritmi genetici, il simulated annealing, il neighbourhood algorithm...). Fondamentalmente, in tutti i moderni algoritmi di ottimizzazione globale, dopo un'iniziale ricerca esplorativa relativamente ampia, lo spazio dei parametri viene iterativamente perfezionato e progressivamente ristretto a una o più regioni includendo potenzialmente il minimo assoluto della funzione di errore.

#### 4.4.2 DEFINIZIONE DELLO SPAZIO DEI PARAMETRI

Come già accennato, nella definizione dello spazio dei parametri dovrebbe essere presa in considerazione qualsiasi informazione a priori. L'ampiezza dell'intervallo dei parametri e il numero degli strati definisce la dimensione dello spazio dei parametri, quindi questi dovrebbero essere selezionati in base al livello di conoscenze a priori disponibili. Limiti molto ristretti di parametri di modello limitano fortemente la soluzione che potrebbe cadere nel minimo locale della funzione di errore senza trarre vantaggi dall'approccio di ricerca globale, pertanto limiti ristretti dovrebbero essere considerate solo quando siano disponibili informazioni a priori molto affidabili. Dall'altro lato, intervalli molto ampi aumentano il tempo di calcolo e riducono la possibilità di avvicinarsi al minimo assoluto della funzione di errore. Una possibile strategia è iniziare con limiti molto ampi e ripetere l'inversione restringendo i limiti sulla base dei risultati del primo test di inversione.

#### 4.4.3 DEFINIZIONE DEI RISULTATI

Contrariamente all'inversione linearizzata, il risultato dei metodi di ricerca globale è un insieme di profili accettabili selezionati in base al loro misfit. La dimensione di questo insieme può essere definita in base al metodo utilizzato per formulare l'inferenza sul gruppo di modelli valutati. I metodi di ottimizzazione possono convergere su un numero molto limitato o addirittura su singoli modelli finali, mentre altri metodi possono selezionare i modelli accettabili sulla base di test statistici o su semplici criteri basati sulla soglia di misfit del numero di modelli accettati.

Lo spazio della soluzione (che rappresenta il misfit in funzione dei parametri del modello) può fornire una visione utile sulla bontà della mappatura dello spazio dei modelli.

#### 4.4.4 VALUTAZIONE DEI RISULTATI

La valutazione dei risultati si basa sugli stessi criteri dell'inversione linearizzata (vedi 4.3.4).

#### 4.4.5 LE INCERTEZZE

I confini dell'area con tutti i profili accettati potrebbero essere considerati come i limiti d'incertezza del profilo con il minimo misfit (il profilo rosso nella **figura 33a**). Le statistiche sui profili selezionati richiederebbero una valutazione chiara dell'incertezza epistemica e aleatoria correlata alle varie componenti del processo di inversione (incertezza dei dati, parametrizzazione del modello, ecc.). La quantificazione della variabilità dei modelli finali è quindi ancora un problema aperto e certamente merita ulteriori indagini nella futura ricerca.

Quando devono essere svolti ulteriori calcoli sui profili di velocità risultatani (ad esempio, valutazione della risposta sismica locale per la stima del rischio sismico), suggeriamo di utilizzare un insieme rappresentativo di profili accettabili.

### 4.5 VANTAGGI E SVANTAGGI DI CIASCUN TIPO D'INVERSIONE

In generale si preferiscono i metodi di ricerca globale rispetto ai metodi di ricerca locale, poiché questi ultimi possono fornire risultati fortemente dipendenti dal profilo di primo tentativo adottato per l'inversione. Inoltre, i metodi di ricerca globale facilitano l'analisi delle incertezze dovute alla non-unicità della soluzione, sebbene per la loro elaborazione occorra più tempo e maggiori risorse computazionali.

I due approcci di inversione possono comunque essere combinati, utilizzando la ricerca globale nel campionare lo spazio dei modelli e approssimando la soluzione ai minimi della funzione di errore con un algoritmo di ricerca locale (ad esempio *Poggi et al., 2012*).



**05**

**APPLICAZIONI E UTILIZZO**

**DELLE PROVE PER ONDE SUPERFICIALI**

**PER STUDI D'INGEGNERIA SISMICA**

### Questo capitolo contiene alcuni esempi di applicazione e uso delle indagini

per onde superficiali per vari obiettivi, dal più semplice (ad esempio la determinazione della  $V_{s,30}$ ) al più complesso (calcolo del profilo di velocità del sottosuolo). Per questi esempi, vengono proposti possibili metodi di analisi. Essi devono essere considerati come possibili esempi, non come una procedura rigorosa: possono essere adatti anche altri approcci alternativi.

Per ciascun esempio, commenteremo quelli che potrebbero essere considerati i risultati attendibili applicando i metodi relativi alle onde superficiali ma anche tutto ciò che a margine dovrebbe essere considerato con attenzione. Questi commenti sono in parte basati su quanto appreso nell'ambito del progetto InterPacific (Garofalo *et al.* 2016a e 2016b).

Il capitolo in oggetto ha lo scopo di fornire informazioni ai geofisici che si occuperanno direttamente delle prove, ma anche ai clienti e agli analisti che utilizzeranno i loro risultati.

## 5.1 CATEGORIE DI SOTTOSUOLO E DETERMINAZIONE DELLA $V_{s,30}$

La  $V_{s,30}$  - cioè la velocità media pesata dell'onda di taglio nei primi 30 m di sottosuolo, è un parametro adottato da diversi codici di costruzione (come EC8 e IBC) per la classificazione sismica di sito. La  $V_{s,30}$  è anche ampiamente utilizzata per lo sviluppo delle Ground Motion Prediction Equations (GMPE), pertanto questo parametro è solitamente necessario per caratterizzare i siti delle reti accelerometriche.

Per un dato profilo di  $V_s$ , la  $V_{s,30}$  è stimata come:

$$V_{s,30} = \frac{30m}{\sum_{i=1}^N \frac{H_i}{V_{s,i}}} \quad (2)$$

dove  $N$  è il numero di strati del profilo di  $V_s$  fino alla profondità di 30 m, mentre  $H_i$  e  $V_{s,i}$  corrispondono rispettivamente allo spessore e alla velocità dell'onda di taglio di ciascuno strato.

Diversi studi hanno dimostrato che la  $V_{s,30}$  calcolata dai profili di velocità delle onde di taglio ottenuti dall'analisi delle onde superficiali è affidabile e in ottimo accordo con le stime ottenute con altri metodi sismici (ad es. metodi che utilizzano fori di sondaggio come il metodo Cross-hole, il metodo Down-hole, o il P-S Suspension Logging).

Poiché la  $V_{s,30}$  è un parametro correlato alle proprietà del sottosuolo, alcuni autori hanno suggerito una relazione diretta tra  $V_{s,30}$  e velocità di fase della curva di dispersione a una data lunghezza d'onda. Usando queste formulazioni, l'inversione formale dei dati delle onde superficiali non è necessaria. Questi approcci possono essere utilizzati per una stima rapida e approssimativa della  $V_{s,30}$  o per un doppio check dei valori estratti dal profilo di velocità delle onde di taglio. Secondo queste relazioni, la  $V_{s,30}$  può essere stimata moltiplicando la velocità di fase a una data lunghezza d'onda per un opportuno fattore correttivo (ad esempio, Brown *et al.*, 2000; Martin e Diehl, 2004; Albarello e Gargani, 2010, Comina *et al.*, 2011). Una semplice approssimazione di queste espressioni è data da:

$$V_{s,30} = V_{R,[40-45]} \quad (3)$$

in cui  $V_{R,[40-45]}$  è la velocità di fase del modo fondamentale dell'onda di Rayleigh per lunghezze d'onda che vanno da 40 a 45 m. Generalmente,  $V_{R,40}$  è più appropriato nei siti con falde acquifere poco profonde e  $V_{R,45}$  nei siti con falde acquifere in profondità.

Pertanto la  $V_{5,30}$  può essere calcolata dal profilo di velocità dell'onda di taglio ottenuto dall'intero procedimento di analisi dei dati (inclusa l'inversione), ma si può anche stimare direttamente dalle curve di dispersione come quantità affidabile e stabile, evitando la necessità di eseguire l'inversione, che è la fase più complessa e dispendiosa in termini di tempo nell'analisi delle onde superficiali.

Un problema molto comune deriva dalla possibile errata interpretazione della velocità di fase di un modo superiore come modo fondamentale. È pertanto necessario raccogliere tutte le informazioni necessarie affinché il modo fondamentale sia correttamente identificato nella banda di frequenza d'interesse.

Un metodo di indagine piuttosto efficace per conseguire questo risultato potrebbe essere l'acquisizione di dati attraverso tre array (ad es. array circolari di 8 o 10 sensori) con un diametro (apertura) crescente di 20, 50 e 125 m, più una linea MASW di 24 geofoni collocati a 2 m di distanza fra loro. Questo layout garantirà la stima di una curva di dispersione affidabile, con una sovrapposizione soddisfacente tra le curve di dispersione degli array passivi e dell'array lineare MASW.

## 5.2 ALTRI PARAMETRI COMUNEMENTE UTILIZZATI

Soprattutto nell'ambito delle formulazioni GMPE, vengono utilizzati anche altri parametri al fine di delineare un quadro migliore delle caratteristiche di un sito. Segue un elenco non esaustivo di tali parametri:

- $f_0$ : frequenza di risonanza fondamentale del sito,
- $H_{800}$ : profondità in cui il profilo di velocità dell'onda di taglio eccede il valore di 800 m/s (ad esempio un convenzionale substrato roccioso sismico).
- $H_{\text{bedrock}}$ : profondità del substrato roccioso geologico, vale a dire la profondità corrispondente al contrasto più elevato nel profilo di velocità dell'onda di taglio. Questo contrasto di solito corrisponde a quello che causa la risonanza  $f_0$  e corrisponde anche a un cambio di litologia.
- $V_{\text{moy}}$ : velocità dell'onda di taglio media superficie e substrato roccioso (come definito nella definizione di  $H_{\text{bedrock}}$ ).
- $V_{\text{bedrock}}$ : velocità dell'onda di taglio del substrato roccioso.
- $V_{\text{qwt}}$ : una stima, dipendente dalla frequenza, della velocità media dell'onda di taglio a una profondità corrispondente a  $\frac{1}{4}$  della lunghezza d'onda.

Il valore  $f_0$  può essere ottenuto piuttosto facilmente dalle misurazioni della vibrazione ambientale eseguite da una singola stazione con un sensore a tre componenti (si veda *Sesame Guidelines*, 2004). Spesso questi dati possono essere estratti dai sensori di un'array passivo utilizzato per le analisi delle onde superficiali.

Gli altri parametri possono essere calcolati dal profilo di velocità dell'onda di taglio. Tenendo conto della non unicità della soluzione, si raccomanda di valutare i limiti d'incertezza su questi parametri ripetendo il calcolo per ottenere un insieme di soluzioni equivalenti (si veda la [sezione 4.4.5](#)).

I risultati ottenuti da InterPacific (Garofalo *et al.* 2016a) mostrano che mentre le velocità medie entro le prime decine di metri sono correttamente determinate dai metodi delle onde superficiali, la determinazione di  $H_{\text{bedrock}}$  e  $V_{\text{bedrock}}$  comporta maggiori incertezze. Per quantificare queste incertezze, si consiglia di eseguire più inversioni utilizzando varie

ipotesi e parametrizzazioni. Anche un'inversione congiunta che coinvolga sia le curve di dispersione che il valore della frequenza fondamentale  $f_0$  o le informazioni a priori può ridurre l'incertezza. Per quanto riguarda il parametro  $V_{\text{bedrock}}$ , se la formazione geologica rocciosa affiora in prossimità del sito in oggetto, può essere utile eseguire un'indagine preventiva su questa stessa area per ottenere un valore di riferimento della velocità del substrato roccioso.

Al fine di determinare i profili di velocità necessari per la determinazione dei summenzionati parametri (ad eccezione di  $f_0$  che richiede solo una misurazione a stazione singola), è possibile realizzare una linea MASW (ad esempio con 24 geofoni collocati a 2 m di distanza fra loro) per l'analisi delle alte frequenze e degli strati poco profondi, quindi stendere diversi array passivi ad apertura crescente, da quelle relativamente piccole (15-20 m) fino ad un valore pari al doppio della profondità di indagine desiderata. Un array passivo molto grande potrebbe facilitare la determinazione della velocità del substrato roccioso.

### 5.3 ANALISI DELLA RISPOSTA SISMICA LOCALE

Una delle attuali applicazioni dei metodi di analisi delle onde superficiali è la determinazione dei profili di velocità delle onde di taglio al fine di calcolare la risposta sismica 1D del sito. Raccomandiamo questo sia effettuato su una serie di modelli di velocità risultato della prova.

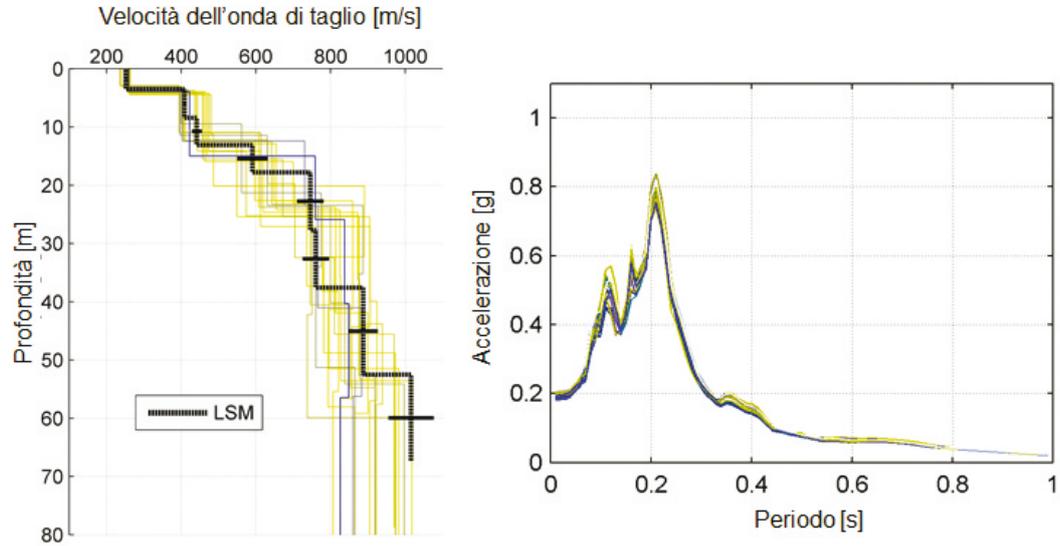
Quando il geofisico fornisce una serie di possibili soluzioni all'ingegnere incaricato di simulare la risposta di un sito, un errore comune è quello di raggruppare tutti i profili in un singolo grafico e considerare tre soli profili per i calcoli: la media di tutti i profili, la media più una deviazione standard e la media meno una deviazione standard (tutte calcolate ad ogni profondità). Ciò condurrà a una sovrastima dell'incertezza. Infatti i due profili più "esterni" non corrisponderanno alla curva di dispersione dell'onda superficiale misurata, che è un parametro affidabile e rappresenta la caratteristica propria del sito.

Quando vengono creati i profili per l'analisi della risposta sismica, essi devono essere sempre esaminati confrontando la loro corrispondente curva di dispersione e la loro frequenza fondamentale con quelle sperimentalmente disponibili. Allo stesso modo, quando vengono adottati approcci di randomizzazione (ad esempio *Toro, 1995*), è necessario selezionare solo i profili "randomizzati" che si adattano ai valori misurati delle curve di dispersione e di  $f_0$  (*Teague e Cox 2016*).

Tenendo conto della non unicità della soluzione, l'approccio suggerito è quello di ripetere le analisi di risposta sismica per i singoli profili selezionati durante il processo d'inversione. Questo approccio consente una valutazione diretta dell'incertezza finale associata alla risposta sismica del sito. Tale incertezza può essere significativamente minore di quella associata al profilo di velocità dell'onda di taglio (**figura 34**). Infatti, i profili che si abbinano alla curva di dispersione sperimentale sono probabilmente equivalenti anche in termini di risposta del terreno alle onde di taglio che si propagano verticalmente, considerate nelle analisi 1D.

**FIGURA 34**

Incidenza sull'incertezza dei profili di velocità dedotti dalle prove per onde superficiali per il calcolo della risposta sismica. A sinistra: set di profili di velocità dall'inversione. Si può notare che a una data profondità, la variabilità può essere alta. A destra: la corrispondente risposta sismica dei profili. Le differenze tra gli spettri di risposta all'accelerazione in superficie sono limitate (Foti *et al.*, 2009).



Un parametro chiave per l'analisi della risposta sismica è lo smorzamento del materiale, che viene solitamente valutato sulla base di test in laboratorio. Tuttavia queste analisi potrebbero non essere sufficientemente rappresentative della risposta di un deposito. Sebbene non ancora del tutto inclusa nella pratica, l'attenuazione dell'onda superficiale può essere utilizzata per valutare i parametri di smorzamento (Foti *et al.*, 2014). L'appendice 11 contiene le opzioni possibili per questa applicazione.



# BIBLIOGRAFIA

**Albarelo, D. and G. Gargani (2010)**

*"Providing NEHRP soil classification from the direct interpretation of effective Rayleigh-wave dispersion curves"*, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 100, No. 6, p 3284-3294.

**Bard P.-Y., H. Cadet, B. Endrun, M. Hobiger, F. Renalier, N. Theodulidis, M. Ohrnberger, D. Fäh, F. Sabetta, P. Teves-Costa, A.-M. Duval, C. Cornou, B. Guillier, M. Wathelet, A. Savvaidis, A. Köhler, J. Burjanek, V. Poggi, G. Gassner-Stamm, H.B. Havenith, S. Hailemikael, J. Almeida, I. Rodrigues, I. Veludo, C. Lacave, S. Thomassin, M. Kristekova (2010)**

*From Non-invasive Site Characterization to Site Amplification: Recent Advances in the Use of Ambient Vibration Measurements, Geotechnical, Geological and Earthquake Engineering*, 17, 105-123.

**Bolt B.A. (1987)**

Earthquakes. W. H. Freeman, New York.

**Brown L, Diehl J and Nigbor R (2000)**

*A simplified method to measure average shear-wave velocity in the top 30 m ( $V_{s30}$ )*, Proc. 6th International Conference on Seismic Zonation, 1-6.

**Comina, C., S. Foti, D. Boiero, L.V. Socco (2011)**

*Reliability of  $V_{s30}$  evaluation from Surface Waves Tests: Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*: 137, 6, 579-588. DOI: 10.1061/(ASCE)GT.1943-5606.0000452.

**Cox, B.R., Teague, D.P. (2016)**

*"Layering Ratios: A Systematic Approach to the Inversion of Surface Wave Data in the Absence of A-priori Information," Geophysical Journal International*, 207, 422-438. (DOI: 10.1093/gji/ggw282).

**Foti S., Comina C., Boiero D., Socco L.V. (2009)**

*Non-uniqueness in surface wave inversion and consequences on seismic site response analyses*, Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 29(6), 982-993.

**Foti S., C. G. Lai, G. Rix and C. Strobbia (2014)**

*Surface Wave Methods for Near-Surface Site Characterization*, CRC Press.

**Foti S., S. Parolai, D. Albarello, and M. Picozzi (2011)**

*Application of Surface Wave Methods for Seismic site characterization*, Survey in Geophysics, 32(6), 777-825.

**Garofalo F., S. Foti, F. Hollender, P.Y. Bard, C. Cornou, B.R. Cox, M. Ohrnberger, D. Sicilia, M. Asten, G. Di Giulio, T. Forbriger, B. Guillier, K. Hayashi, A. Martin, S. Matsushima, D. Mercerat, V. Poggi, H. Yamanaka (2016a)**

*InterPACIFIC project: Comparison of invasive and non-invasive methods for seismic site characterization. Part I: Intra-comparison of surface wave methods*. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 82, 222-240.

**Garofalo F., S. Foti, F. Hollender, P.Y. Bard, C. Cornou, B.R. Cox, A. Dechamp, M. Ohrnberger, V. Perron, D. Sicilia, D. Teague, C. Vergnault (2016)**

*InterPACIFIC project: Comparison of invasive and non-invasive methods for seismic site characterization. Part II: Inter-comparison between surface-wave and borehole methods*, Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 82, 241-254.

- Lai, C. G., S. Foti, and Rix G.J.** (2005)  
*Propagation of data uncertainty in surface wave inversion.* Journal of Environmental and Engineering Geophysics 10(2): 219-228.
- Martin, A. J. and J. G. Diehl** (2004)  
*Practical experience using a simplified procedure to measure average shear-wave velocity to a depth of 30 meters ( $V_{s,30}$ ).* Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering, Vancouver, B.C., Canada, August 1-6, 2004, Paper No. 952.
- Mitchell, J. K., and K. Soga** (2005)  
 Fundamentals of soil behavior: John Wiley & Sons.
- Okada, H.** (2003)  
*The microtremor survey method.* Geophysical Monograph series, 12, Society of Exploration Geophysics.
- Park C.B., Miller R.D., Xia J.** (1999)  
*Multichannel analysis of surface waves.* Geophysics 64: 800-808.
- Peterson, J.** (1993)  
*Observations and modeling of seismic background noise,* U.S. Geol. Surv. Open-File Rept. 93-322-95.
- Poggi, V., Fäh, D., Burjanek, J. and Giardini, D.** (2012)  
*The use of Rayleigh wave ellipticity for site-specific hazard assessment and microzonation.* An application to the city of Luzern (Switzerland). Geophys. J. Int., Volume 188, Issue 3, 1154-1172.
- Schramm, K.A., R.E. Abbott, M.W. Asten, S. Bilek, A.P. Pancha, and H.J. Patton** (2012)  
*Broadband Rayleigh-Wave Dispersion Curve and Shear Wave Velocity Structure for Yucca Flat, Nevada:* Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 102 no. 4 1361-1372, doi: 10.1785/0120110296.
- SESAME team** (2004)  
*Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations: measurements, processing and interpretation* (Deliverable No. D23.12), WP12. SESAME European research project.
- Socco, L., S. Foti and D. Boiero** (2010)  
*Surface wave analysis for building near surface velocity models: established approaches and new prospectives,* Geophysics, 75(5), A83-A102.
- Teague, D.P., Cox, B.R.** (2016)  
*Site Response Implications Associated with using Non-Unique  $V_s$  Profiles from Surface Wave Inversion in Comparison with Other Commonly Used Methods of Accounting for  $V_s$  Uncertainty,* Soil Dynamics and Earthquake Engineering XX(Y), pp-pp. (published online doi:10.1016/j.soildyn.2016.07.028).
- Toro G.R.** (1995)  
*Probabilistic models of site velocity profiles for generic and site-specific ground-motion amplification studies.* Technical report No 779574, Upton, N.Y.

**Yong, A., A. Martin, K. Stokoe, and J. Diehl (2013)**

*ARRA-funded  $V_{s,30}$  measurements using multi-technique approach at strong-motion stations in California and Central-Eastern United States. Reston, Virginia, U.S. Geol. Surv. Open-File Rept. 2013-1102, 59.*

**Wielandt, E. (1993)**

*Propagation and structural interpretation of non-plane waves. Geophysical Journal International, 113(1), 45-33. doi: 10.1111/j.1365-246X.1993.tb02527.x.*

**Zimmer, M. A., M. Prasad, G. Mavko, and A. Nur (2007)**

*Seismic velocities of unconsolidated sands: Part 1 — Pressure trends from 0.1 to 20 MPa: Geophysics, 72, no. 1, E1-E13, doi: 10.1190/1.2399459.*

# APPENDICI

Bull Earthquake Eng

DOI 10.1007/s10518-017-0206-7

## MEMBRI

**Sebastiano FOTI**

*Politecnico di Torino, Italia*

**Fabrice HOLLENDER**

*CEA, Francia*

**Flora GAROFALO**

*Politecnico di Torino, Italia*

**Dario ALBARELLO**

*Università di Siena, Italia*

**Michael ASTEN**

*Monash University, Australia*

**Pierre-YVES BARD**

*ISTerre / IFSTTAR, Francia*

**Cesare COMINA**

*Università di Torino, Italia*

**Cécile CORNOU**

*ISTerre / IFSTTAR, Francia*

**Brady COX**

*Univeristy of Texas ad Austin, USA*

**Giuseppe DI GIULIO**

*INGV, Italia*

**Thomas FORBRIGER**

*BFO, Germania*

**Koichi HAYASHI**

*Geometrics, USA*

**Enrico LUNEDI**

*Università di Siena, Italia*

**Antony MARTIN**

*Geovision, USA*

**Diego MERCERAT**

*CEREMA, Francia*

**Matthias OHRNBERGER**

*Università di Potsdam, Germania*

**Valerio POGGI**

*SED, ETH, Svizzera*

**Florence RENALIER**

*Consulente geofisico*

**Deborah SICILIA**

*EdF, Francia*

**Valentina SOCCO**

*Politecnico di Torino, Italia*

## APPENDICE 1 CASI CANONICI (SINTETICI)

In questa appendice sono presentati alcuni profili canonici di  $V_s$  e le corrispondenti curve di dispersione delle onde di Rayleigh (modo fondamentale e prime tre armoniche superiori).

Sono riportati i seguenti casi:

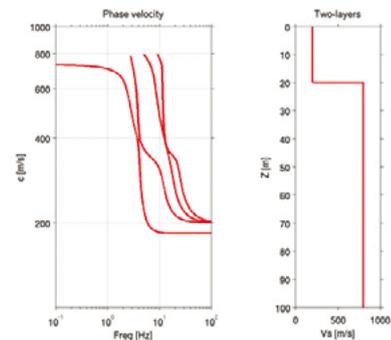
- Modelli a due strati con contrasto di velocità molto accentuato (**casi 1 e 2**),
- Modelli con gradiente della velocità lineare a bassa (20 m) e grande (40 m) profondità (**casi 3 e 4**);
- Modello a tre strati con velocità crescente in funzione della profondità (**caso 5**);
- Modello a tre strati con inversione di velocità con uno strato intermedio a bassa rigidità (**casi 6 e 7**),
- Modello a tre strati con inversione di velocità con uno strato intermedio ad alta rigidità (**casi 8 e 9**).

Si presume un coefficiente di Poisson costante di 0,25 ( $V_p = 1,73 V_s$ ) per tutti i profili a ogni profondità. I calcoli sono effettuati utilizzando il programma SRFDIS della suite Computer Programs in Seismology, vol. IV (Herrmann, 2007).

### CASO 1

Due strati (contrasto molto netto)

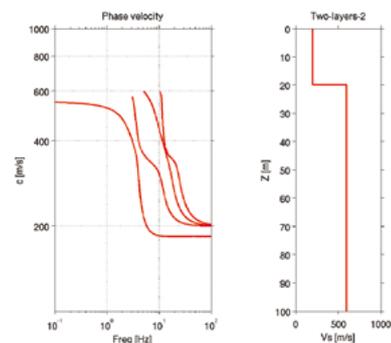
Z (m)	$\rho$ (kg/m <sup>3</sup> )	$V_s$ (m/s)
0	2000	200
20	2200	800



### CASO 2

Due strati (contrasto netto)

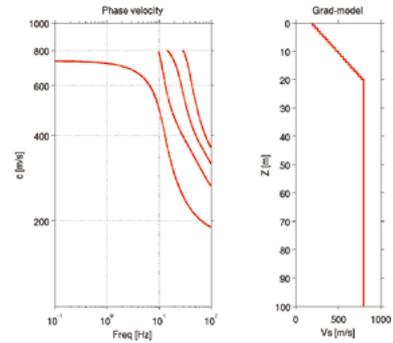
Z (m)	$\rho$ (kg/m <sup>3</sup> )	$V_s$ (m/s)
0	2000	200
20	2200	600



**CASO 3**

Modello a gradiente costante della velocità (a bassa profondità)

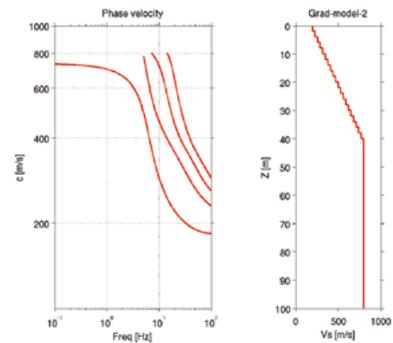
Z (m)	$\rho$ (kg/m <sup>3</sup> )	$V_s$ (m/s)
0-20	2000	$200+Z*600/20$
20	2200	800



**CASO 4**

Modello a gradiente costante della velocità (a grande profondità)

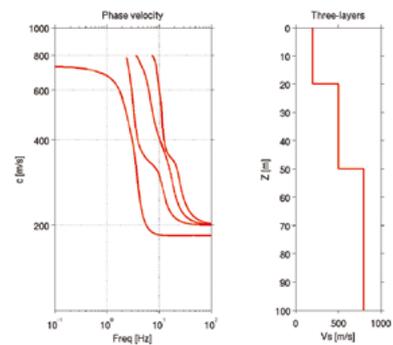
Z (m)	$\rho$ (kg/m <sup>3</sup> )	$V_s$ (m/s)
0-40	2000	$200+Z*600/40$
40	2200	800



**CASO 5**

Tre strati (normalmente dispersivi)

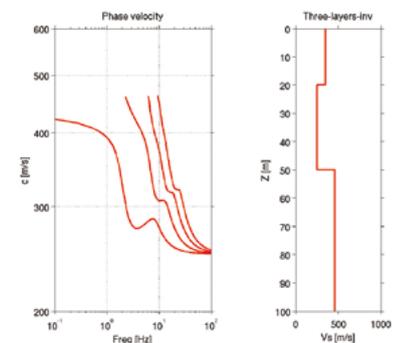
Z (m)	$\rho$ (kg/m <sup>3</sup> )	$V_s$ (m/s)
0	2000	200
20	2000	500
50	2200	800



**CASO 6**

Tre strati (inversione della velocità, bassa velocità strato spesso)

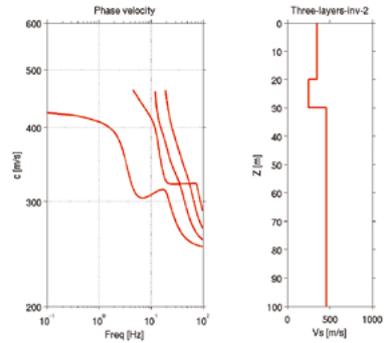
Z (m)	$\rho$ (kg/m <sup>3</sup> )	$V_s$ (m/s)
0	2000	350
20	2000	250
50	2200	463



**CASO 7**

Tre strati (inversione della velocità, bassa velocità strato sottile)

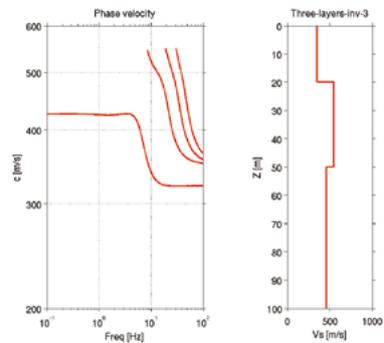
Z (m)	$\rho$ (kg/m <sup>3</sup> )	$V_s$ (m/s)
0	2000	350
20	2000	250
30	2200	463



**CASO 8**

Tre strati (inversione della velocità, alta velocità strato spesso)

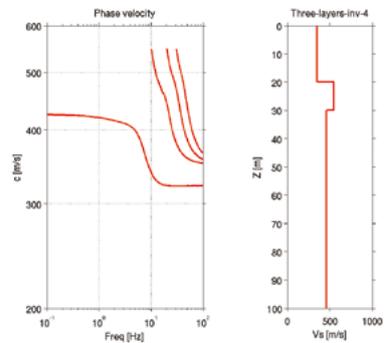
Z (m)	$\rho$ (kg/m <sup>3</sup> )	$V_s$ (m/s)
0	2000	350
20	2000	550
50	2200	463



**CASO 9**

Tre strati (inversione della velocità, alta velocità strato sottile)

Z (m)	$\rho$ (kg/m <sup>3</sup> )	$V_s$ (m/s)
0	2000	350
20	2000	550
30	2200	463



**RIFERIMENTI SPECIFICI**

Herrmann R.B. (2007)

*Computer Programs in Seismology, Version 3.30.* St. Louis, MO, Università di Saint Louis.

## APPENDICE 2

### GEOMETRIE DEGLI ARRAY PER L'ACQUISIZIONE DELLE VIBRAZIONI AMBIENTALI

Nelle misurazioni passive, è preferibile che gli array 2D non abbiano una direzione di campionamento preferenziale (come invece avviene negli array lineari, si veda l'Appendice 9) poiché la localizzazione della sorgente è sconosciuta. La scelta di configurazione per uno specifico array, è un compromesso tra diversi criteri:

- il numero e il tipo di sensori disponibili,
- lo spazio disponibile per installare i sensori (spazio aperto o ambiente urbano),
- il tempo disponibile per completare il rilevamento su un determinato sito (il tempo di disporre diversi array in modo da ampliare la banda di frequenza dell'indagine),
- il tipo di elaborazione (ad esempio SPAC o f-k) per analizzare i dati registrati.

In questa appendice presentiamo le possibili geometrie in base ai sensori disponibili:

- 4 sensori, l'insieme minimo,
- 10 sensori, il numero "standard" di sensori,
- 15/16 sensori.

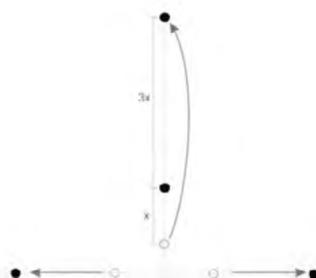
Come già discusso nel testo principale delle Linee Guida, l'apertura massima dell'array dovrebbe essere scelta considerando la profondità di indagine predeterminata, mentre la distanza minima tra i sensori dovrebbe essere fissata considerando la risoluzione minima desiderata per la caratterizzazione degli strati più superficiali. Per soddisfare entrambi i criteri, è spesso necessario installare diversi array ad apertura crescente (o decrescente).

#### DISPOSIZIONE DI UN ARRAY CON UN SET DI 4 SENSORI

Quando sono disponibili solo pochi sensori, la forma triangolare (ad esempio tre sensori ai vertici di un triangolo equilatero e un sensore al centro) è la scelta migliore. In base all'obiettivo del sondaggio, si possono successivamente disporre diversi triangoli ad apertura crescente (o decrescente), ad esempio con un fattore crescente (o decrescente) di 3 rispetto alla dimensione del triangolo. Se consentito dallo spazio disponibile, è meglio mantenere il sensore centrale sempre nella medesima posizione quando si modifica l'apertura del triangolo. Qualora lo spazio sia limitato, come ad esempio in una città in cui vi siano strade perpendicolari, per il posizionamento dei sensori si può riproporre lo schema della **figura A2.1**.

Nella maggior parte dei casi, con soli quattro sensori non è possibile utilizzare le tecniche di elaborazione f-k; pertanto devono essere utilizzate le tecniche di elaborazione SPAC. A seconda dell'algoritmo di elaborazione (ad esempio SPAC standard), potrebbe essere necessario disporre un triangolo equilatero con un'accuratezza del 5% rispetto alla posizione dei sensori, se non addirittura maggiore. Per altri algoritmi (ad esempio M-SPAC), questo problema è meno rilevante.

**FIGURA A2.1**  
Triangolo a quattro sensori nel caso di strade perpendicolari e spostamento dei sensori in due successive acquisizioni ad apertura crescente.



## DISPOSIZIONE DI ARRAY CON UN SET DI 10 SENSORI

Per le misurazioni passive si preferiscono gli array di dieci o più sensori. Ciò consente l'utilizzo di una ampia varietà di tecniche di elaborazione (p.es. analisi spettrale f-k) e la possibilità di stendere un array con una migliore copertura azimutale e una migliore risposta. Questi vantaggi aumentano le possibilità di stimare le curve di dispersione sperimentali (DC) anche in siti complessi (ad esempio siti rocciosi con un basso livello di vibrazione ambientale).

Le geometrie più comuni sono:

- forma circolare (un sensore al centro e gli altri sensori equidistanti in cerchio),
- triangoli inscritti,
- triangoli inscritti sparsi,
- forma a T,
- forma a L.

La **figura A2.2** mostra queste diverse geometrie con lo stesso numero di sensori e la stessa massima apertura (con esempi di possibili rapporti di distanza per le forme L e T). Negli array circolari il numero di sensori disposti sulla circonferenza dovrebbe essere dispari, al fine di ottimizzare la copertura azimutale.

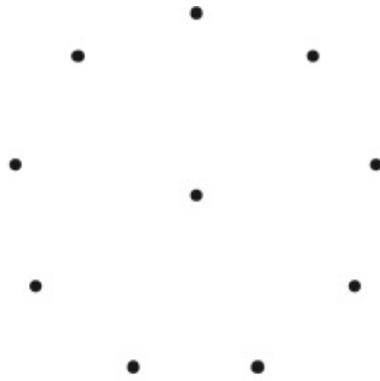
La risposta teorica dell'array per queste cinque geometrie è mostrata nelle **figure A2.3** e **A2.4**. La procedura per la creazione e l'interpretazione di questi diagrammi di risposta è riportata nella **Sezione 3.1.2** del testo principale di queste Linee Guida. In termini di risoluzione, è possibile notare che il miglior valore (più basso)  $k_{\min}$  (il  $k_{\min}$  è la lunghezza d'onda minima teorica che l'array può recuperare se si utilizza l'elaborazione f-k standard) si ottiene con un array circolare. L'array a due triangoli presenta un valore  $k_{\min}$  leggermente più alto. L'array a forma di L mostra un valore generale accettabile ma un azimut preferenziale con una risoluzione minore. L'array a forma di T presenta un valore piuttosto elevato di  $k_{\min}$ , che corrisponde a una scarsa capacità di risoluzione. In termini di aliasing, il migliore valore (più alto) di  $k_{\max}$  si ottiene con l'array a triangoli inscritti sparsi, dato che questa geometria presenta la distanza inter-stazione più breve. Gli array a forma di T possono subire un grande aliasing anche per piccoli numeri d'onda per specifici azimuth della sorgente. Le geometrie a forma di L e i triangoli inscritti presentano all'incirca lo stesso valore di  $k_{\max}$ .

Quando si usano i metodi SPAC, la regola della massima lunghezza d'onda è una regola assai meno rigida. Le massime lunghezze d'onda utilizzabili sono in genere un fattore da due a cinque volte inferiore rispetto a quelle previste dalla regola  $k_{\min}$ , in base alla qualità dei dati.

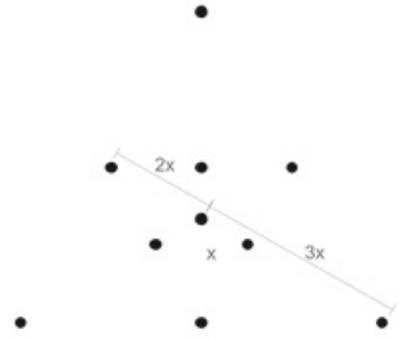
Quindi, da un punto di vista teorico, a parità di sensori si deve sempre preferire l'array circolare. Quando lo spazio disponibile è limitato (ad esempio vi siano due strade perpendicolari), gli array a forma di L o di T sono alternative accettabili.

A seconda dei requisiti del rilevamento, possono essere disposti diversi array ad apertura crescente (o decrescente). Per ottenere una sovrapposizione tra le diverse curve di dispersione che verranno recuperate da ciascun array, si consiglia di utilizzare un fattore incrementale uguale o inferiore a 3 per le aperture crescenti di due array.

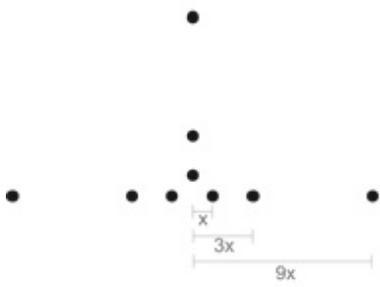
Come già specificato, in base all'algoritmo di elaborazione (ad esempio SPAC standard) potrebbe essere necessario impostare un array che presenti la disposizione geometrica più precisa possibile in termini di distanze fra i sensori (con un'accuratezza almeno del 5% della distanza dal sensore centrale dell'array). Per altri algoritmi (come M-SPAC o f-k), questo problema è meno rilevante.



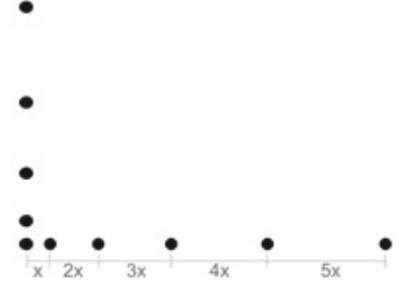
a. Forma circolare



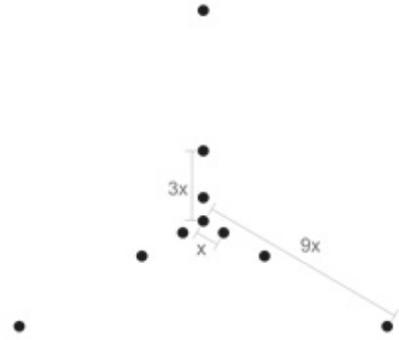
b. Triangoli inscritti



c. A forma di T

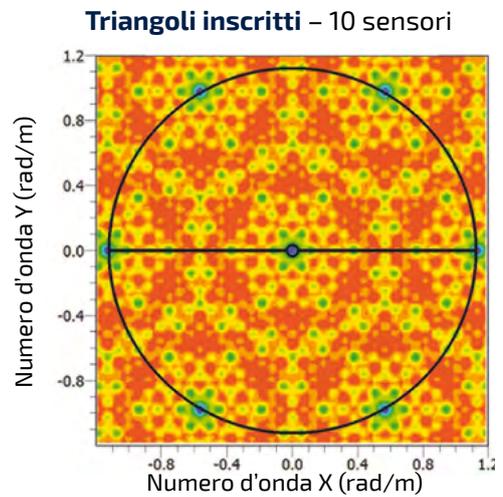
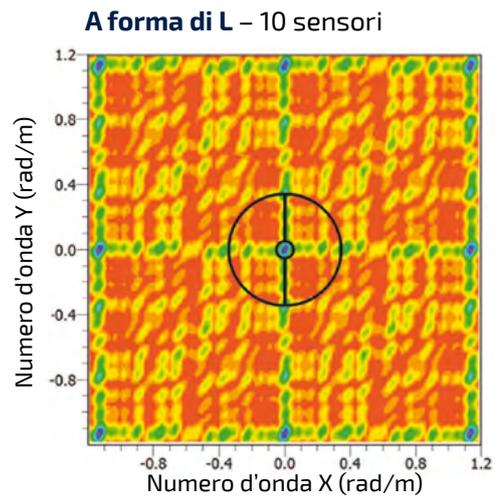
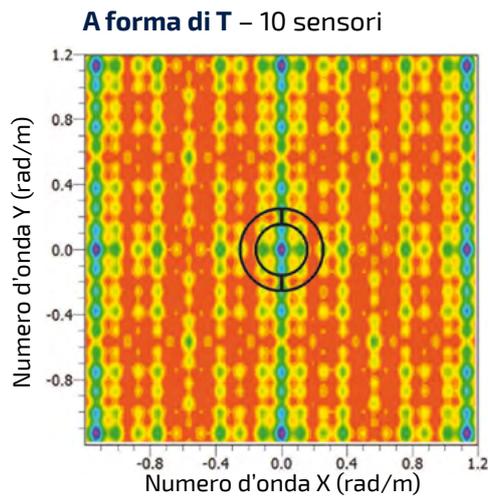
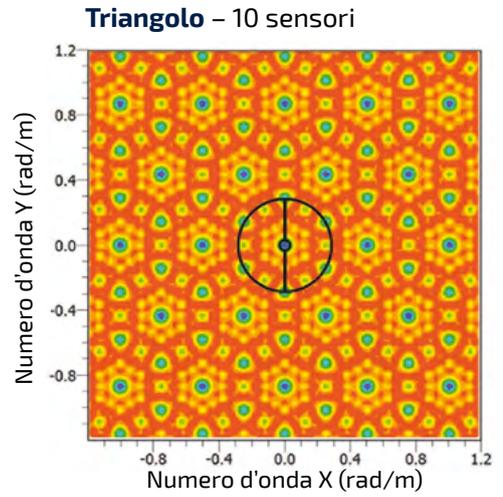
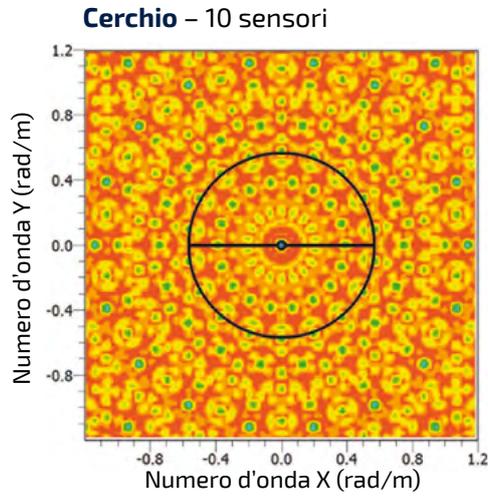


d. A forma di L

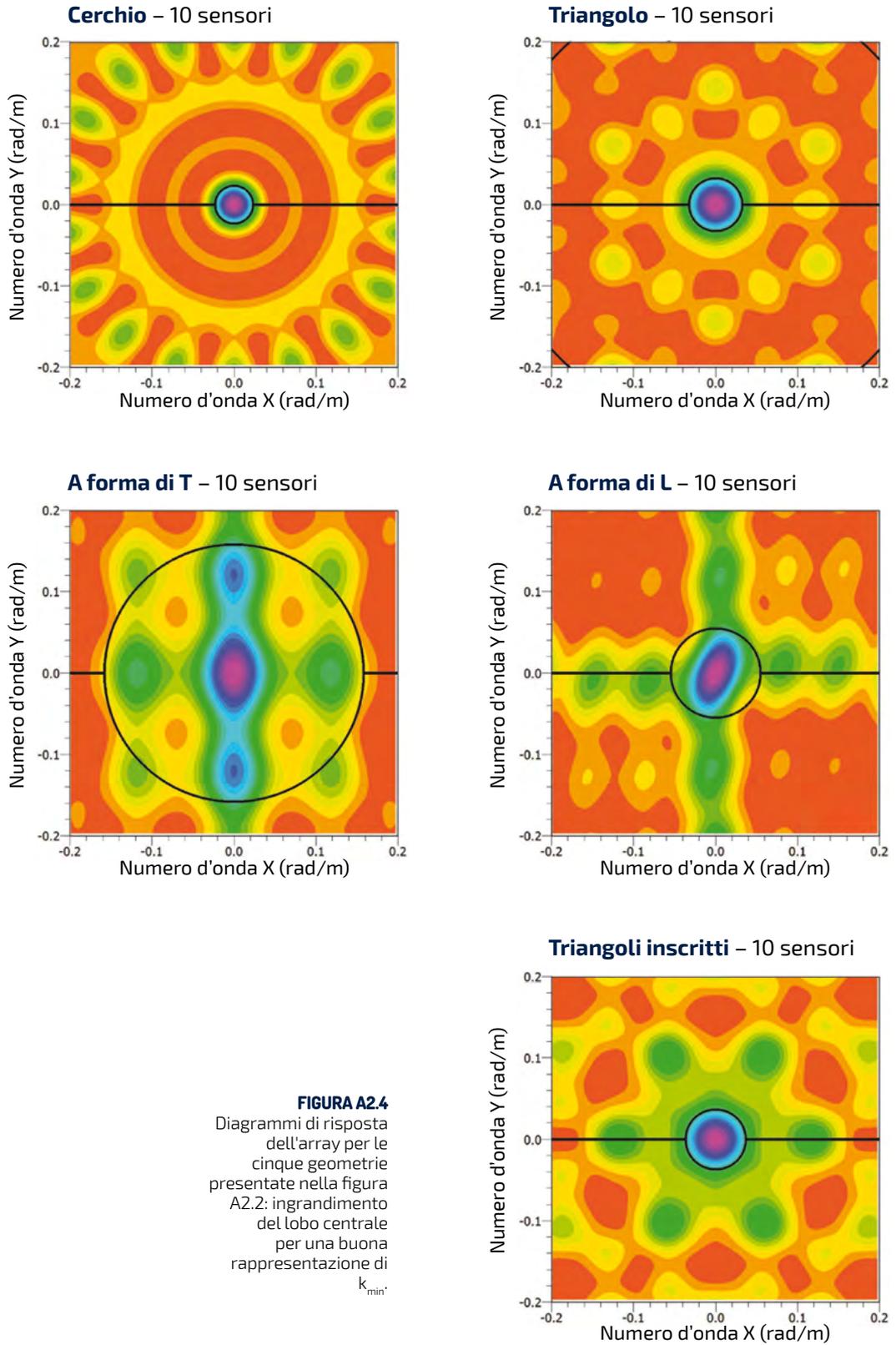


e. Triangoli inscritti sparsi

**FIGURA A2.2**  
Esempi di possibili  
geometrie a dieci  
sensori



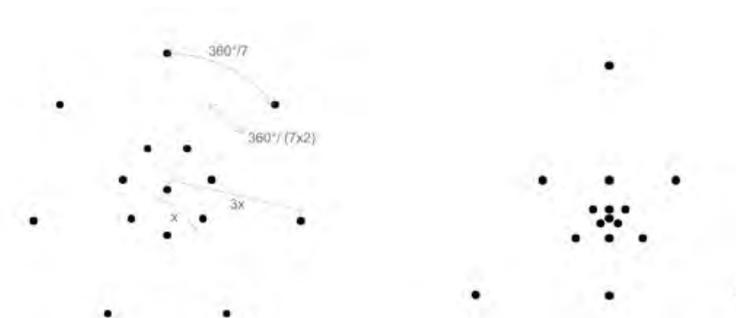
**FIGURA A2.3**  
 Diagrammi di risposta dell'array per le cinque geometrie presentate nella figura A2.2: immagine a grande scala per una buona rappresentazione di  $k_{max}$ .



## REALIZZAZIONE DI ARRAY CON UN SET DI 15 O 16 SENSORI

Un gran numero di sensori consente l'acquisizione simultanea dei dati da array con diverse aperture. Ad esempio è possibile aumentare il numero di triangoli inscritti o disporre due (o più) cerchi concentrici. La **figura A2.5** mostra le possibili geometrie per un array circolare composto con sensore centrale (15 sensori) e per un array a triangolo inscritto con 16 sensori. Per la geometria a doppio cerchio raccomandiamo di applicare un rapporto di 3 tra i due raggi e, al fine di ottimizzare la copertura azimutale, di spostare gli azimut dei sensori del cerchio più grande rispetto a quelli del cerchio più piccolo. La risposta teorica dell'array per queste due geometrie è riportata nella **figura A2.6**. La condizione è un po' più favorevole (cioè  $k_{\min}$  inferiore) per la geometria a doppio cerchio. In termini di limite di aliasing ( $k_{\max}$ ), gli array a doppio cerchio forniscono una prestazione molto buona rispetto a quelli a triangolo inscritto.

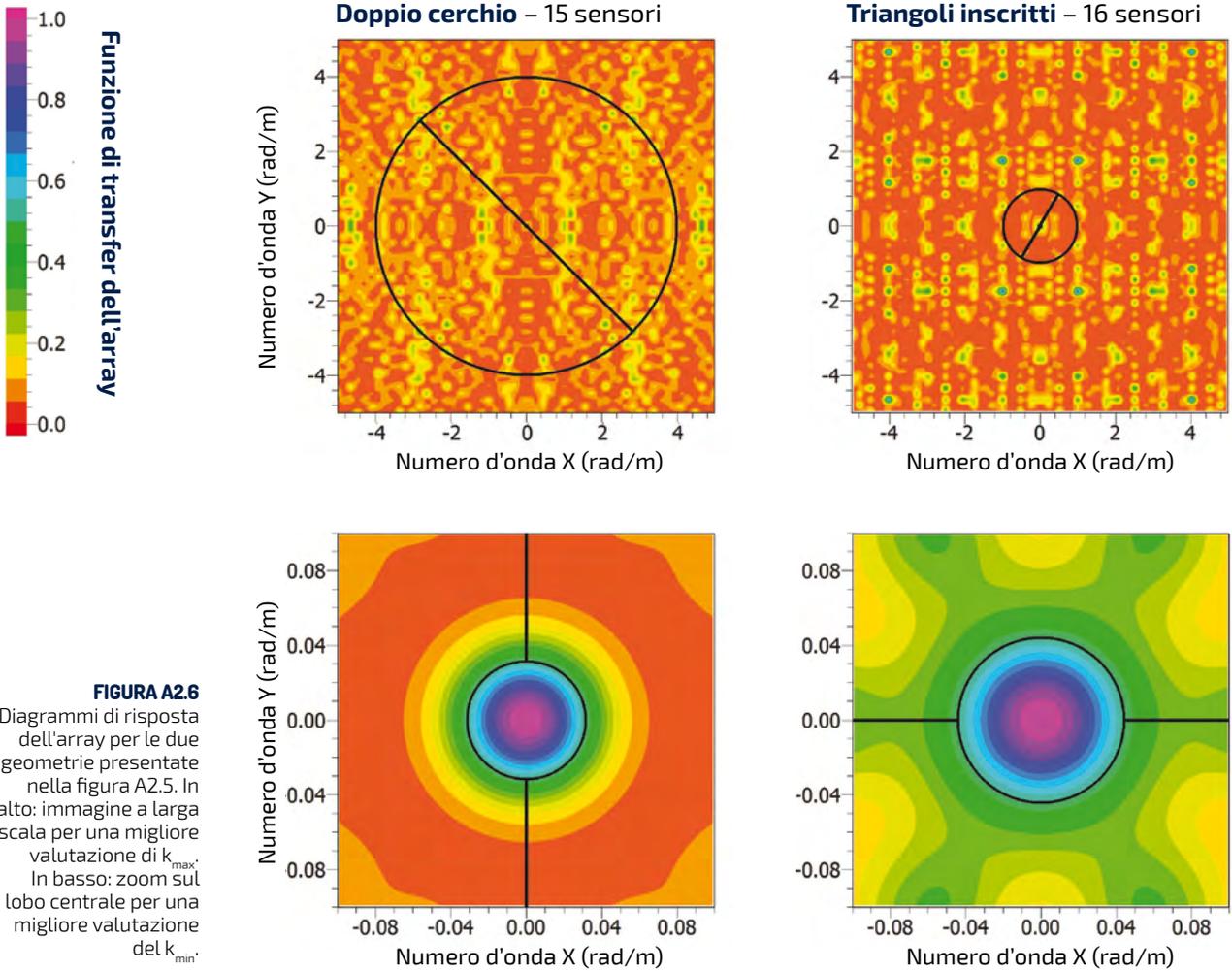
A seconda dei requisiti dell'indagine, possono essere successivamente disposti diversi array ad apertura crescente (o decrescente). Per ottenere una sovrapposizione minima tra le diverse curve di dispersione che saranno recuperate da ciascun array, si consiglia di utilizzare un fattore incrementale uguale o inferiore a 3 tra le aperture crescenti di due array. Se si utilizza la geometria a doppio cerchio, è possibile aumentare l'apertura dell'array spostando solo i sensori del cerchio interno per creare il successivo cerchio esterno, come mostrato nella **figura A2.7**. Ciò faciliterà una buona sovrapposizione tra le diverse acquisizioni.



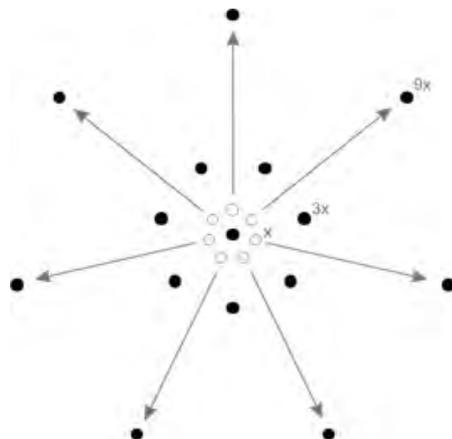
**FIGURA A2.5**  
Geometrie standard  
con 15 o 16 sensori.

**a)** Due triangoli inscritti in un array  
composito circolare (15 sensori)

**b)** Triangoli inscritti  
(16 sensori)



**FIGURA A2.6**  
 Diagrammi di risposta dell'array per le due geometrie presentate nella figura A2.5. In alto: immagine a larga scala per una migliore valutazione di  $k_{max}$ . In basso: zoom sul lobo centrale per una migliore valutazione del  $k_{min}$ .



**FIGURA A2.7**  
 Geometria a doppio cerchio a quindici sensori e spostamento dei sensori per due acquisizioni successive ad apertura crescente.

## APPENDICE 3

### PROVA E VERIFICA DELLA STRUMENTAZIONE PER ARRAY PASSIVI

Se per le misure "attive" il test della strumentazione è relativamente semplice, più impegnativo risulta quello per le misure passive. Prima di effettuare le misure sul campo è importante controllare tutta la documentazione relativa alle caratteristiche, prestazioni e calibrazioni degli strumenti. Ai fini del rilevamento sono preziose anche tutte le indagini già svolte su siti che presentano analogie in termini di geologia e livello di vibrazioni ambientali.

In generale, non esistono sensori "buoni" o "cattivi". La capacità di un determinato sensore di registrare correttamente la vibrazione ambientale in uno specifico sito dipende da diversi parametri quali: la qualità dell'installazione del sensore sul campo (si veda la **sezione 2.2.1** nel testo principale di queste Linee Guida), le condizioni meteorologiche (presenza di pioggia o vento), la qualità intrinseca dei sensori (ad es. rumore autoindotto...) e soprattutto il livello delle vibrazioni ambientali (cioè dei segnali desiderati) nel sito di indagine.

Alcuni sensori possono dare buoni risultati in un sito in cui i livelli del segnale di vibrazione ambientale sono elevati, mentre gli stessi sensori, con la stessa configurazione e le stesse condizioni meteorologiche, potrebbero non essere adatti in un sito in cui i livelli di vibrazione ambientale sono molto bassi. Pertanto, è anche importante ottenere informazioni sulle prestazioni dello strumento in base ai diversi siti. La **figura 13** nel testo principale di queste Linee Guida mostra l'elevata differenza nei livelli di vibrazioni ambientale che si possono rilevare in siti differenti (esempi dal progetto InterPacific, vedi Garofalo *et al.* 2016a e 2016b).

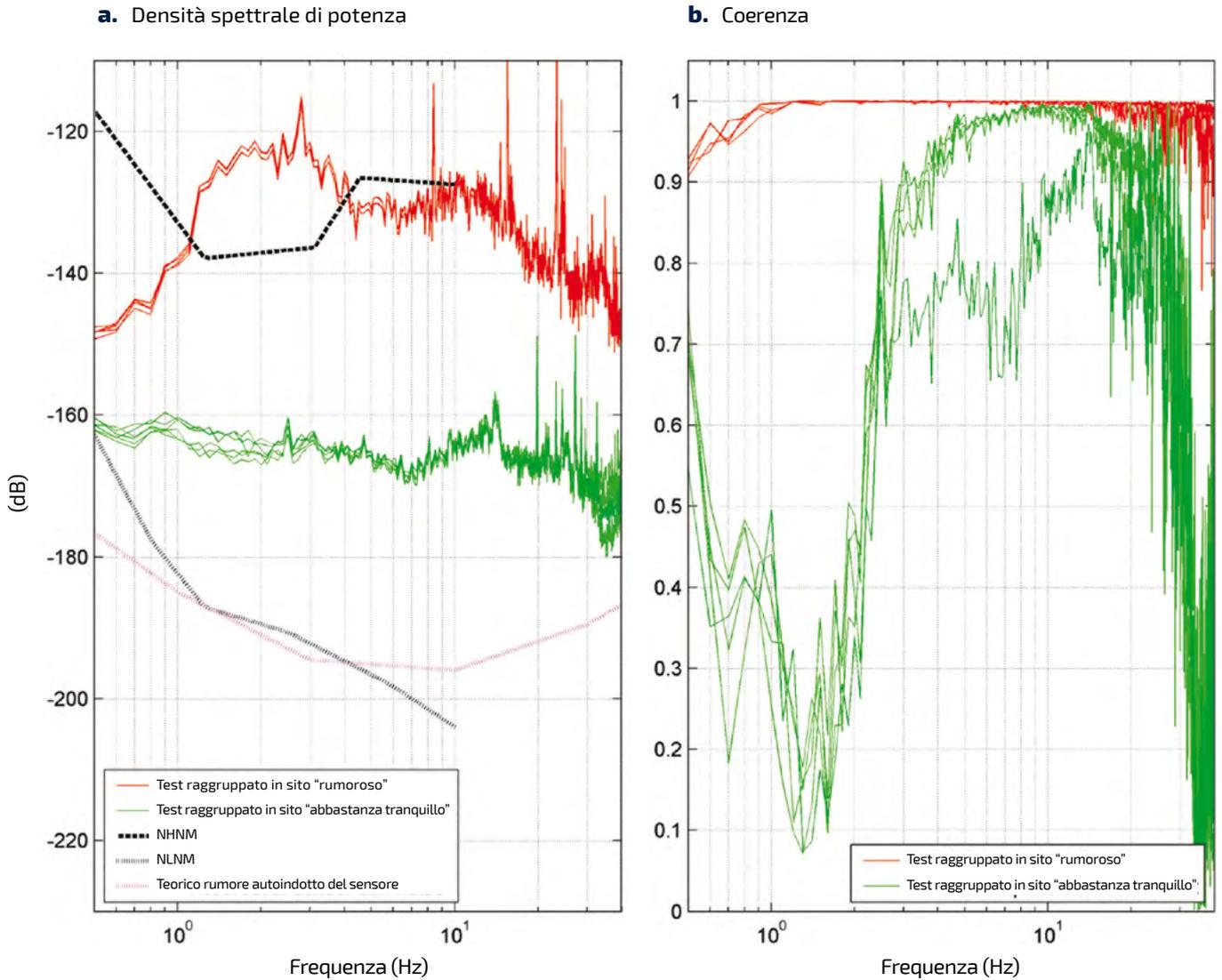
La verifica degli strumenti utilizzati per le indagini passive dovrebbe iniziare prima del rilevamento ed essere completata attraverso ulteriori test sul campo.

#### TESTARE LA STRUMENTAZIONE PRIMA DELLE MISURE SUL CAMPO

Un buon approccio per testare la strumentazione è eseguire "test raggruppati": disporre tutti i sensori, con impostazioni rigorosamente identiche, in un'unica posizione, più vicino possibile gli uni agli altri; registrare le vibrazioni ambientali; confrontare le uscite del segnale (in particolare la sincronizzazione e la coerenza di fase tra i sensori). In aggiunta al confronto standard di registrazioni nel dominio del tempo, raccomandiamo un'analisi della densità spettrale di potenza registrata da ciascun sensore e della funzione di coerenza nel dominio della frequenza tra ciascuna coppia di sensori. Quest'ultima analisi è molto importante poiché controlla la qualità della fase del segnale, che è di fondamentale importanza per l'elaborazione dell'array.

La **figura A3.1** mostra i risultati in termini di densità spettrale di potenza (PSD) e coerenza per due test "raggruppati" realizzati con lo stesso set di sei sensori (in questo caso, un set di velocimetri 1s) su due siti molto diversi: uno con elevata vibrazione ambientale (Grenoble) e un altro con vibrazione ambientale piuttosto bassa (Cadarache). Si veda Garofalo *et al.* 2016a per maggiori dettagli.

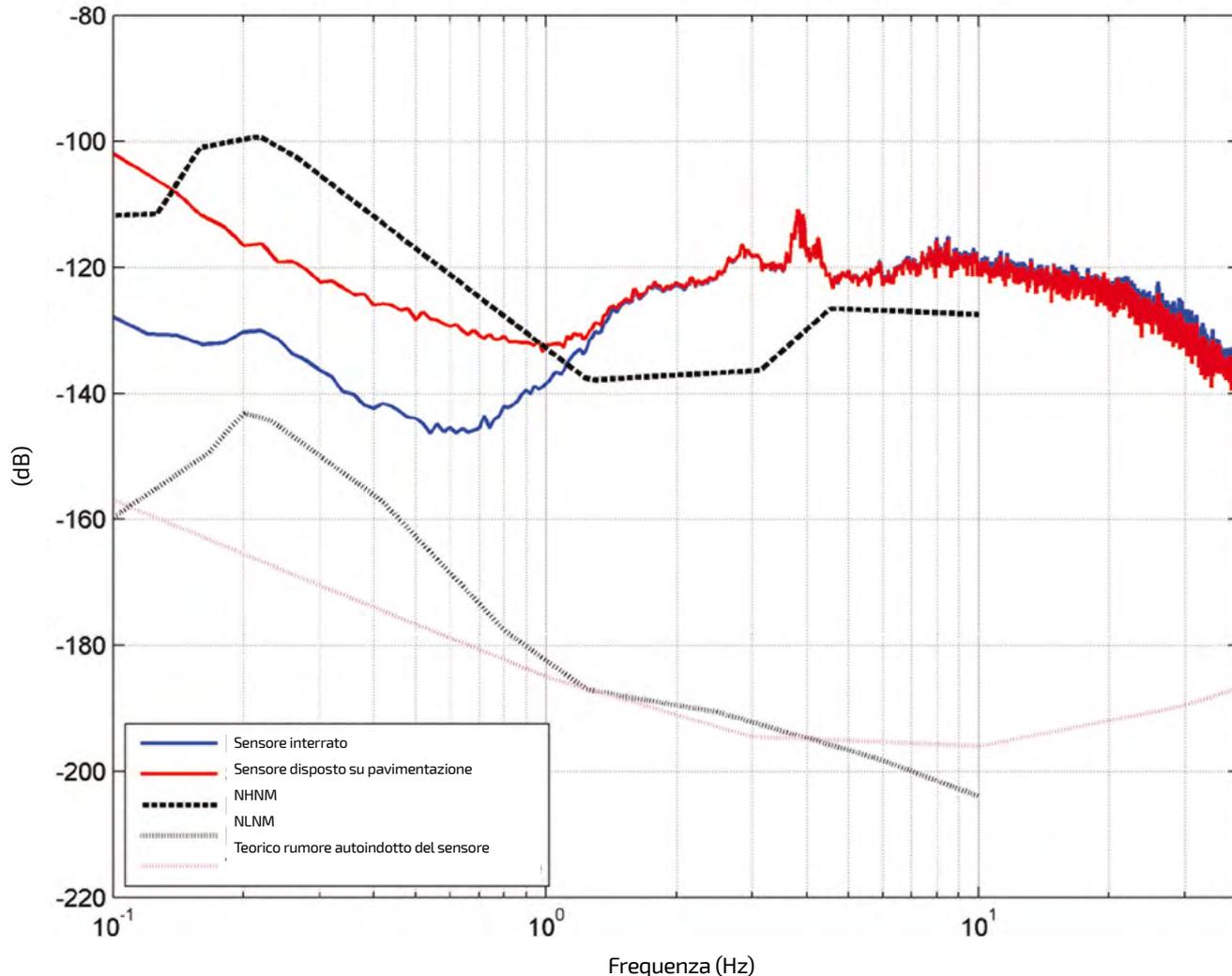
Per prima cosa si devono analizzare i risultati in termini di densità spettrale di potenza. Tutti i sensori producono generalmente gli stessi spettri su entrambi i siti (quindi fino a questo punto non vi è ancora alcun motivo di identificare un qualsiasi sensore come inefficiente). Appare invece chiara la notevole differenza di livelli di vibrazione ambientale tra i due siti (fino a 40 dB intorno a 2 Hz).



**FIGURA A3.1**  
Risultati di test raggruppati nei siti di Cadarache (verde) e Grenoble (rosso). L'outlier della funzione di coerenza in Cadarache è un esempio di sensore che presenta un problema.

Per ciò che riguarda l'analisi di coerenza, i risultati ottenuti sul sito di Grenoble sono soddisfacenti in quanto la coerenza è quasi uguale a uno da 1 a 20 Hz. Nel sito di Cadarache la coerenza cala invece drasticamente per frequenze inferiori a 3 Hz, quindi possiamo anticipare che per tale banda di frequenza in questo sito (e allo stesso modo in qualsiasi altro sito con un simile basso livello di vibrazioni ambientali nella banda di frequenza di interesse), otterremo scarsi risultati con analisi di array passivi. Ciò dimostra chiaramente che un particolare sensore potrebbe essere adatto per un sito e una data banda di frequenza ma presentare gravi limiti se utilizzato in altri siti. Inoltre si può osservare che un sensore presenta una curva di coerenza assai diversa (inferiore) rispetto alle altre. Ciò è chiaramente dovuto a un sensore difettoso che necessita di riparazione.

**a.** Densità spettrale di potenza

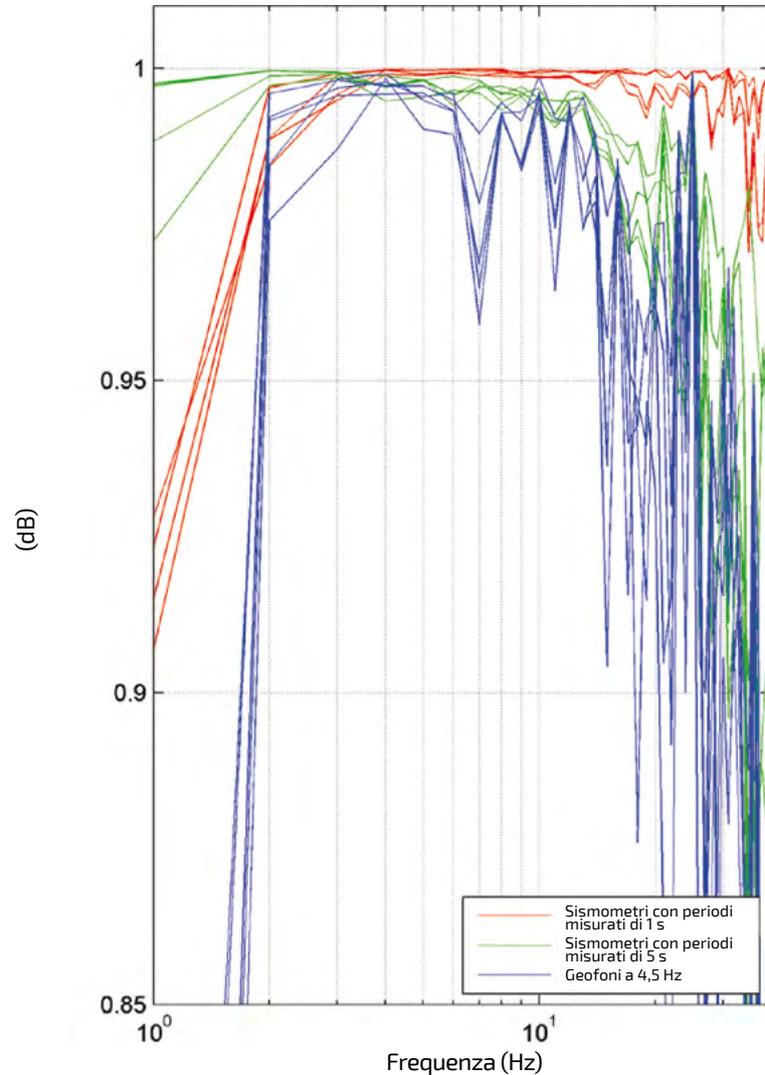


**FIGURA A3.2**

I test raggruppati possono essere utili per:

Influenza dell'installazione del sensore sulla densità spettrale di potenza per due sensori identici (sismometri con periodi misurati di 30 s) posti a 50 cm di distanza. Il primo sensore è saldamente interrato a metà nel terreno; il secondo è posto su un marciapiede. Sotto a 1 Hz, il sensore posizionato sulla pavimentazione rivela rumore a causa di una configurazione non ottimale e probabilmente non sarà adatto per un'analisi a bassa frequenza (dati dall'esperimento Interpacific a Mirandola).

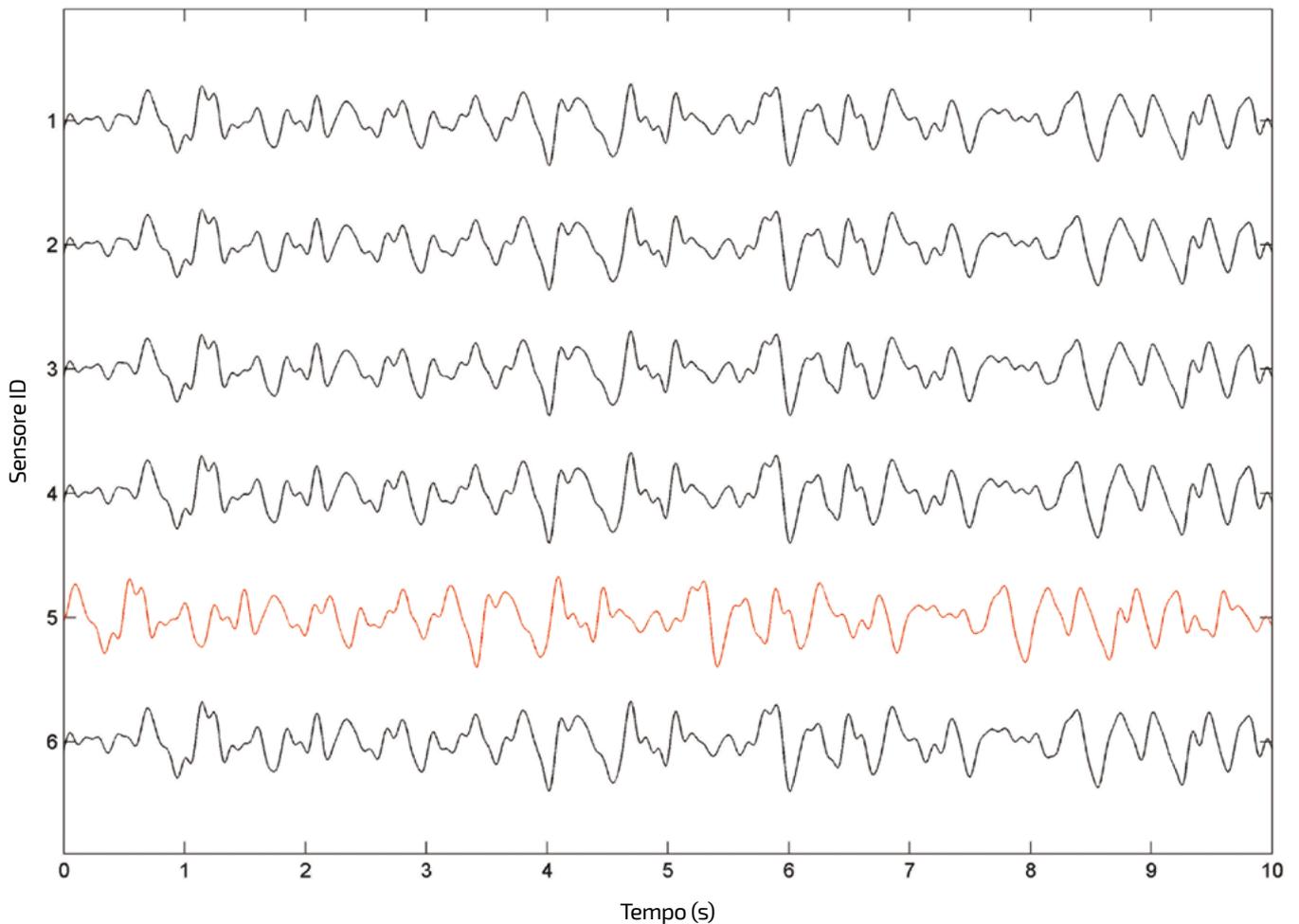
- testare le prestazioni del sensore in base ai diversi livelli di rumore;
- testare l'influenza di diversi parametri di acquisizione sulla qualità delle registrazioni (ad esempio, se alcuni sismometri hanno diversi modi di compensazione a bassa frequenza, la registrazione con parametri diversi può aiutare a identificare il migliore);
- verificare se è necessario un periodo di riscaldamento per raggiungere la stabilità, al fine di ottenere la massima coerenza;
- testare diverse collocazioni e la loro influenza sui risultati (ad esempio, la **figura A3.2** mostra le differenze - in termini di densità spettrale di potenza - fra un sensore interrato a metà nel terreno e uno poggiato su pavimentazione);
- confrontare le prestazioni di diversi tipi di sensori (ad esempio, la **figura A3.3** confronta la coerenza di tre tipi di sensori nello stesso sito);
- identificare i sensori che necessitano di riparazione.

**FIGURA A3.3**

Risultati di test raggruppati a Grenoble con diversi sensori. In questo sito, i sismometri con periodi misurati di 1 s presentano la migliore coerenza sopra i 3 Hz, mentre i sismometri con periodi misurati di 5 s sono migliori sotto i 3 Hz.

### VERIFICA DELLA STRUMENTAZIONE IN SITU

Sul sito sono spesso disposti diversi array con aperture differenti. Iniziare il rilevamento con l'array più piccolo permette anche di fare una sorta di test raggruppato contemporaneamente all'acquisizione dei dati. È infatti possibile considerare l'array più piccolo come un test raggruppato - quantomeno sino a una determinata frequenza - attraverso il quale verificare (e se possibile correggere) vari problemi di funzionamento della strumentazione. Questo passaggio è quindi ovviamente preferibile prima di stendere gli array più grandi. In queste circostanze è utile disporre di una strumentazione che consenta la trasmissione dei dati in tempo reale e un sistema software che visualizzi contemporaneamente tutti i segnali. La trasmissione wireless dei dati è quindi un ovvio vantaggio.



**FIGURA A3.4**  
 sempio di controllo  
 della sincronizzazione.  
 Il sensore # 5 mostra  
 un problema di  
 sincronizzazione: è in  
 anticipo di circa 0,6 s.

Con tale strumentazione, dopo alcuni minuti di registrazione sul campo possiamo calcolare densità di potenza e coerenze spettrali ma anche eseguire un'analisi di prova, come spiegato in precedenza. Questo ci permetterà di:

- identificare possibili problemi dei sensori (che quindi potranno essere sostituiti se non è possibile una riparazione rapida),
- conoscere il livello generale di vibrazione ambientale e quindi alcune informazioni sulle possibilità di ottenere buoni risultati (ad esempio modificando il metodo d'installazione dei sensori);
- controllare la sincronizzazione di tutti i sensori. I problemi di sincronizzazione (che di solito si ottiene con un sistema GPS) sono abbastanza frequenti ma possono essere facilmente limitati analizzando le cronologie temporali dopo aver applicato un filtro passa-banda (ad es. [1 - 2] Hz, sebbene la banda di frequenza possa essere adattata a ogni sito in base alle caratteristiche locali delle vibrazioni ambientali). Per un piccolo array e frequenze intorno a 1 Hz, tutti i segnali dovrebbero essere quasi sincronizzati. È più semplice eseguire tale test su un componente verticale. La **figura A3.4** fornisce un esempio di questo tipo di test con un sensore non correttamente sincronizzato.

## APPENDICE 4

### ESEMPI DI TABELLE PER MISURE ATTIVE E PASSIVE

In questa appendice vengono proposti esempi di "tabelle" che l'operatore può compilare durante l'acquisizione. Naturalmente, le migliori "tabelle" sono quelle adattate alla pratica e ai materiali dell'operatore. Gli esempi qui proposti devono essere pertanto adattati alle condizioni specifiche.

Le tabelle qui riportate sono quelle utilizzate nel progetto InterPacific: due pagine per l'acquisizione MASW e due pagine per l'acquisizione AVA. Nel caso di un'intera indagine in un determinato sito che coinvolga, ad esempio, due diverse linee di misurazione MASW e tre geometrie AVA (ad esempio con tre array ad apertura crescente), potrebbe essere necessario riempire due "coppie" di pagine per MASW e tre "coppie" di pagine per AVA.

La denominazione della maggior parte delle caselle in queste tabelle è auto-esplicativa; qui sotto sono riportati alcuni commenti.

#### AVA

- Spesso la denominazione di un dato sensore (ad esempio: S01 per "sensore numero uno") non è la stessa denominazione di un dato punto di misurazione (ad esempio R15\_A2 per "raggio di 15 m, secondo azimuth"), ecco perché ci sono due colonne distinte (ID sensore e ID posizione).
- Nella colonna "accoppiamento", indicare se un sensore è poggiato su pavimentazione (ad esempio "P") o interrato ("I") o parzialmente interrato ("PI") nel terreno.
- "Controllo sincro": la sincronizzazione su un sensore specifico (solitamente ottenuta con il GPS) è OK.
- "Controllo del livellamento": il livellamento del sensore è OK e nessuna componente è tagliata per problemi di livellamento.
- "Controllo del segnale" significa che il segnale è stato controllato (ispezione visiva di serie temporali e/o spettri, controllo di coerenza su spettri incrociati).

#### MASW

- Una serie di colpi singoli indica l'insieme delle registrazioni facenti capo alla medesima posizione e polarità dei geofoni, con identica posizione e stesso orientamento del colpo. In altre parole, tutti i set delle registrazioni che possono essere oggetto di stack. Per comodità, i colpi possono essere etichettati con 1, 2, 3, ...
- Tipo di colpo: "V" per i colpi (e geofoni) verticali nell'esperimento Rayleigh, "H1 e H2" per i colpi (e geofoni) orizzontali nell'esperimento Love. "H1" significa (per esempio) colpire la sorgente in una specifica direzione, "H2" significa colpire la sorgente nella direzione opposta.
- "Operatore": le iniziali della persona che colpisce con la mazza (inutile se si usano sorgenti meccaniche).
- "Nome primo file" / "nome ultimo file": a seconda del sistema di acquisizione, la registrazione di un "colpo singolo" viene memorizzata in un dato file, contenente un numero crescente. Indicare qui il primo e l'ultimo file registrati.

<b>Progetto</b>		<b>Sito</b>		<b>Data</b>	<b>Tabella dell'array di vibrazione ambientale InterPacific (1/2)</b>
<b>Attrezzatura sismica</b>			<b>Attrezzatura geomatica</b>		
<b>Operatori</b>			<b>Condizioni atmosferiche</b>		
<b>Nome abbreviato dell'array</b>			<b>Breve descrizione dell'array</b>		
	<b>GMT</b>	<b>Locale</b>	<b>Ambiente globale</b>		
<b>Orario d'inizio</b>					
<b>Orario di fine</b>					
<b>Schizzo dell'array</b>					



Progetto		Sito		Data	Tabella MASW InterPacific (1/2)
Attrezzatura MASW			Attrezzatura geomatica		
Operatori			Condizioni atmosferiche		
Nome abbreviato del MASW / ID			Breve descrizione del MASW		
Nome della cartella					
	TU	Locale	Ambiente globale		
Orario d'inizio					
Orario di fine					
Frequenza di campionamento			Pre-trigger (s)		
Gain (alto/basso)			Durata della registrazione (s)		
Filtro passa-basso			Frequenza del geofono		
Spaziatura fra i geofoni (m)			Lunghezza totale (m)		
<b>Schizzo della linea di sensori</b> <b>(menzionare se vengono utilizzati treppiedi o punte)</b>					



## APPENDICE 5

### I MODI SUPERIORI NELL'ANALISI DELLE ONDE SUPERFICIALI

La propagazione delle onde sismiche è un fenomeno complesso fortemente influenzato dalle proprietà del mezzo e dal disturbo locale che genera l'onda (sorgente sismica). Dal punto di vista matematico, ciò può definirsi un problema ai valori iniziali al contorno che può essere interpretato come la sovrapposizione di modi di vibrazione (*Aki e Richards, 1980*). L'analisi dell'onda superficiale viene molto spesso eseguita in termini di propagazione modale considerando il problema delle vibrazioni libere delle onde di Rayleigh (o di Love) più che il campo d'onda completo generato dalla sorgente sismica. Questa semplificazione può condurre a errori grossolani se la sovrapposizione modale non è adeguatamente tenuta in considerazione (per esempio Tokimatsu, 1987; O'Neill e Matsuoka, 2005; Maraschini *et al.*, 2010).

In linea di principio, l'analisi spettrale del campo d'onda può condurre alla corretta identificazione dei modi liberi di Rayleigh solo se è disponibile un adeguato campionamento spaziale (per esempio Gabriels *et al.*, 1987). I modi fondamentali e superiori possono quindi essere utilizzati per la soluzione del problema inverso mirato alla stima dei parametri del modello (ad esempio il profilo di velocità dell'onda di taglio).

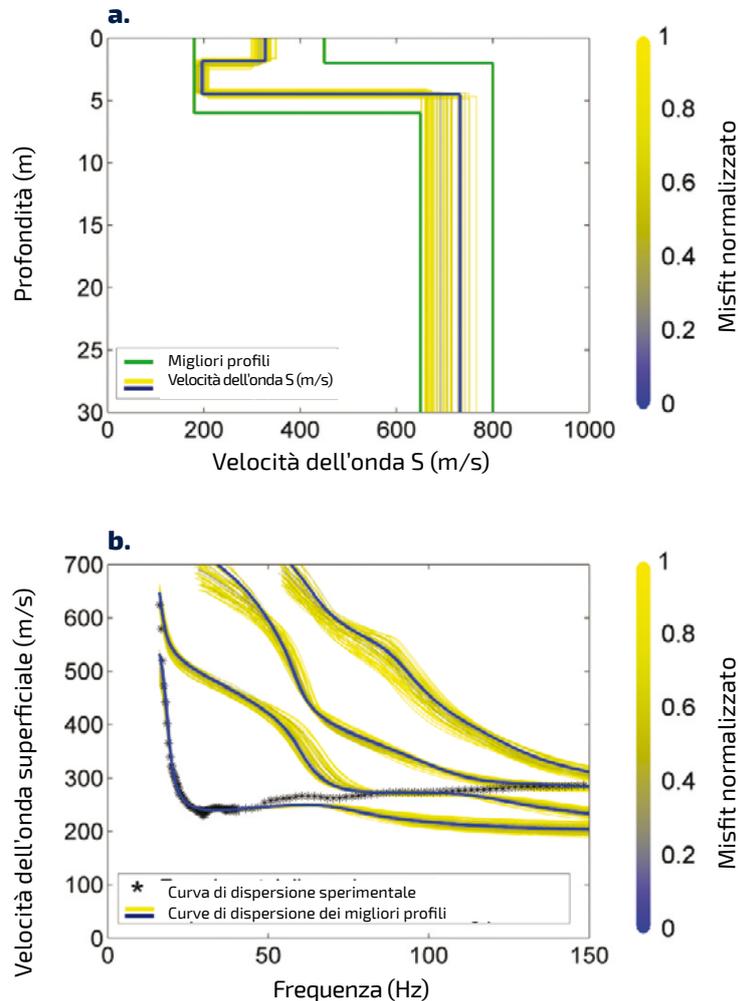
Tuttavia la mancanza di risoluzione spaziale (principalmente a causa del numero di canali disponibili) o la risposta complessa del sito possono impedire la separazione dei modi di propagazione. Di conseguenza, in condizioni stratigrafiche complesse può essere recuperata solo una curva di dispersione apparente o effettiva (Tokimatsu, 1997). L'affinamento delle strategie di elaborazione del segnale può aiutare a mitigare la mancanza di risoluzione spaziale, ma i limiti più gravi sono associati al campionamento spaziale effettivo del campo d'onda, quindi non possono essere completamente risolti (Foti *et al.*, 2014). Diverse strategie sono state proposte in letteratura per considerare i modi superiori, ma nessuna di esse può essere considerata una pratica standard.

Al momento, solo un numero limitato di software commerciali per l'analisi delle onde superficiali presenta algoritmi in grado di valutare in modo soddisfacente l'influenza dei modi superiori. Una breve descrizione di alcune tecniche è riportata di seguito, assieme ai riferimenti associati.

#### INVERSIONE SIMULTANEA DI PIÙ MODI

Gli algoritmi d'inversione descritti nella **Sezione 4** possono essere applicati a modi fondamentali e superiori, ottenendo un problema inverso meglio definito rispetto al problema inverso basato solo sul modo fondamentale (ad esempio Herrmann, 2007; Gabriels *et al.*, 1987). A questo riguardo, questioni di fondamentale importanza appaiono la completa separazione dei modi durante l'elaborazione del segnale e la corretta identificazione del numero ordinale di modo per ogni ramo (Lu e Zhang, 2006).

Per superare tale limitazione, Maraschini *et al.* (2010) hanno proposto uno schema d'inversione che definisce la funzione di errore sul determinante della matrice di propagazione (ad esempio, nella formulazione di Haskell-Thomson). Questo approccio è molto indicato per i metodi di ricerca globali in quanto non intensivo dal punto di vista computazionale (Maraschini e Foti, 2010). Un esempio di applicazione è riportato nella **figura A5.1**.

**FIGURA A5.1**

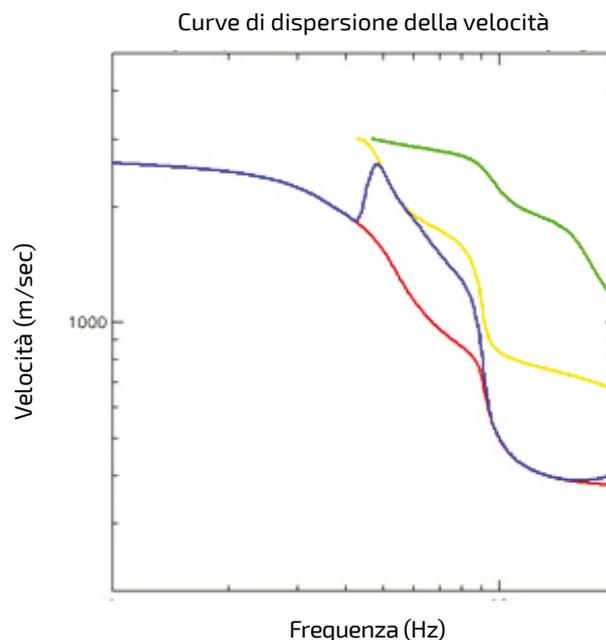
Esempio di risultati ottenuti con un'inversione multimodale stocastica:

- a)** i migliori profili sono riportati usando una scala di colori che rappresenta la bontà dell'adattamento. Le linee verdi rappresentano i confini dello spazio dei parametri del modello;
- b)** la curva di dispersione sperimentale è confrontata con le curve teoriche di dispersione modale associate a ciascun profilo di velocità dell'onda di taglio, utilizzando la stessa scala di colori. Probabilmente a causa della mancanza di risoluzione spaziale nell'acquisizione dei dati delle onde di superficie, si è ottenuta una curva di dispersione sperimentale apparente. Il modo fondamentale è dominante solo su una banda di frequenza relativamente ristretta (20-50Hz), mentre la propagazione è regolata dal primo modo superiore nella banda delle basse frequenze e da uno spostamento progressivo verso i modi superiori nella banda delle alte frequenze (si veda la **sezione 3.2.3** nel testo principale di queste Linee Guida) (Maraschini e Foti, 2010).

## INVERSIONE DELLA CURVA DI DISPERSIONE APPARENTE O "MODO EFFETTIVO"

Laddove esistano contrasti di velocità molto forti in un'interfaccia di strato o in uno strato a bassa velocità tra due strati a velocità superiore – come anche in altre circostanze –, la propagazione dell'energia dell'onda di Rayleigh può verificarsi prevalentemente nei modi superiori. I modi dell'onda di Rayleigh sono solitamente denominati  $R_0$  (il modo fondamentale, che è il più comune),  $R_1$  (primo modo superiore),  $R_2$  (secondo modo superiore) ecc. La ripartizione di energia tra i modi dipende dalla velocità e dall'attenuazione di ciascuno strato (cioè dagli specifici contrasti d'impedenza) così come dalla natura e profondità delle sorgenti (a impatto verticale o di altro tipo). Se supponiamo che le sorgenti derivino da impatti verticali e che il sottosuolo consista in strati lateralmente omogenei, allora si può teoricamente calcolare la ripartizione di energia tra i diversi modi (es. Ikeda et al. 2012) e definire un "modo effettivo", spesso denominato  $R_e$ .

La **figura A5.2** mostra le prime tre curve teoriche di dispersione della velocità di fase del modo Rayleigh per la presenza di un'interfaccia ad alto contrasto a una profondità di 20 m, e mostra anche la curva di dispersione per il modo effettivo. È chiaro che nella maggior parte della banda di frequenza d'interesse domina il modo  $R_0$ , ma tra 5 e 10 Hz una frazione significativa dell'energia dell'onda Rayleigh si propaga nel modo  $R_1$ , col risultato che la curva di dispersione  $R_e$  mostra una impennata verso l'alto per velocità più elevate in quella banda di frequenza.



**FIGURA A5.2**

Esempio di curve teoriche di dispersione per tre modi Rayleigh su un'interfaccia ad alto contrasto. Le linee rosse, gialle e verdi mostrano le curve di dispersione per i modi  $R_0$ ,  $R_1$ ,  $R_2$ . La linea blu è il modo effettivo  $R_e$ . Il modello ha due strati: il primo con  $V_S = 400$  m/s e spessore di 20 m sovrasta un basamento con  $V_S = 2000$  m/s.

Una curva di dispersione effettiva può anche essere calcolata per qualsiasi tipo di sorgente come un modo equivalente, in grado di riprodurre la coerenza osservata (ad esempio, Lunedei e Albarello, 2009).

La curva sperimentale di dispersione apparente può essere considerata nella funzione obiettivo del processo d'inversione utilizzando una soluzione del problema diretto che tenga conto della sovrapposizione di modi. Questo approccio è stato inizialmente proposto per il metodo SASW a due stazioni nei rilevamenti attivi delle onde di superficie, poiché con il suo set-up sperimentale non era possibile separare il contributo dei diversi modi della propagazione (Stokoe *et al.*, 1994). Ciò è stato successivamente applicato agli approcci multi-stazione (Tokimatsu, 1997). Un elemento cruciale da considerare è che la curva di dispersione apparente è una funzione delle proprietà della sorgente e della configurazione sperimentale (distanza tra sorgente e array e distanza tra i ricevitori), quindi una simulazione completa richiede che vengano esplicitamente presi in considerazione questi elementi. Lai *et al.* (2014) hanno proposto una formulazione esplicita per la curva di dispersione apparente.

Nelle prove passive (analisi delle vibrazioni ambientali), la natura della sorgente è sconosciuta e l'inversione del modo effettivo è oggetto di studi ancora in corso. In effetti, le ipotesi necessarie per modellare il modo effettivo potrebbero non essere sufficienti a modellare una curva di dispersione del modo effettivo osservato. È probabile che questa limitazione sia particolarmente importante laddove esistano disomogeneità laterali ed esse diano luogo a possibili ulteriori conversioni di energia tra i modi.

### INVERSIONE DELLE TRASFORMAZIONI DEL CAMPO D'ONDA

Piuttosto che considerare la curva di dispersione per definire la funzione di errore, è possibile considerare una trasformazione del campo d'onda in cui i dati sperimentali e teorici possono essere confrontati tenendo conto anche dei modi superiori di propagazione nei dati da sorgente attiva (Forbriger, 2003; Ryden e Park, 2006). Se vengono utilizzati gli appropriati coefficienti di espansione di Fourier-Bessel (Forbriger, 2003), essi rappresentano il campo d'onda completo. L'inversione può quindi tenere conto delle diverse ampiezze del segnale prodotte da varie sorgenti, dei segnali del campo vicino e delle onde di volume.

Come menzionato nella **sezione 3.1.2** del testo principale di queste Linee Guida, l'inversione dei dati del modo effettivo SPAC si può ottenere anche tramite l'adattamento diretto dei coefficienti sperimentali SPAC ai coefficienti teorici ottenuti utilizzando ipotesi di modi effettivi (Ikeda *et al.*, 2012), senza ottenere la curva di dispersione sperimentale.

### INVERSIONE COMPLETA DELLA FORMA D'ONDA

Nell'inversione completa della forma d'onda, i segnali sperimentali del dominio temporale vengono confrontati direttamente con i segnali sintetici (ad esempio Tran e Hiltunen, 2012). Ciò permette non solo di considerare i modi superiori ma anche di tenere pienamente conto dei diversi fenomeni di propagazione. Inoltre consente di considerare gli effetti del campo vicino. Sebbene sia molto promettente, questo approccio è ancora in fase di sviluppo e non è ancora stato adottato per le applicazioni standard.

## RIFERIMENTI SPECIFICI

- Aki K, Richards P.G.** (2002)  
*Quantitative Seismology*. Sausalito, CA, University Science Books.
- Forbriger T.** (2003)  
*Inversion of shallow-seismic wavefields: II. Inferring subsurface properties from wavefield transforms*. *Geophysical Journal International* 153: 735–752.
- Gabriels P., Snieder R., Nolet G.** (1987)  
*In situ measurement of shear wave velocity in sediments with higher-mode Rayleigh waves*. *Geophysical prospecting* 35: 187–196.
- Ganji V., Gucunski N., Nazarian S.** (1998)  
*Automated inversion procedure for spectral analysis of surface waves*. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering* 124: 757–770.
- Herrmann R.B.** (2007)  
*Computer Programs in Seismology, Version 3.30*. St. Louis, MO, Saint Louis University.
- Ikeda T., Matsuoka T., Tsuji T., Hayashi K.** (2012)  
*Multimode inversion with amplitude response of surface waves in the spatial autocorrelation method*. *Geophys. J. Int.* 190: 541–552.
- Lai C.G., Mangriotis M-D., Rix G.J.** (2014)  
*An explicit relation for the apparent phase velocity of Rayleigh waves in a vertically heterogeneous elastic half-space*. *Geophys. J. Int.* 199: 673–687.
- Lu L., Zhang B.** (2006)  
*Inversion of Rayleigh waves using a genetic algorithm in the presence of a low-velocity layer*. *Acoustical Physics* 52: 701–712.
- Lunedei E., Albarello D.** (2009)  
*On the seismic noise wavefield in a weakly dissipative layered Earth*. *Geophys. J. Int.* 177: 1001–1014, doi:10.1111/j.1365-246X.2008.04062.x (with the relative "Erratum", *Geophys. J. Int.* 179: 670, doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04344.x).
- Maraschini M., Ernst F., Foti S., Socco V.** (2010)  
*A new misfit function for multimodal inversion of surface waves*. *Geophysics* 75 (4): 31–43.
- Maraschini M., Foti S.** (2010)  
*A Monte Carlo multimodal inversion of surface waves*. *Geophys. J. Int.* 182(3): 1557–1566.
- O'Neill A., Matsuoka T.** (2005)  
*Dominant higher surface-wave modes and possible inversion pitfalls*. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics* 10: 185–201.
- Ryden N., Park CB.** (2006)  
*Fast simulated annealing inversion of surface waves on pavement using phase-velocity spectra*. *Geophysics* 71(4): R49–R58.

**Stokoe K.H., Wright S.G., Bay J., Roesset J.M. (1994)**

*Characterization of geotechnical sites by SASW method, in Geophysical characterization of sites, (ISSMFE TC#10) by R.D. Woods (ed), Oxford & IBH Publ., pp. 15-25.*

**Tokimatsu K. (1997)**

*Geotechnical site characterization using surface waves. Proc. 1st Intl. Conf. Earthquake Geotechnical Engineering, Vol. 3, 1333-1368.*

**Tran K., Hiltunen D. (2012)**

*Two-Dimensional Inversion of Full Waveforms Using Simulated Annealing. J. Geotech. Geoenviron. Eng. 138(9) : 1075-1090*

**APPENDICE 6****INVERSIONE CONGIUNTA DEI DATI  
DELLE ONDE SUPERFICIALI E DI ALTRI DATI GEOFISICI**

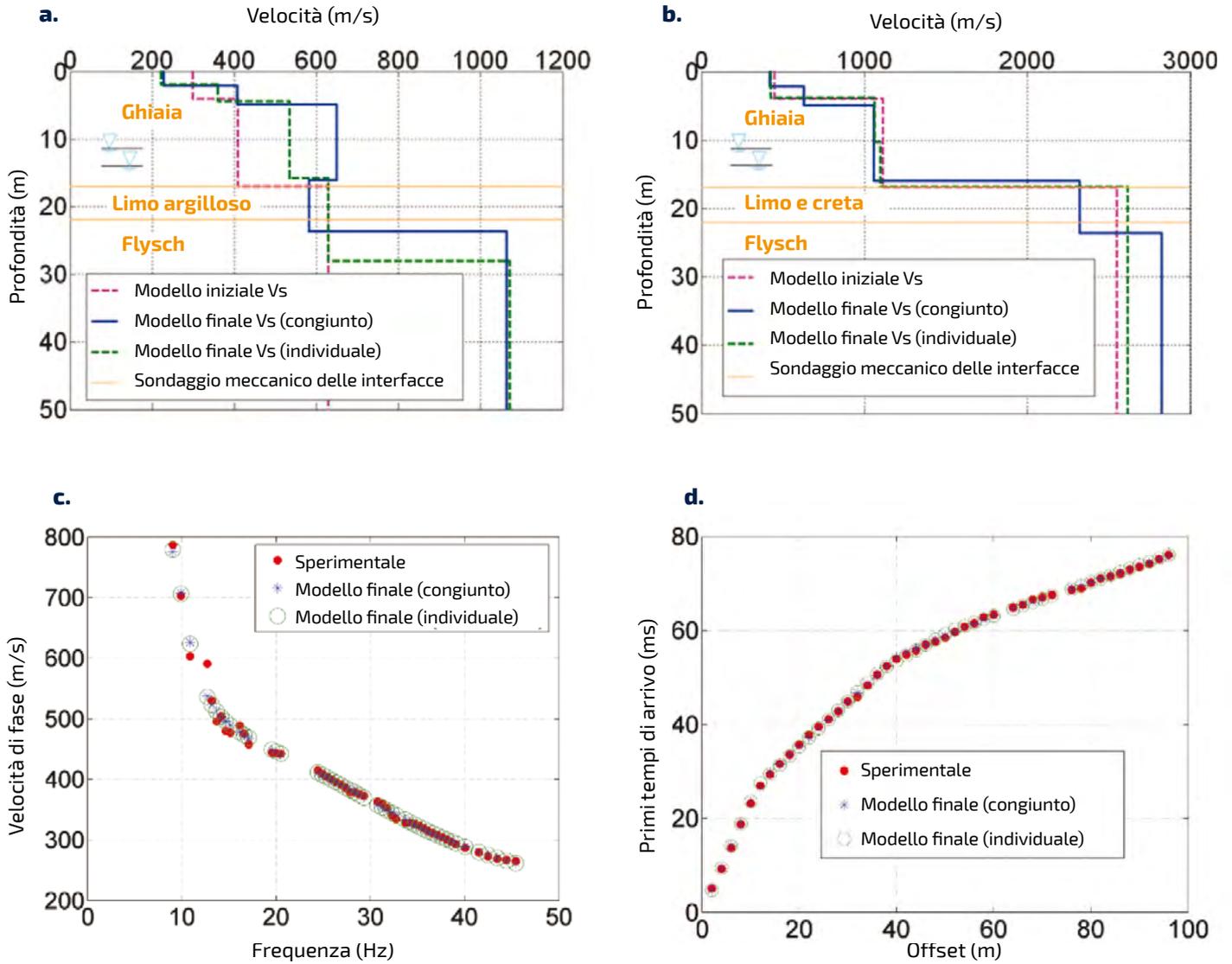
Come per qualsiasi problema inverso, l'inversione dei dati delle onde superficiali può trarre vantaggio dall'inclusione di ulteriori dati sperimentali disponibili nella funzione obiettivo, come spesso accade con le informazioni a priori (ad esempio log stratigrafici). Un'opportunità interessante per migliorare l'affidabilità del modello finale è data dall'inversione congiunta con i dati forniti da altri test geofisici.

Poiché è possibile definire modelli geofisici che condividono parametri comuni, l'inversione congiunta può fornire profili di velocità dell'onda di taglio più affidabili. Un prerequisito fondamentale è che le diverse proprietà dei materiali condividano la stessa stratigrafia. Di seguito vengono citati alcuni esempi riportati in letteratura:

- Analisi delle onde superficiali e rifrazione dell'onda P (*Piatti et al., 2013*): in questo caso l'inversione congiunta trae vantaggio dalla possibilità di utilizzare la stessa strumentazione di prova per le due prove (*Foti et al., 2003; Forbriger, 2003*);
- Analisi delle onde superficiali e sondaggi elettrici verticali (*Hering et al., 1995; Misiek et al., 1997; Comina et al., 2001; Wisén and Christiansen, 2005*): lo spessore dello strato può essere condiviso come parametro del modello di accoppiamento in base all'ipotesi che le interfacce sismiche siano anche interfacce elettriche;
- Analisi delle onde superficiali e indagini micro-gravimetriche (*Hayashi ed altri 2005*): i dati micro-gravimetrici possono essere di grande aiuto nella definizione delle principali caratteristiche stratigrafiche.

I risultati di un'inversione congiunta deterministica della curva di dispersione delle onde superficiali e dei primi tempi di arrivo dell'onda P sono riportati nella **Figura A6-1**.

Poiché la rifrazione dell'onda P è assai sensibile alla posizione della falda freatica e quest'ultima ha forte influenza sulla curva di dispersione delle onde di superficie, i vantaggi di un'inversione congiunta sono principalmente dovuti alla possibilità di avere una definizione affidabile dei parametri che generalmente si assumono a-priori (cioè il  $V_p$  o il coefficiente di Poisson degli strati). Confrontando i profili ottenuti dalle singole inversioni della dispersione delle onde superficiali (che forniscono solo i profili  $V_s$ ) e i primi tempi di arrivo dell'onda P (che forniscono solo il profilo  $V_p$ ) con l'inversione congiunta (che fornisce contemporaneamente entrambi i profili), è chiaro che con quest'ultima si ottiene un modello più affidabile, come confermato dal confronto con la stratigrafia locale rilevata grazie a un foro di sondaggio nelle vicinanze del sito e riportata sui profili di velocità.



**FIGURA A6.1**

Esempio di inversioni individuali e congiunte della curva di dispersione delle onde superficiali e dei primi tempi di arrivo della rifrazione dell'onda P:

- a)** profilo  $V_s$ ;
- b)** profilo  $V_p$ ;
- c)** curva di dispersione delle onde superficiali;
- d)** primi tempi di arrivo dell'onda P (Piatti et al., 2013).

## REFERENZE SPECIFICHE

**Comina C., Foti S., et al.** (2001)

*Joint Inversion of VES and Surface Wave Data.* Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems, SAGEEP 2001, Las Vegas, USA.

**Forbriger T.** (2003)

*Inversion of shallow-seismic wavefields: II.* Inferring subsurface properties from wavefield transforms. *Geophysical Journal International* 153: 735–752.

**Foti S., Sambuelli L., Socco L.V., Strobbia C.** (2003)

*Experiments of joint acquisition of seismic refraction and surface wave data.* *Near Surface Geophysics* 1: 119–129.

**Hayashi K., Matsuoka T. et al.** (2005)

*Joint Analysis of a Surface-wave Method and Micro-gravity Survey.* *Journal of Environmental and Engineering Geophysics* 10(2): 175–184.

**Hering A., Misiek R., Gyulai A., Ormos T., Dobroka M., Dresen L.** (1995)

*A joint inversion algorithm to process geoelectric and surface wave seismic data. Part I: basic ideas.* *Geophysical Prospecting* 43: 135–156.

**Misiek R., Liebig A., et al.** (1997)

*A joint inversion algorithm to process geoelectric and surface wave seismic data. Part II: applications.* *Geophysical Prospecting* 45: 65–85.

**Piatti C., Boiero D., Foti S., Socco L.V.** (2013)

*Constrained 1D joint inversion of seismic surface waves and P-refraction traveltimes.* *Geophysical Prospecting* 61 (Suppl. 1): 77–93.

**Wisén R., Christiansen A.V.** (2005)

*Laterally and Mutually Constrained Inversion of Surface Wave Seismic Data and Resistivity Data.* *Journal of Envir. and Eng. Geophysics* 10(3): 251–262.

## APPENDICE 7

### INVERSIONE CONGIUNTA DELLA CURVA DI DISPERSIONE E HVSR

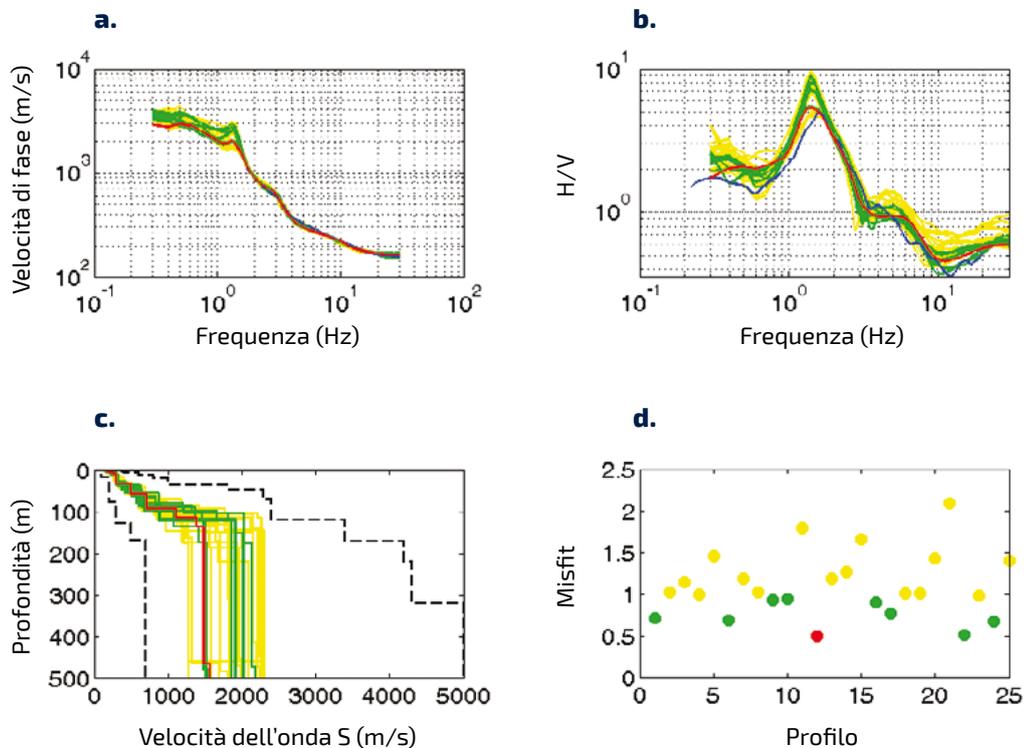
Come indicato nella **Sezione 4** del testo principale di queste Linee Guida, il problema inverso è matematicamente mal formulato, perché condizionato dalla non unicità della soluzione; modelli diversi possono quindi adattarsi in modo simile ai dati sperimentali. Per affrontare il problema, nel processo d'inversione possono essere abbinati alla curva di dispersione altri dati sperimentali (vedi anche **Appendice 6**).

Tra questi, la curva del rapporto spettrale orizzontale/verticale (HVSR o H/V) rappresenta un esempio particolarmente rilevante. La curva in oggetto si ottiene misurando per alcune decine di minuti con una singola stazione a tre direzioni le vibrazioni ambientali del terreno: i rapporti spettrali delle componenti orizzontali (H) e verticale (V) sono calcolati per determinare la curva in funzione della frequenza. Dettagliate Linee Guida sulla tecnica H/V (comprese le procedure per le acquisizioni sul campo e l'elaborazione) sono state stilate nell'ambito del progetto europeo SESAME (D23.12 in [http://sesame.geopsy.org/SES\\_TechnicalDoc.htm](http://sesame.geopsy.org/SES_TechnicalDoc.htm)).

In generale, nonostante tutte le fasi sismiche possano contribuire alle vibrazioni ambientali, si ritiene che le onde superficiali svolgano un ruolo importante nel determinare la forma della curva H/V (*ad esempio, Bonnefoy-Claudet et al., 2008*). Considerare quindi congiuntamente nell'inversione le curve H/V e le curve di dispersione, consente anche di ampliare la profondità dell'indagine.

L'abbinamento qualitativo o semiquantitativo di picchi di frequenza o di curve H/V teoriche e curve H/V rilevate, è un meccanismo ben noto per utilizzare le informazioni a bassa frequenza non disponibili nelle curve di dispersione. Tali informazioni migliorano la risoluzione della profondità, specialmente nel caso delle interfacce più profonde (ad es. Hayashi *et al.*, 2011; Asten *et al.*, 2014).

Le procedure complete d'inversione congiunta richiedono la modellazione di curve H/V e di dispersione. Assumendo un modello di sottosuolo a strati omogenei e isotropi, esistono diversi strumenti numerici per modellare le curve di dispersione delle onde di Love e di Rayleigh, tenendo conto anche dei modi superiori (vedi **Appendici 1 e 5**). Nel caso della curva H/V esistono diversi modelli alternativi (Herak, 2008, Lunedei e Albarello, 2009, 2015, Sánchez-Sesma *et al.*, 2011; Fäh *et al.*, 2001). Allo stesso modo, nella letteratura scientifica esistono anche opinioni diverse sulle parti della curva H/V da includere nella procedura d'inversione: l'intera curva, alcune parti di essa o solo i valori di frequenza corrispondenti ai massimi H/V (ad es., Parolai *et al.*, 2005).



**FIGURA A7.1**

Esempio di risultati ottenuti da un'inversione congiunta di curve di dispersione ( $V_p$ ) e curve H/V. Esse sono mostrate nei pannelli superiori, mentre il profilo di profondità  $V_s$  e i valori di misfit (cioè la misura della discrepanza tra curve sperimentali e sintetiche) si trovano nei pannelli inferiori. Le linee blu rappresentano le curve sperimentali. Le linee rosse indicano il profilo migliore (che ha il minimo valore di misfit). Le linee verdi corrispondono ad altri profili ottenuti in cui il misfit non è superiore al doppio di quello minimo: questi profili sono utili per stimare la variabilità del risultato. Le linee gialle sono relative agli altri profili risultanti. Le linee nere tratteggiate nel pannello  $V_s$  mostrano il limite della ricerca di questa procedura d'inversione.

Per evitare questo problema, nelle registrazioni sperimentali sono state selezionate specifiche procedure per calcolare il rapporto spettrale. È il caso ad esempio delle analisi di polarizzazione, che mirano a isolare le fasi d'onda di Rayleigh e a invertire la risultante ellitticità delle onde di Rayleigh (per esempio, [www.geopsy.org](http://www.geopsy.org), Hobiger *et al.*, 2013).

Una procedura d'inversione congiunta richiede anche la definizione di una singola funzione di errore per le curve di dispersione e H/V. Ciò implica l'introduzione di pesi adeguati ai misfit forniti dalle due curve. La mancanza di un accordo generale sul migliore modello diretto per riprodurre la curva H/V e sul suo ruolo nella procedura d'inversione, ha finora ostacolato la diffusione delle procedure d'inversione congiunta. Esistono diverse pubblicazioni nella letteratura scientifica (ad esempio, Parolai *et al.*, 2005, 2006; Picozzi, 2006; Picozzi & Albarello, 2007; Albarello *et al.*, 2011; Pileggi *et al.*, 2011; Ikeda *et al.*, 2013) ma non è attualmente disponibile alcun software in commercio per tale scopo. Un esempio dei risultati di un'inversione congiunta è mostrato nella **figura A7.1**.

## REFERENZE SPECIFICHE

- Albarelo D., Cesi C., Eulilli V., Guerrini F., Lunedei E., Paolucci E., Pileggi D., Puzilli L.M.** (2011)  
*The contribution of the ambient vibration prospecting in seismic microzoning: an example from the area damaged by the April 6, 2009 L'Aquila (Italy) earthquake.* Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata 52(3): 513-538, doi:10.4430/bgta0013.
- Asten M., Askan A., Ekincioglu E.E., Sisman F.N., Ugurhan B.** (2014)  
*Site Characterization in Northwestern Turkey Based on SPAC and HVSr analysis of microtremor noise.* Exploration Geophysics 45: 74-85, doi.org/10.1071/EG12026.
- Bonnefoy-Claudet S., Köhler A., Cornou C., Wathelet M., Bard P.Y.** (2008)  
*Effects of Love waves on microtremor H/V ratio.* Bull. Seismol. Soc. Am. 98(1): 288-300 doi:10.1785/0120070063.
- Fäh D., Kind F., Giardini D.** (2001)  
*A theoretical investigation of average H/V ratios.* Geophys. J. Int. 145:535-549.
- Hayashi K., Nozu A., Tanaka, M.** (2011)  
*Joint inversion of three-component microtremor measurements and microtremor array measurements at Mexico City.* SEG Technical Program Expanded Abstracts 2011, 917-921. doi:10.1190/1.3628222.
- Herak M.** (2008)  
*ModelHVSr – A Matlab tool to model horizontal-to-vertical spectral ratio of ambient noise.* Computers & Geosciences 34(11): 1514-1526.
- Hobiger M., Cornou C., Wathelet M., Di Giulio G., Knapmeyer-Endrun B., Renalier F., Bard P.-Y., Savvaidis A., Hailemikaël S.; Bihan N.L. et al.** (2013)  
*Ground structure imaging by inversions of Rayleigh wave ellipticity: sensitivity analysis and application to European strong-motion sites.* Geophysical Journal International 192(1): 207-229.
- Ikeda T., Asten M.W., Matsuoka T.** (2013)  
*Joint inversion of spatial autocorrelation curves with HVSr for site characterization in Newcastle, Australia.* Extended Abstracts of the 23rd ASEG Conference and Exhibition, <http://www.publish.csiro.au/nid/267.htm>.
- Lunedei E., Albarelo D.** (2009)  
*On the seismic noise wave field in a weakly dissipative layered Earth.* Geophys. J. Int. 177(3): 1001-1014, doi:10.1111/j.1365.246X.2008.04062.x (Erratum doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04344.x).
- Lunedei E., Albarelo D.** (2015)  
*Horizontal-to-vertical spectral ratios from a full-wavefield model of ambient vibrations generated by a distribution of spatially correlated surface sources.* Geophys. J. Int. 201: 1140-1153, doi:10.1093/gji/ggv046.
- Parolai S., Picozzi M., Richwalski S.M., Milkereit C.** (2005)  
*Joint inversion of phase velocity dispersion and H/V ratio curves from seismic noise recordings using a genetic algorithm, considering higher modes.* Geophys. Res. Lett., 32: L01303, doi:10.1029/2004GL021115.

- Parolai S., Richwalski S.M., Milkereit C., Fäh D. (2006)**  
*S-wave velocity profile for earthquake engineering purposes for the Cologne Area (Germany)*. Bull. Earthquake Eng., 4:65–94, doi:10.1007/s10518-005-5758-2.
- Picozzi M. (2005)**  
*Joint inversion of phase velocity dispersion and H/V ratio curves from seismic noise recordings*. PhD Thesis, Università di Siena.
- Picozzi M., Albarello D. (2007)**  
*Combining genetic and linearized algorithms for a two-step joint inversion of Rayleigh wave dispersion and H/V spectral ratio curves*. Geophys J. Int. 169: 189–200, doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03282.x.
- Pileggi D., Rossi D., Lunedei E., Albarello D. (2011)**  
*Seismic characterization of rigid sites in the ITACA database by ambient vibration monitoring and geological surveys*. Bull. Earthquake Eng. 9: 1839–1854, doi:10.1007/s10518-011-9292-0.
- Sánchez-Sesma F.J., Rodríguez M., Iturrarán-Viveros U., Luzón F., Campillo M., Margerin L., García-Jerez A., Suarez M., Santoyo MA., Rodríguez-Castellanos A. (2011)**  
*A theory for microtremor H/V spectral ratio: application for a layered medium*. Geophys. J. Int. 186: 221–225.

## APPENDICE 8

### ANALISI DELLE ONDE DI LOVE

Le onde di Love sono un tipo di onde superficiali polarizzate orizzontalmente, il cui moto giace su una linea orizzontale perpendicolare alla direzione di propagazione, in parallelo rispetto alla superficie del terreno. Per essere registrate necessitano quindi di sensori orizzontali. A differenza della velocità dell'onda di Rayleigh, che dipende dalle velocità delle onde P e S, la velocità dell'onda di Love dipende solo dal profilo  $V_s$ . Le onde di Love sono sempre dispersive: per svilupparsi richiedono la presenza di almeno uno strato più deformabile su un semispazio meno deformabile (ad esempio il substrato sismico).

L'analisi della dispersione dell'onda di Love è una pratica meno comune dell'analisi della componente verticale delle onde di Rayleigh. Ciò è storicamente dovuto a due motivi principali: le difficoltà nel predisporre una sorgente artificiale in grado di generare sufficiente sollecitazione a taglio e la relativa scarsa disponibilità di ricevitori orizzontali negli esperimenti sismici standard. Queste limitazioni riguardano anche l'analisi della componente radiale delle onde di Rayleigh.

### TECNICHE ATTIVE PER ONDE DI LOVE

Sebbene da molti anni le onde di Love siano considerate negli studi sismologici, il loro utilizzo nelle indagini geotecniche e di superficie è storia recente. Di conseguenza, rispetto alle tecniche relative alle onde di Rayleigh, la letteratura su argomenti come l'analisi spettrale a due stazioni (SASLW) o l'analisi multicanale (MASLW) delle onde di Love è ancora scarsa.

Mari (1984) per primo riporta l'utilizzo delle onde di Love per caratterizzare la struttura di  $V_s$  in prossimità della superficie, con l'obiettivo di stimare le correzioni statiche per i dati di rifrazione sismica dell'onda di taglio polarizzata orizzontalmente. Una base computazionale per l'analisi spettrale delle onde Love è stata successivamente presentata da Guzina e Madyarov (2003). Le pubblicazioni più recenti che descrivono l'applicazione del metodo MASLW includono Strobbia (2005), Safani *et al.*, (2005 e 2006), Eslick *et al.*, (2007), Hamimu *et al.*, (2011), Dal Moro e Ferigo (2011), Xia *et al.*, (2012) e Martin *et al.*, (2014).

In molti ambienti geologici, il campo d'onda di Love è meno incline alla generazione di modi superiori rispetto al campo d'onda di Rayleigh (Safani *et al.*, 2005) e la sovrapposizione modale non è un problema (Strobbia, 2005 e Xia *et al.*, 2012). L'inversione dei dati di dispersione delle onde di Love è spesso più semplice e più stabile rispetto ai dati delle onde di Rayleigh (Safani *et al.*, 2005; Xia *et al.*, 2012). Nei sedimenti saturi, potrebbe essere necessario considerare gli effetti della viscoelasticità sulla propagazione dell'onda di Love (Michaels e Gottumukkula, 2010). Eslick *et al.*, (2007) studiano lo spessore limite dello strato superficiale a bassa velocità richiesto per registrare dati affidabili relativi all'onda di Love. Le lunghe estensioni di ricevitori possono produrre dati di dispersione delle onde Love di alta qualità, supponendo che non vi sia una variazione significativa della velocità laterale (Xia *et al.*, 2012). Pertanto, con un array più lungo (ad esempio 48 canali a una distanza di 3 m per un array di 141 m) è spesso possibile acquisire simultaneamente sia i dati di rifrazione sismica dell'onda di taglio polarizzata orizzontalmente che i dati dell'onda di Love, per determinare il parametro  $V_s$  della struttura fino a una profondità di 30 m circa. L'inversione congiunta dei dati di dispersione delle onde di Rayleigh e Love (modo fondamentale e/o multimodale) può aumentare l'affidabilità del risultante parametro  $V_s$  e anche essere utilizzata per identificare l'anisotropia (Strobbia, 2005; Safani *et al.* 2005 e 2006; Hamimu *et al.*, 2011; Dal Moro e Ferigo, 2011). Sebbene possa essere proibitivo acquisire abitualmente sia dati delle onde di Rayleigh che quelli delle onde di Love per l'inversione congiunta, alcune caratteristiche della velocità della

struttura sono meglio definite utilizzando le onde di Love (Martin *et al.*, 2014). Pertanto le apparecchiature per l'acquisizione delle onde di Love dovrebbero essere disponibili per le indagini sul campo e se necessario utilizzate.

Come accennato in precedenza, in geotecnica le applicazioni dei metodi relativi alle onde di Love hanno una storia molto più breve rispetto a quelli per le onde di Rayleigh. Per tale motivo, gran parte della ricerca di base (ad es. effetti del campo vicino, progettazione ottimale del rilevamento, forze, limitazioni della frequenza della sorgente, come i limiti di bassa frequenza di una sorgente costituita da un martello e una plancia) richiede ancora ulteriori approfondimenti.

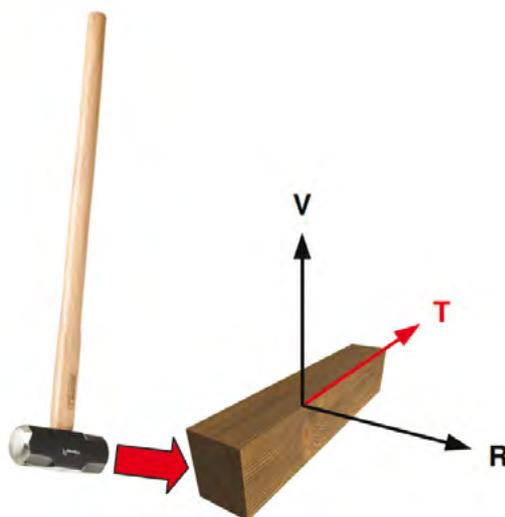
Ad eccezione della sorgente di energia e dei geofoni orizzontali (si consiglia l'uso di quelli da 4,5 Hz), le apparecchiature e le procedure per l'acquisizione dei dati dell'onda di Love sono simili a quelle per l'acquisizione dei dati dell'onda di Rayleigh. Un comune layout per un'indagine estesa fino a 30 m di profondità dovrebbe includere 24 o 48 geofoni orizzontali da 4,5 Hz distanziati di 3 m per lunghezze di array rispettivamente di 69 e 141 m, oppure 48 geofoni distanziati di 1,5 o 2 m per array rispettivamente di lunghezza di 70,5 e 96 m. Gli array di 141 m ed eventualmente quelli di 69 m possono anche essere adatti a determinare la velocità della struttura fino a 30 m di profondità utilizzando la tecnica di rifrazione sismica dell'onda di taglio. Si consiglia di posizionare l'offset diretto e inverso della sorgente fra 1,5 e 30 m. In alcuni casi possono risultare utili offset a sorgente multipla. L'aggiunta di colpi interni consente l'analisi della tomografia sismica a rifrazione e le registrazioni ottenute con questo tipo di colpi possono anche essere utilizzate per l'analisi delle onde di superficie.

Le onde di Love possono essere generate artificialmente usando sorgenti (impulsive o armoniche) in grado di produrre spostamenti paralleli alla superficie del terreno. Una comune sorgente artificiale per la generazione delle onde di Love nelle indagini su piccola scala è la trave a taglio (**Figura 8.1**). Le onde di taglio sono qui generate dall'impatto laterale di una mazza (o di un qualsiasi peso) su una trave orizzontale (spesso di legno, meno frequentemente di ferro o acciaio) generalmente bloccata da una zavorra verticale (gli stessi operatori che si occupano del rilevamento, l'asse di un automezzo, eccetera...). Le sorgenti orizzontali a caduta di peso o a pendolo possono essere impiegate per generare energia a più bassa frequenza ma possono richiedere molto tempo per l'installazione. Le sorgenti a caduta di peso che colpiscono il terreno con un angolo variabile fra 30° e 45° sono più semplici da utilizzare.

Meno frequente, a causa dei costi più elevati, è l'uso di sorgenti vibranti o shaker. A differenza delle sorgenti impulsive, tali dispositivi sono in grado di generare un segnale armonico continuo a una singola frequenza o su una banda limitata (ad esempio un segnale sweep). Il chiaro vantaggio di questo tipo di sorgenti è quindi la durata, che può essere aumentata per ottimizzare il rapporto segnale-rumore delle registrazioni. Tuttavia questi dispositivi sono alquanto limitati nella frequenza più bassa a causa di impedimenti tecnici (per lo più relativi alle dimensioni e al peso). Le grandi sorgenti orizzontali di energia Vibroseis<sup>TM</sup> sono molto adatte all'acquisizione delle onde di Love ma estremamente costose. Esempi di sorgenti d'energia dell'onda di taglio polarizzata orizzontalmente sono mostrati nella **Figura A8.2**.

**FIGURA A8.1**

Rappresentazione schematica di una semplice sorgente artificiale (trave a taglio) utilizzata per generare onde di Love (componente trasversale del moto).



**FIGURA A8.2**

Esempi di sorgenti d'energia dell'onda di taglio polarizzata orizzontalmente.



Asse a trazione orizzontale (trave di legno).



Piastra in alluminio con martello come sorgente sismica dell'onda di taglio.



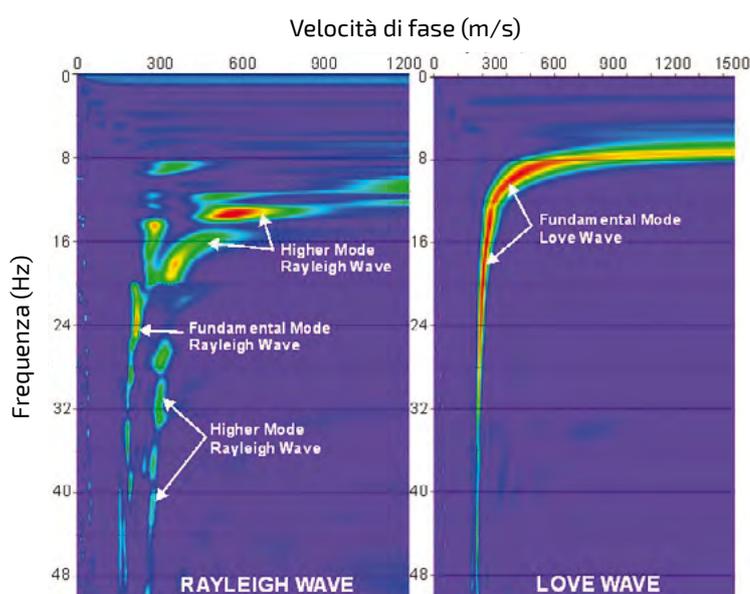
Sorgente di energia a impatto accelerato con modo S-wave della United Service Alliance.



Vibratore sismico della Industrial Vehicles International (per gentile concessione dell'Università del Texas ad Austin).

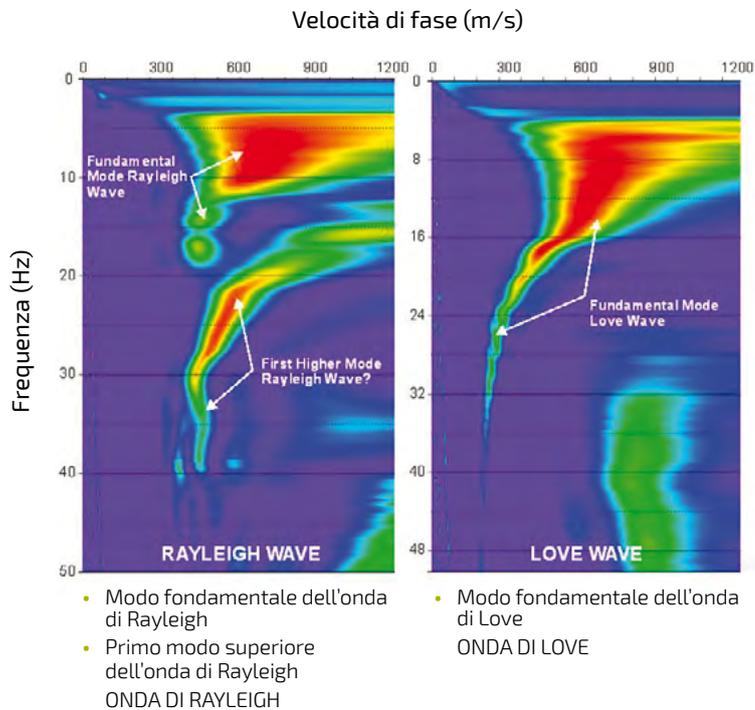
Per motivi pratici (vale a dire, limitazioni della frequenza della sorgente) e teorici (ad esempio necessità di onde di Love con frequenza inferiore rispetto alle onde di Rayleigh per una specifica profondità d'indagine in determinate condizioni geologiche), le tecniche attive relative all'onda di Love non sono particolarmente adatte per la definizione del Vs a 30 metri di profondità nei terreni molto deformabili. Le tecniche passive dell'onda di Love, possono tuttavia essere utili per caratterizzare il Vs di sedimenti a bassa velocità negli ambienti urbani. Le tecniche attive dell'onda di Love sono più adatte all'imaging del Vs a 30 m di profondità in terreni rigidi e siti rocciosi, dove una sorgente costituita da una mazza e un'asse orizzontale può generare energia sufficiente sulla banda di frequenza richiesta. L'analisi dei dati attivi dell'onda di Love è la stessa dei dati delle onde di Rayleigh (vedi la **sezione 3** nel testo principale di queste Linee Guida). Anche l'inversione dei dati di dispersione dell'onda di Love è simile a quella dell'onda di Rayleigh (vedi la **sezione 4** nel testo principale di queste Linee Guida) ma naturalmente per l'inversione è necessaria una diversa soluzione del problema diretto della propagazione in un mezzo stratificato.

Martin *et al.*, (2014) hanno identificato diversi tipi di siti che possono essere più facilmente caratterizzati usando l'analisi delle onde di Love. Fra questi vi sono i siti con un improvviso aumento della Vs a bassa profondità (ad esempio deposito poco spesso su un substrato roccioso), siti con un ripido gradiente della velocità e siti con uno strato superficiale sottile a bassa velocità che ricopre sedimenti molto più rigidi. In tali situazioni spesso vengono eccitati i modi superiori dominanti nei dati delle onde di Rayleigh, ma non nei dati delle onde di Love. La **figura A8.3** confronta lo spettro f-v dei dati delle onde di Rayleigh e Love raccolti in presenza di un substrato roccioso poco profondo. A causa del prevedibile netto contrasto dell'impedenza a bassa profondità, ci si aspettava che il primo modo superiore dell'onda di Rayleigh fosse dominante a basse frequenze, nel qual caso sarebbe stato possibile modellare i dati usando un'onda multimodale di Rayleigh o un modo effettivo di routine. Tuttavia non sono stati recuperati a basse frequenze un modo fondamentale o un primo modo superiore di dispersione di onde di Rayleigh coerenti. In questo sito il modo fondamentale dell'onda di Love è dominante a tutte le frequenze e quindi per la caratterizzazione del sito sono stati utilizzati i dati dell'onda di Love.



**FIGURA A8.3**  
Spettri v-f delle onde di Rayleigh e Love in presenza di un substrato roccioso poco profondo.

- Modo superiore dell'onda di Rayleigh
- Modo fondamentale dell'onda di Rayleigh
- Modo superiore dell'onda di Rayleigh
- ONDA DI RAYLEIGH
- Modo fondamentale dell'onda di Love
- ONDA DI LOVE



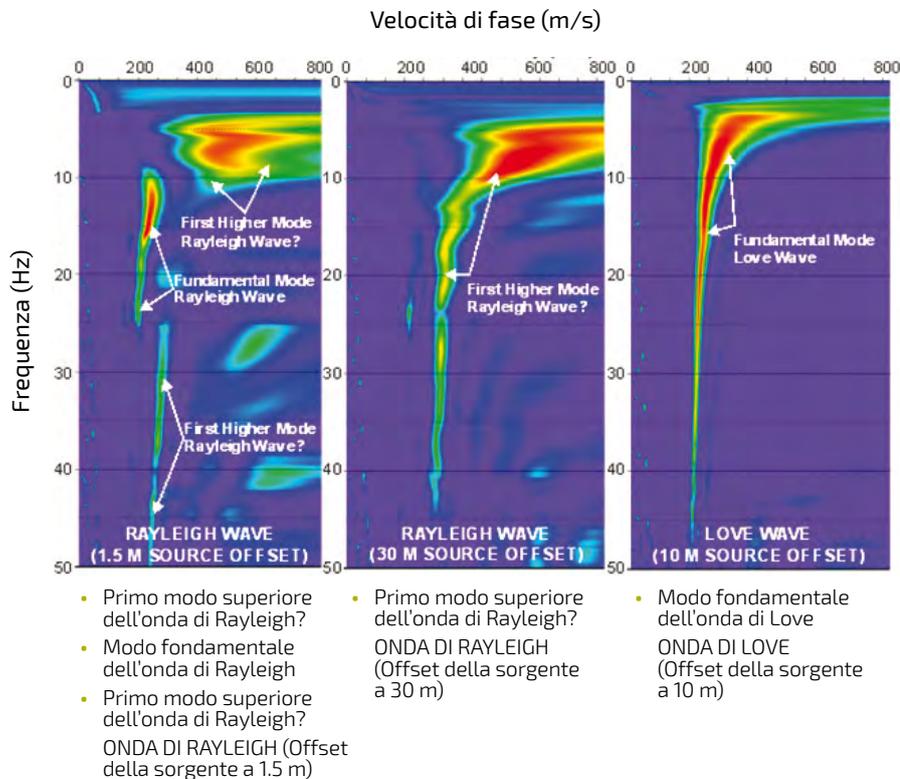
**FIGURA A8.4**  
Spettri v-f delle onde di Rayleigh e Love da un sito con strato superficiale a bassa velocità sovrastante sedimenti più rigidi o roccia tenera.

La **figura A8.4** confronta lo spettro f-v dei dati delle onde di Rayleigh e Love raccolti in un sito con un sottile strato di sedimenti a bassa velocità sovrapposto a rocce sedimentarie più rigide. In questo sito, il modo fondamentale e il primo modo superiore delle onde di Rayleigh sono dominanti rispettivamente a basse e ad alte frequenze. Sebbene in questo sito sia utilizzabile l'inversione multimodale dei dati delle onde di Rayleigh, l'inversione del modo fondamentale dell'onda di Love risulta meno complessa.

La **figura A8.5** confronta lo spettro f-v dei dati delle onde di Rayleigh e Love raccolti in un sito in cui la velocità della struttura indica chiaramente un modo fondamentale dell'onda di Rayleigh dominante, sebbene non sia possibile recuperare il modo fondamentale su una banda di frequenza sufficiente per la modellazione.

In effetti, con un offset di 30m dalla sorgente non vi è alcuna evidenza del modo fondamentale e la curva di dispersione risultante si sarebbe potuta modellare facilmente in maniera errata come modo fondamentale, non essendoci altri dati disponibili. Questo è un buon esempio del vantaggio derivante dal predisporre più offset della sorgente, poiché lo spettro f-v da un offset della sorgente a 1,5 m recupera il modo fondamentale dell'onda di Rayleigh solo su una ridotta banda di frequenza.

In questo sito era dominante il modo fondamentale dell'onda di Love, quindi è stato caratterizzato dai dati dell'onda di Love. La causa della rilevanza del modo superiore dell'onda di Rayleigh è costituita dalla presenza di sedimenti a bassa velocità e ad alto smorzamento vicini alla superficie.



**FIGURA A8.5**  
Spettri v-f delle onde di Rayleigh e Love in un sito con sedimenti a bassa velocità e alto smorzamento vicini alla superficie.

### TECNICHE PASSIVE DELL'ONDA LOVE

La generazione di onde di Love non è assolutamente un problema nel caso delle misure passive. Il campo d'onda della vibrazione ambientale può essere davvero ricco di queste onde superficiali (sebbene la comunità scientifica non abbia ancora raggiunto un accordo nel definire la loro proporzione rispetto alle onde di volume e di Rayleigh). I sensori ad alta sensibilità utilizzati per l'acquisizione passiva sono oggi quasi sempre sismometri a tre componenti, che danno la possibilità di registrare e analizzare simultaneamente le componenti verticali e orizzontali del movimento del terreno. La separazione dei contributi delle onde di Love e Rayleigh in direzione orizzontale non è tuttavia un compito banale nel caso di vibrazioni ambientali le cui sorgenti siano presumibilmente distribuite uniformemente attorno al luogo del rilevamento. Fortunatamente, per una data direzione di arrivo (DOA – Direction of Arrival) le onde di Love e di Rayleigh sono polarizzate ortogonalmente, cioè il moto associato è rispettivamente perpendicolare o allineato al percorso di propagazione. Pertanto, se il DOA è noto (o valutabile in una ricerca direzionale), tale ambiguità può essere risolta dalla scomposizione del campo d'onda fra le componenti radiali e trasversali relativi al DOA (un procedimento chiamato anche filtro direzionale). A queste componenti possono quindi essere applicate tecniche di elaborazione standard come l'analisi f-k. Un esempio delle curve di dispersione delle onde di Rayleigh e Love estratte da array a 3 componenti è riportato nella **figura A8.6**.

## INVERSIONE CONGIUNTA DELLE CURVE DI DISPERSIONE DELLE ONDE DI LOVE E DI RAYLEIGH

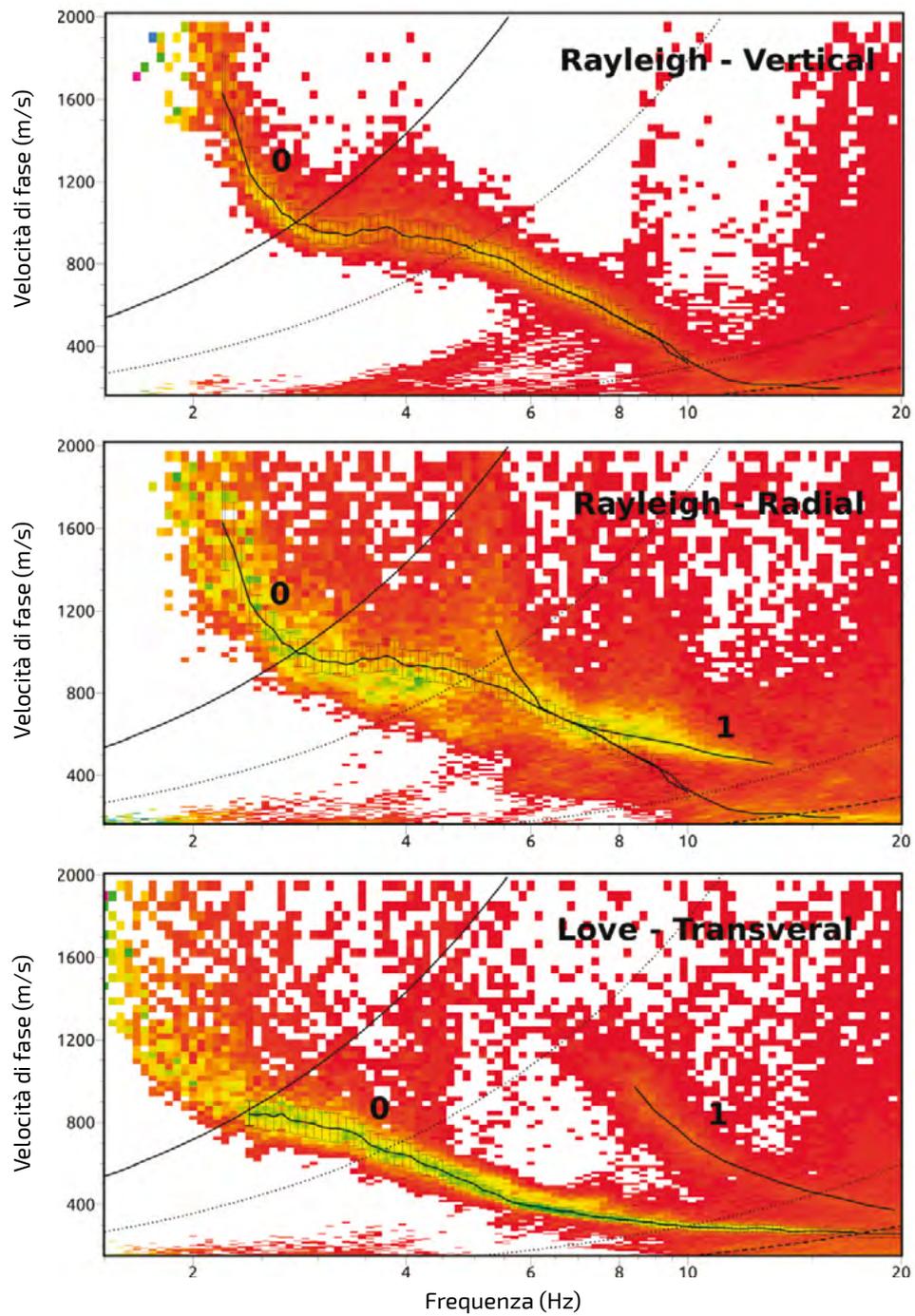
Come accennato, la propagazione dell'onda di Love è controllata esclusivamente dalla distribuzione della velocità  $S$  del sito. Pertanto, se invertita congiuntamente con le onde di Rayleigh (componente verticale e radiale), la dispersione dell'onda di Love può aiutare a ridurre la non unicità del problema dell'inversione fornendo un ulteriore vincolo alla velocità delle onde di taglio e conseguentemente consentendo anche la stima della velocità delle onde di compressione. Una ulteriore estensione è possibile con l'analisi combinata di onde superficiali a tre componenti, l'ellitticità di Rayleigh e la frequenza di risonanza fondamentale del sito.

Un semplice approccio d'inversione consiste nell'eseguire un primo test utilizzando solo la dispersione dell'onda di Love. Il miglior profilo  $V_s$  può essere successivamente utilizzato come un'informazione a priori per l'inversione della dispersione delle onde di Rayleigh (e/o per la funzione di ellitticità), assumendo  $V_p$  come unico parametro libero. Questo approccio è tuttavia limitato dalla qualità della stima iniziale della curva di dispersione dell'onda di Love; qualsiasi incertezza nell'inversione del  $V_s$  diverrà quindi un errore nel profilo  $V_p$ . In alternativa, le informazioni sulle onde di Love e Rayleigh possono essere invertite simultaneamente ma dando peso diverso alle due curve a seconda della sensibilità ed attendibilità dei dataset.

Sfortunatamente, poiché la sensibilità difficilmente può essere definita a priori, spesso sono necessarie diverse prove prima di convergere verso una soluzione ottimale. Come nel caso dell'inversione di una singola componente, l'incertezza nella dispersione di fase, gli errori nell'indirizzamento del modo e la mancanza di risoluzione in alcune bande di frequenza potrebbero chiaramente limitare l'efficacia dell'approccio combinato.

L'incoerenza e l'incompatibilità tra le curve di dispersione di Love e di Rayleigh sono nondimeno fattori importanti per evidenziare le peculiarità del sito, come la presenza di anisotropia nei materiali (possibile ad esempio in sedimenti lacustri stratificati) o lo sviluppo di fenomeni di propagazione delle onde 2D/3D.

Questi casi devono essere gestiti con attenzione, poiché qui non sono più applicabili le ipotesi standard relative all'elaborazione delle onde superficiali e potrebbero quindi scaturire interpretazioni errate.



**FIGURA A8.6**  
 Esempio di elaborazione di vibrazioni ambientali a Brigg (Svizzera) con array a tre componenti per l'analisi f-k. Il modo fondamentale e i primi modi superiori delle onde di Love sono meglio identificabili della dispersione delle onde di Rayleigh sulla componente verticale.

## RIFERIMENTI SPECIFICI

- Dal Moro G., Ferigo, F. (2011)**  
*Joint Analysis of Rayleigh- and Love-wave dispersion curves: Issues, criteria and improvements.* Journal of Applied Geophysics 75: 573-589.
- Eslick R., Tsoflias G., Steeples D.W. (2008)**  
*Field investigation of Love waves in near-surface seismology.* Geophysics 73 (3): G1-G6.
- Guzina B.B., Madyarov A.I. (2010)**  
*On the spectral analysis of Love waves.* Bulletin of the Seismological Society of America 95 (3): 1150-1169.
- Haines S.S. (2007)**  
*A Hammer-impact, aluminum shear-wave seismic source, U.S. Geological Survey Open-File Report 2007-1406, 5 p..*
- Hamimu L., Safani J., Nawawi M. (2011)**  
*Improving the accurate assessment of a shear-wave velocity reversal profile using joint inversion of effective Rayleigh wave and multimode Love wave dispersion curves.* Near Surface Geophysics 9: 1-14.
- Mari J.L. (1984)**  
*Estimation of static corrections for shear-wave profiling using the dispersion properties of Love waves.* Geophysics 49: 1169-1179.
- Martin A.J., Yong A., Salomone L.A. (2014)**  
*Advantages of active Love wave techniques in geophysical characterization of seismographic station sites – case studies in California and the Central and Eastern United States.* Proceedings of the Tenth U.S. National Conference on Earthquake Engineering, Frontiers of Earthquake Engineering, July 21-25, Anchorage, Alaska.
- Michaels P., Gottumukkula V. (2010)**  
*Theory of viscoelastic Love waves and their potential application to near-surface sensing of permeability.* Advances in Near-Surface Seismology and Ground-Penetrating Radar, Geophysical Developments Series No. 15, Society of Exploration Geophysicists, 263-280.
- Safani J., O'Neill A., Matsuoka T. and Sanada Y. (2005)**  
*Applications of Love wave dispersion for improved shear-wave velocity imaging.* J. Environ. Eng. Geophysics 10 (2): 135-150.
- Safani J., O'Neill A., Matsuoka T. (2006)**  
*Full SH-wavefield modelling and multiple-mode Love wave Inversion.* Exploration Geophysics 37: 307-321.
- Strobbia C. (2005)**  
*Love wave analysis for the dynamic characterisation of sites.* Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata 46: 135-152.
- Xia J., Xu Y., Luo Y., Miller R.D., Cakir R., Zeng C. (2012)**  
*Advantages of using Multichannel analysis of Love waves (MALW) to estimate near-surface shear-wave velocity.* Surveys in Geophysics: 841-860.

**APPENDICE 9****MISURAZIONI DELLE VIBRAZIONI  
AMBIENTALI CON ARRAY LINEARI**

Poiché la localizzazione delle sorgenti di rumore ambientale è sconosciuta, per le misure passive è da preferire l'uso di array 2D (ad esempio, a triangolo inscritto o a forma di L) che danno sempre risultati più affidabili. In determinate condizioni, possono però essere utilizzati array lineari (ad esempio presso argini, dighe, strade senza intersezioni). I rilevamenti in profondità di onde superficiali passive dovrebbero comportare l'utilizzo di array 2D, mentre gli array lineari raggiungono una profondità massima d'indagine fra i 50 e i 100 m, a seconda delle vibrazioni presenti.

Gli array lineari dovrebbero essere utilizzati solo per le misurazioni del rumore ambientale in ambienti urbani, dove è probabile che vi sia rumore multidirezionale. In ambienti più rurali, un array lineare orientato perpendicolarmente rispetto a una strada ad alto traffico può fornire dati sul rumore ambientale su un range di azimut sufficientemente ampio per determinare la velocità della struttura fino a una profondità di 30 metri o più.

Un criterio per valutare la direzionalità delle vibrazioni ambientali quando si utilizza un array lineare è proposto da Strobbia e Cassiani (2011). I dati sul rumore ambientale acquisiti usando array lineari possono essere elaborati utilizzando una serie di tecniche tra cui quella di Louie (2001) relativa ai microtremori ambientali (ReMi™), l'autocorrelazione spaziale (ESAC) descritta da Chavez-Garcia *et al.*, (2006) e vari altri approcci di interferometria sismica (per esempio Cheng *et al.*, 2015, Le Feuvre *et al.*, 2015; Mulgaria e Castellaro, 2013, Nakata *et al.*, 2011 e O'Connell e Turner, 2011).

In nessun caso il rumore dovrebbe essere generato camminando o guidando lungo l'array in un ambiente a bassa rumorosità, poiché non ci sarebbe modo di stimare l'affidabilità delle curve di dispersione risultanti. Qualora il rumore ambientale sia così scarso da rendere impossibile l'applicazione delle tecniche passive di rilevamento, si dovrebbero allora utilizzare le tecniche a sorgente attiva come la MASW. Si raccomanda di acquisire sempre dati attivi delle onde superficiali (MASW o SASW) assieme ai dati passivi degli array lineari. Innanzitutto, i dati attivi delle onde superficiali forniranno dati di dispersione a frequenze alte (piccole lunghezze d'onda), consentendo una migliore caratterizzazione della velocità della struttura. In secondo luogo, un buon accordo tra dati attivi e passivi delle onde superficiali nella banda di frequenza sovrapposta, aumenta la confidenza nell'accuratezza della curva di dispersione stimata con un array lineare passivo.

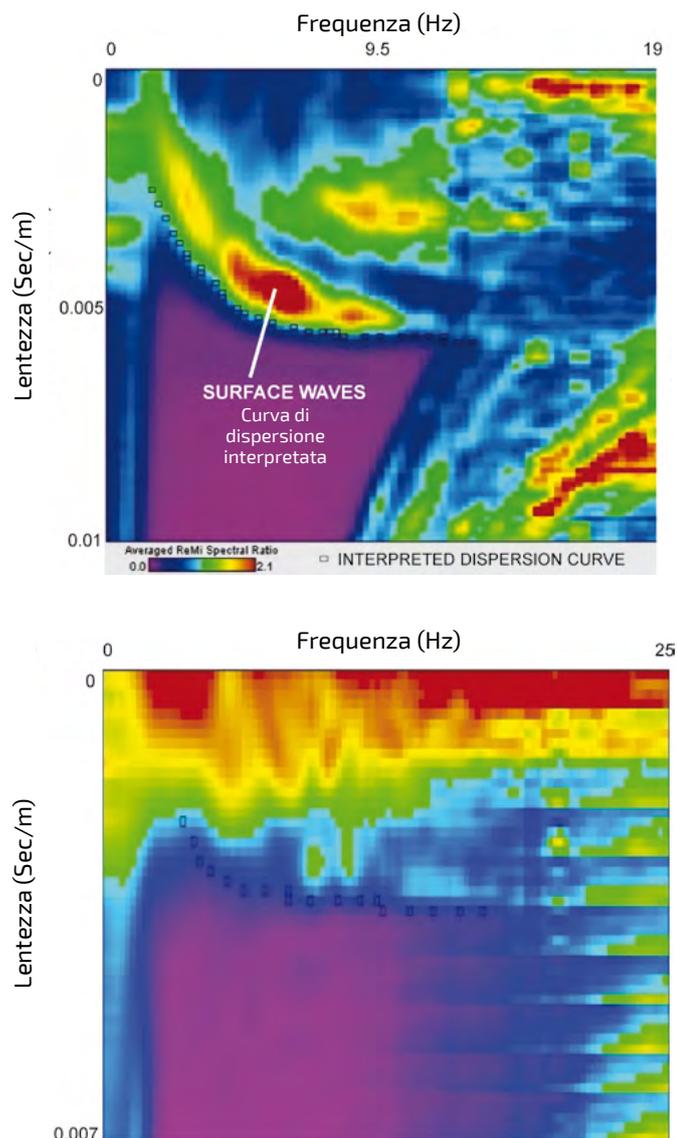
Poiché è presumibile che gli array lineari siano utilizzati solo per indagini vicine alla superficie, sono utilizzate attrezzature simili a quelle per le indagini MASW (ad esempio sismografo, cavi sismici, geofoni verticali da 4,5 o 2 Hz). Comunemente viene utilizzato un array lineare a 24 canali con spaziatura dei geofoni fra 6 e 10 m, e la lunghezza dell'array stimata nell'ordine del doppio della profondità di investigazione desiderata. Dovrebbero essere registrati almeno 10-15 minuti di rumore ambientale con un'adeguata frequenza di campionamento (p.es. 2 ms).

L'analisi delle misure delle vibrazioni ambientali mediante la tecnica ReMi™ comporta l'applicazione di una trasformata slant-stack sia in direzione diretta che inversa, al fine di convertire i dati sismici dal dominio del tempo-offset ( $t-x$ ) al dominio della frequenza-lentezza ( $f-p$ ). Le immagini  $f-p$  ottenute dalle trasformate in direzione diretta e inversa vengono combinate, e la curva di dispersione delle onde di Rayleigh viene selezionata come involuppo inferiore dell'energia dell'onda superficiale. Questo processo è soggettivo e potrebbero esserci differenze nelle curve di dispersione selezionate da diversi analisti, specialmente a frequenze più basse dove l'errore risulta maggiore. È importante una

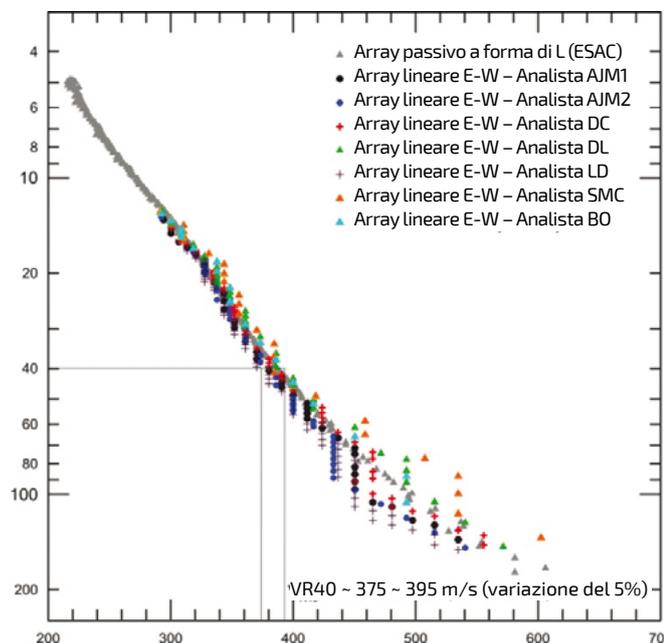
valutazione realistica della qualità dei dati, specialmente a basse frequenze, limitando di conseguenza l'uso dei dati e la profondità delle indagini. La **figura A9-1** illustra le immagini f-p derivanti dai dati passivi delle onde superficiali analizzati utilizzando la tecnica ReMi™, che fornisce curve di dispersione rispettivamente affidabili e inaffidabili nei due casi. La **figura A9-2** è un esempio di curve di dispersione interpretate da più analisti per un singolo dataset ReMi™ relativo a un ambiente ritenuto adatto a un array passivo lineare. In questo sito l'interpretazione ReMi™ da parte di più analisti può condurre a una stima ragionevolmente affidabile del  $V_{s,30}$  perché non c'è dispersione significativa nelle curve di dispersione a lunghezze d'onda inferiori a 60 m; tuttavia i modelli di velocità al di sotto di 30 m di profondità potrebbero essere assai differenti, perché c'è una dispersione significativa nelle curve di dispersione a lunghezze d'onda maggiori. Viene data come riferimento la curva di dispersione di un array bidimensionale a forma a L, che non soffre della natura soggettiva dell'interpretazione ReMi™.

L'analisi ESAC dei dati passivi di array lineari è uguale a quella degli array 2D, con la curva di dispersione stimata mediante una funzione di Bessel del primo tipo, ordine zero ai coefficienti SPAC. La stima della curva di dispersione non è soggettiva; tuttavia, la curva di dispersione sarà valutata correttamente solo tenendo conto della multidirezionalità delle vibrazioni ambientali.

**FIGURA A9.1**  
Curve di dispersione affidabili (a sinistra) e inaffidabili (a destra) stimate utilizzando la tecnica ReMi™.



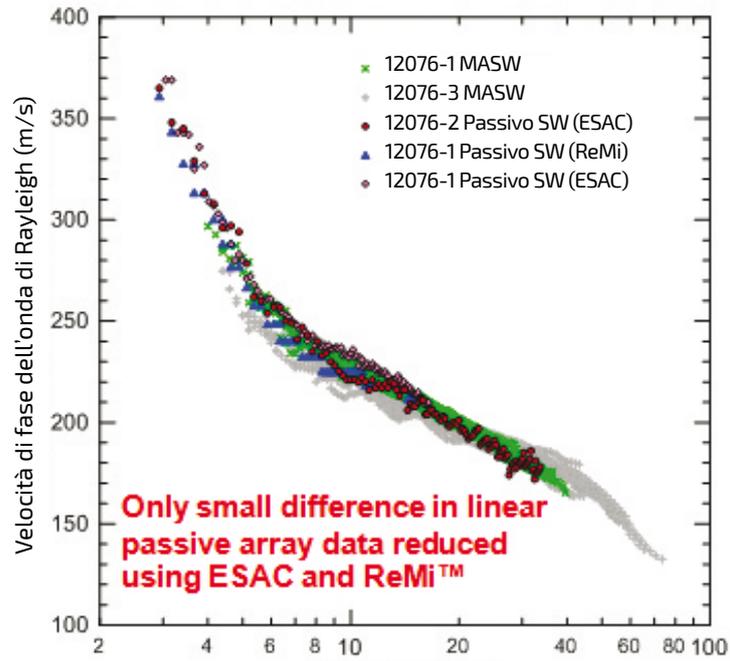
**FIGURA A9.2**  
 Dati passivi delle onde superficiali di un array lineare, selezionati da più analisti su una sezione lineare di un array a forma di L, utilizzando la tecnica ReMi™ confrontate alla curva di dispersione stimata sull'intero array.



A causa della maggiore incertezza nel ricavare le curve di dispersione dai dati passivi di un array lineare rispetto agli array 2D, si raccomanda di stimare le curve di dispersione utilizzando due diverse tecniche (ad esempio ReMi™ e ESAC). Se le curve di dispersione sono ben concordanti, si può presumere che esse siano affidabili. La figura A9-3 mostra le curve di dispersione di un sito in cui, utilizzando sia un array a triangolo inscritto sia un array lineare, i dati MASW a sorgente attiva e i dati passivi delle onde superficiali sono stati acquisiti assieme ai dati passivi di un array lineare analizzati con le tecniche ReMi™ ed ESAC. In questo specifico sito il buon accordo tra le curve di dispersione deriva da:

- 1) i dati delle onde superficiali passive e attive nella banda di frequenza sovrapposta;
- 2) l'analisi ReMi™ e ESAC dei dati passivi dell'array lineare;
- 3) gli array lineari e gli array a triangolo inscritto passivi.

Si osserva che in questo sito tutte le curve di dispersione sono state accuratamente recuperate e pertanto sono state tutte combinate per la caratterizzazione del sito.



**FIGURA A9.3**  
 Confronto delle curve di dispersione da dati MASW (array 12076-1 e 12076-3), dati passivi di array lineari (array 12076-1) e dati passivi di array a triangolo inscritto (array 12076-2).

Differenza minima nei dati passivi di un array lineare, ridotta utilizzando ESAC e ReMi™  
 Frequenza (Hz)

## RIFERIMENTI SPECIFICI

- Chavez-Garcia F.J., Rodriguez M., Stephenson W.R.** (2006)  
Subsoil structure using SPAC measurements along a line. *Bulletin of the Seismological Society of America* 96: 729–736.
- Cheng F., Xia J., Xu. Y., Xu. Z., Pan Y.** (2015)  
*A new passive seismic method based on seismic interferometry and multichannel analysis of surface waves.* *Journal of Applied Geophysics* 117: 126-135.
- Louie J.** (2001)  
*Faster, better: Shear-wave velocity to 100 meters depth from refraction microtremor arrays.* *Bulletin of the Seismological Society of America* 91: 347–364.
- Le Feuvre M., Joubert A., Leparoux D., Côte P.** (2015)  
*Passive multi-channel analysis of surface waves with cross-correlations and beamforming: Application to a sea dike.* *Journal of Applied Geophysics* 114: 36-51.
- Mulargia F., Castellaro S.** (2013)  
*A seismic passive imaging step beyond SPAC and ReMi.* *Geophysics*, 78 (5): K563-K572.
- Nakata N., Snieder R., Tsuji T., Lerner K., Matsuoka T.** (2011)  
*Shear wave imaging from traffic noise using seismic interferometry by cross-coherence.* *Geophysics* 76 (6): SA97-SA106.
- O'Connell DRH., Turner J.P.** (2011)  
*Interferometric multichannel analysis of surface waves (IMASW).* *Bulletin of the Seismological Society of America* 101 (5): 2122–2141.
- Strobbia C., Cassiani G.** (2011)  
*Refraction microtremors: Data analysis and diagnostics of key hypotheses.* *Geophysics* 76(3): MA11-MA20.

**APPENDICE 10****ATTENUAZIONE DELLE ONDE SUPERFICIALI  
E SMORZAMENTO DEI MATERIALI**

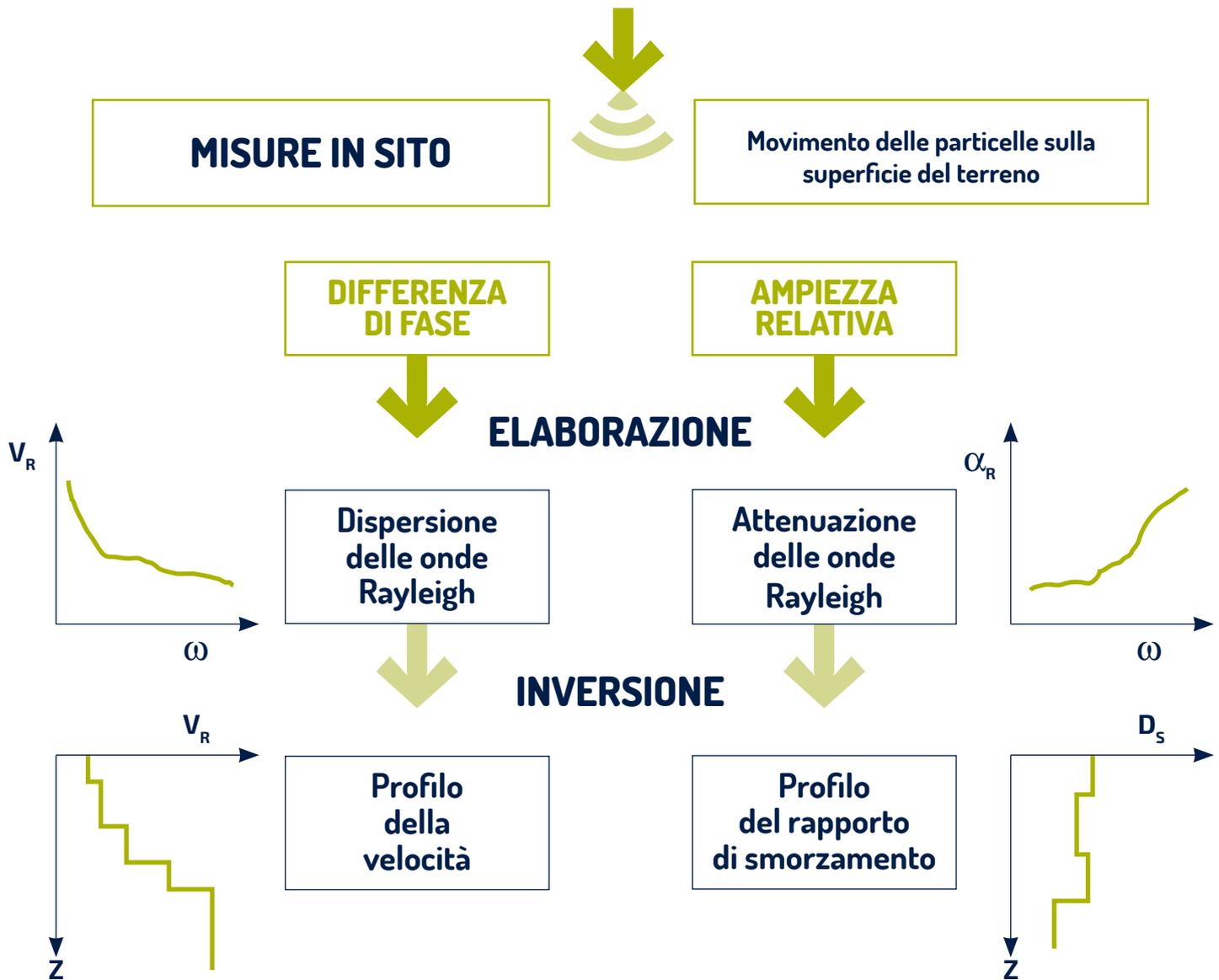
Con l'analisi dell'attenuazione delle onde superficiali si possono ottenere informazioni sulle proprietà dissipative del sottosuolo. Lo stesso schema adottato per la valutazione del modello di velocità può essere infatti esteso alla stima dello smorzamento del materiale (o in modo equivalente, al fattore di qualità), proprio come i sismologi stimano i fattori di qualità della crosta terrestre dall'inversione di una curva di attenuazione misurata attraverso i sismogrammi (Aki e Richards, 2002; Romanowicz, 2002).

L'attenuazione delle onde superficiali in funzione della distanza dalla sorgente è infatti associata alla combinazione fra l'attenuazione geometrica (dovuta alla diffusione dell'energia nello spazio) e l'attenuazione intrinseca del materiale (dovuta alla dissipazione interna di energia durante la propagazione dell'onda). Quest'ultima può essere analizzata per stimare le proprietà dissipative del mezzo.

La procedura in tre fasi dell'analisi delle onde superficiali si articola nel modo seguente: dalle rilevazioni sul campo (prospezioni attive o indagini passive) si ottiene una curva di attenuazione (ovvero l'attenuazione dell'ampiezza dell'onda in funzione della frequenza) con metodi specialistici di elaborazione del segnale. Infine si risolve il problema inverso finalizzato alla costruzione di un modello rappresentativo del sottosuolo, compresi i parametri di dissipazione (**figura A10-1**).

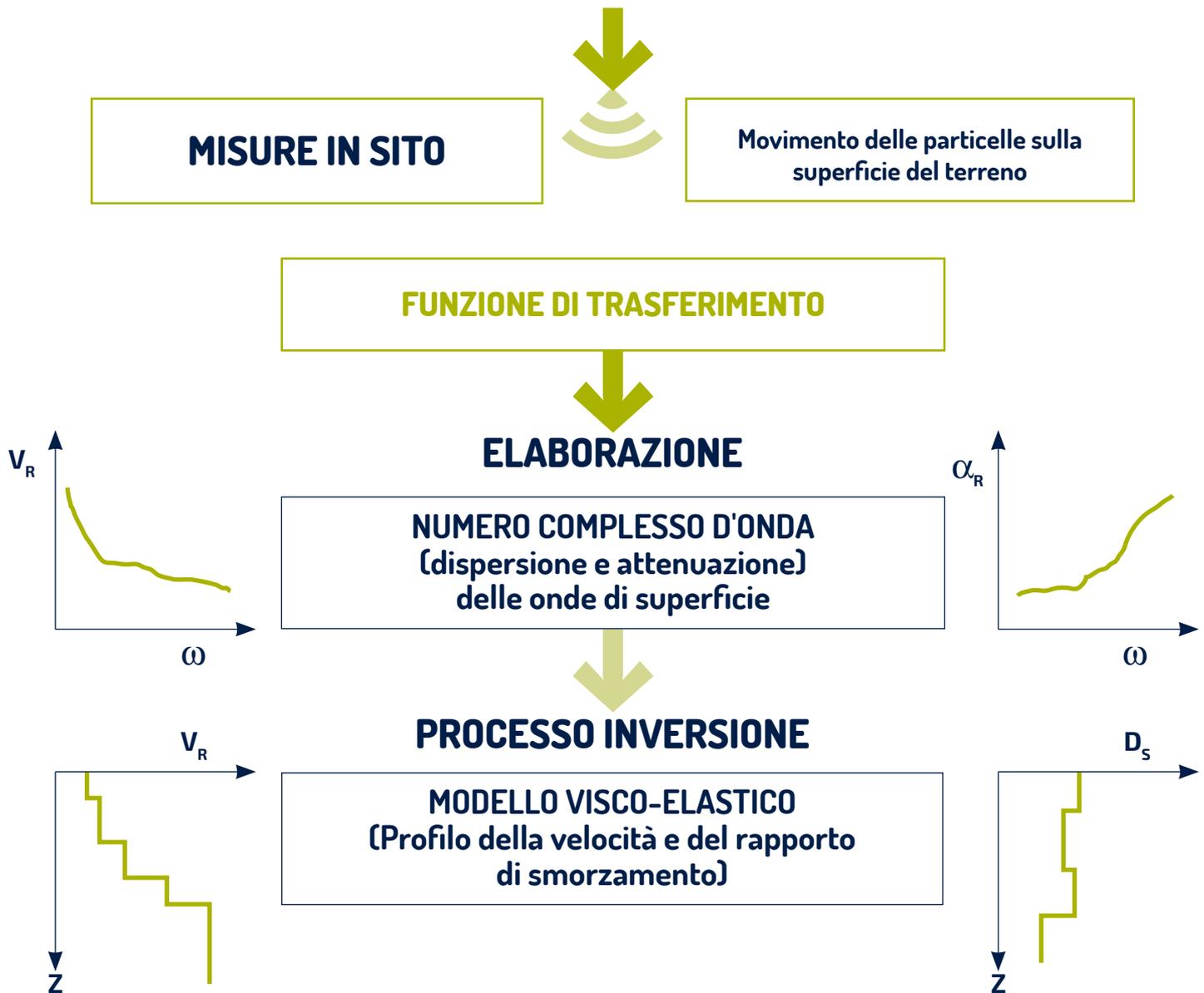
Il modello di riferimento è solitamente 1D, cioè una sovrapposizione di strati visco-elastici lineari omogenei e la soluzione del problema diretto si può ottenere estendendo le procedure a matrice adottate per il caso elastico (p.es. Lai e Rix, 2002).

L'analisi delle onde superficiali per costruire i modelli di velocità e di smorzamento può essere accoppiata o disgiunta. Nell'approccio disgiunto (**figura A10-1**), la curva di attenuazione si ottiene e viene invertita separatamente rispetto alla curva di dispersione. Il vantaggio di tale procedura è la disponibilità del modello di velocità, che può essere utilizzato per depurare l'effetto dell'attenuazione geometrica nella valutazione della curva di attenuazione dovuta al solo smorzamento intrinseco (Rix *et al.*, 2000). Tuttavia viene trascurato l'accoppiamento tra la velocità di fase e l'attenuazione dell'onda superficiale.



**FIGURA A10.1**  
 Analisi disgiunta  
 di dispersione e  
 attenuazione delle  
 onde di superficie.

Nell'analisi accoppiata (figura A10.2), si ottengono simultaneamente le curve di dispersione e attenuazione mediante una specifica procedura di elaborazione del segnale. Una procedura basata sulla funzione di trasferimento (Oppenheim e Willsky, 1997) è stata proposta da Rix *et al.*, (2001) per le sorgenti armoniche controllate e da Foti (2003) per le sorgenti a impatto. Successivamente il processo d'inversione viene risolto con una procedura accoppiata volta ad ottenere simultaneamente l'insieme completo dei parametri del modello visco-elastico (cioè velocità dell'onda di taglio e rapporto di smorzamento di ogni strato) (Lai *et al.*, 2002).



**FIGURA A10.2**  
Analisi accoppiata di dispersione e attenuazione delle onde di superficie.

Diversi esempi sono riportati in letteratura (Xia *et al.*, 2002, 2012; Badsar *et al.*, 2010, 2011). I problemi principali riguardano la corretta separazione fra attenuazione geometrica e attenuazione del materiale, tenendo conto anche del ruolo dei diversi modi di propagazione (Rix *et al.*, 2000). Inoltre deve essere considerata l'importanza della calibrazione dei ricevitori, in quanto la corretta misura dell'ampiezza del moto è cruciale per queste applicazioni.

Infine, si deve considerare che la dispersione di energia dovuta a eterogeneità e variazioni laterali può contribuire all'attenuazione delle onde di superficie. Questi effetti non sono presi in considerazione nel modello diretto adottato per l'inversione della curva di attenuazione; di conseguenza si potrebbe ottenere una sovrastima dello smorzamento del materiale soprattutto per gli strati superficiali, poiché tali effetti sono prevalenti nella gamma delle alte frequenze (Foti, 2004).

## RIFERIMENTI SPECIFICI

- Badsar S.A., Schevenels M., Haegeman W., Degrande G. (2010)**  
*Determination of the material damping ratio in the soil from SASW tests using the half-power bandwidth method.* Geophys. J. Int. 182 (3): 1493-1508
- Badsar S.A., Schevenels M., Haegeman W., Degrande G. (2011)**  
*Determination of the Material Damping Ratio in the Soil from SASW Test Using the Half-power Bandwidth Method and the Arias Intensity.* In 8th International Conference on Structural Dynamics, Proceedings, ed. Guide De Roeck, G Degrande, G Lombaert, and G Müller. Ghent, Belgium: Ghent University, Department of Civil engineering.
- Foti S. (2003)**  
*Small Strain Stiffness and Damping Ratio of Pisa Clay from Surface Wave Tests.* Geotechnique 53: 455-461.
- Foti S. (2004)**  
*Using Transfer Function for Estimating Dissipative Properties of Soils from Surface Wave Data.* Near Surface Geophysics 2 (4): 231-240
- Lai C.G., Rix G.J., Foti S., Roma V. (2002)**  
*Simultaneous measurement and inversion of surface wave dispersion and attenuation curves.* Soil Dynamics and Earthquake Engineering 22(9-12): 923-930.
- Lai C.G., Rix G.J. (2002)**  
*Solution of the Rayleigh Eigenproblem in Viscoelastic Media.* Bulletin of the Seismological Society of America 92(6): 2297-2309.
- Oppenheim A.V., Willsky A.S. (1997)**  
*Signal and systems.* Prentice-Hall, New Jersey
- Rix G.J., Lai C.G., Spang A.W. (2000)**  
*In situ measurements of damping ratio using surface waves.* Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering 126: 472-480.
- Rix G.J., Lai C.G., Foti S. (2001)**  
*Simultaneous Measurement of Surface wave dispersion and attenuation curves.* Geotechnical Testing Journal 24: 350-358.
- Xia J., Miller R.D., Park C.B., Tian G. (2002)**  
*Determining Q of near-surface materials from Rayleigh waves.* Journal of Applied Geophysics 51 (2): 121-129
- Xia J., Xu Y., Miller R.D., Ivanov J. (2012)**  
*Estimation of near-surface quality factors by constrained inversion of Rayleigh-wave attenuation coefficients.* Journal of Applied Geophysics 82: 137-144

## APPENDICE 11

### ESEMPIO DI RAPPORTO STANDARD

Quest'appendice presenta un esempio di rapporto "standard" per una specifica indagine sulle onde di superficie. Qui lo studio è centrato sull'elaborazione del modo fondamentale di Rayleigh, in coerenza rispetto al testo principale di queste Linee Guida. Le figure e le tabelle devono essere considerate come la "dotazione minima necessaria" per valutare se il sondaggio è stato correttamente eseguito e per stimare la qualità dei dati registrati e l'affidabilità dei risultati dello studio. Per ragioni di sintesi, non riportiamo tutte le figure o le tabelle che potrebbero far parte di un report "reale" (ad esempio si presentano gli spettri di potenza di un solo array, mentre un report completo deve presentarli tutti).

#### 01 CONTESTO E OBIETTIVO DELLO STUDIO

Il presente lavoro ha avuto come oggetto l'elaborazione di dati sismici passivi (Array di Vibrazione Ambientale, AVA) e di dati sismici attivi lineari (Analisi Multicanale di Onde di Superficie, MASW), al fine di completare i metadati delle stazioni sismologiche dalla Rete Accelerometrica Francese (RAP) con profili sismici verticali Vs e valori Vs,30. Questo rapporto mostra i risultati della stazione OGBL, Le Bourget du Lac, Francia (73).

##### 1.1 ISTITUZIONI COINVOLTE

Cliente: [...]

Supervisione: [...]

Committente: [...]

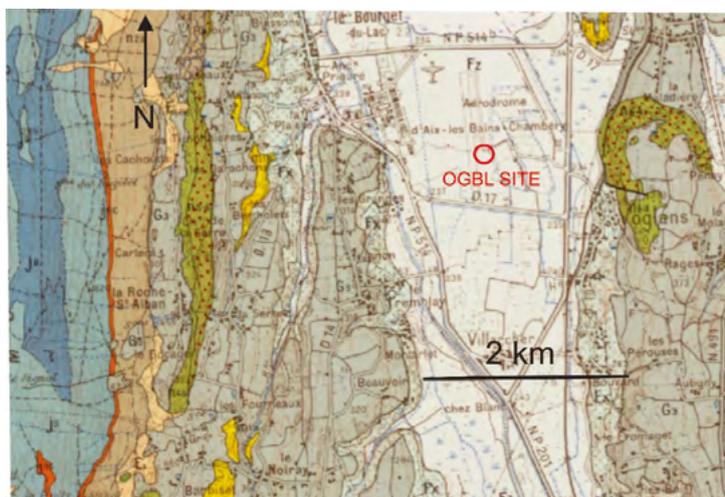
##### 1.2 SOGGETTI COINVOLTI

[...]

##### 1.3 INFORMAZIONI GENERALI E CONFORMAZIONE GEOLOGICA

In questa sezione devono essere indicati posizione geografica e contesto geologico

Il sito OGBL si trova nella valle del lago Bourget, in presenza di depositi alluvionali recenti (unità geologica "Fz" nella figura A11.1) sovrapposti a depositi dell'Oligocene ("G3"). Alcuni - ma non tutti - i registri geologici dell'area menzionata, indicano uno strato di torba nei primi metri.



**FIGURA A11.1**

Mapa geologica delle misure del sito, da InfoTerre.

## 02 METODOLOGIA DELL'ACQUISIZIONE E ANALISI

In questa sezione dovrebbero essere fornite alcune informazioni teoriche sulla metodologia utilizzata nello studio, per comprendere i risultati riportati nei capitoli successivi.

### 2.1 ANALISI MULTICANALE DELLE ONDE DI SUPERFICIE

[...]

### 2.2 ARRAY DI VIBRAZIONE AMBIENTALE

[...]

### 2.3 INVERSIONE DELLA CURVA DI DISPERSIONE

[...]

### 2.4 SPETTRO H/V

[...]

## 03 ACQUISIZIONE DATI

### 3.1 DESCRIZIONE DELL'APPARECCHIATURA

In questa sezione, si dovrebbe fornire la descrizione delle sorgenti e dei ricevitori utilizzati nello studio.

#### 3.1.1 Masw

[...]

#### 3.1.2 Vibrazioni ambientali

[...]

### 3.2 DESCRIZIONE DELLE MISURE

Viene riportata la geometria sorgente-ricevitore attiva (numero di ricevitori, distanza tra i ricevitori, offset delle sorgenti) e passiva (forma e dimensione dell'array, coordinate di ciascun ricevitore), assieme ai parametri di acquisizione utilizzati nello studio.

Per le registrazioni del rumore ambientale sono stati utilizzati cinque array sismici circolari, composti da quindici o dieci sensori ciascuno e con aperture diverse (**figura A11.2**). Un array lineare con 24 sensori e una lunghezza di 46 m è stato disposto per misurazioni di onde superficiali attive (MASW). Le coordinate dei sensori per gli array circolari sono riportate nella **Tabella A11.1**; i parametri di acquisizione sono dettagliati nella **Tabella A11.2**.



**FIGURA A11.2**  
 Mappa della posizione delle misurazioni dei dati sismici (GOOGLE EARTH). I cerchi indicano la posizione delle stazioni sismiche e i triangoli indicano le estremità del profilo MASW.

**TABELLA A11.1**

Coordinate geografiche delle stazioni sismologiche per tutti gli array.  
*N.B. solo un array è illustrato come esempio.*

ARRAY	SENSORE	X_L93 (M)	Y_L93 (m)
R1R2	CN02	924673.36	6507969.72
	CN03	924663.11	6507957.85
	CN04	924660.18	6507961.64
	CN06	924664.69	6507962.68
	CN07	924650.68	6507964.25
	CN08	924678.22	6507956.25
	CN09	924659.81	6507972.38
	CN10	924670.21	6507945.1
	CN12	924667.86	6507955.49
	CN13	924660.42	6507953.95
	CN14	924650.05	6507952.43
	CN15	924667.91	6507960.16
	CN16	924658.24	6507958.5
	CN17	924658.69	6507943.83
	IR03	924664.3	6507953.07
.....	.....	.....	.....

**TABELLA A11.2**

Parametri di acquisizione.

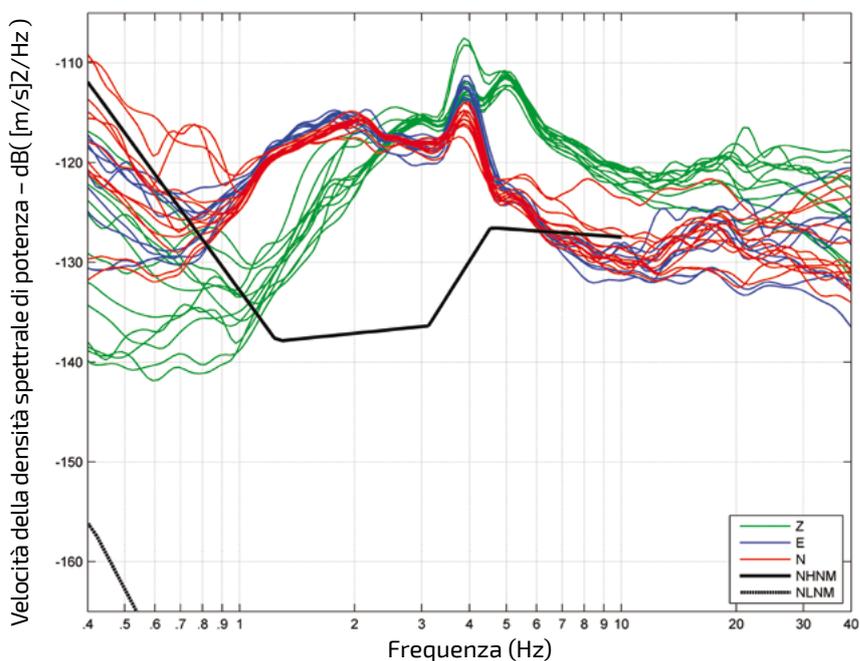
	NUMERO DI SENSORI	APERTURA (M)	FREQUENZE DI TAGLIO	TIPO DI SENSORI E TAVOLETTE GRAFICHE	TEMPO INIZIALE (UTC)	TEMPO FINALE (UTC)	AMBIENTE	TOPOGRAFIA	CONDIZIONI ATMOSFERICHE
Array R1R2	15	10m & 30m	0.033 Hz	CMG6TD	18/07/2014 8h00	18/07/2014 10h00	Industrial	-	-
Array R1R3	15	10m & 68m	0.033 Hz	CMG6TD	18/07/2014 9h00	18/07/2014 11h00	Industrial	-	-
Array R4	10	150 m	0.033 Hz	CMG6TD	25/07/2014 9h00	25/07/2014 10h00	Industrial	-	-
Array R5	10	270 m	0.033 Hz	CMG6TD	25/11/2014 10h00	25/11/2014 13h00	Industrial	-	-
Array R6	10	1100 m	0.033 Hz	CMG6TD	25/11/2014 13h00	25/11/2014 16h00	Industrial	-	-
MASW	24	46 m	4.5 Hz	MarkProducts & Geode Geometrics	18/07/2014	18/07/2014	Industrial	-	-

## 04 RISULTATI DELL'ELABORAZIONE

### 4.1 SPETTRO DI POTENZA E H/V

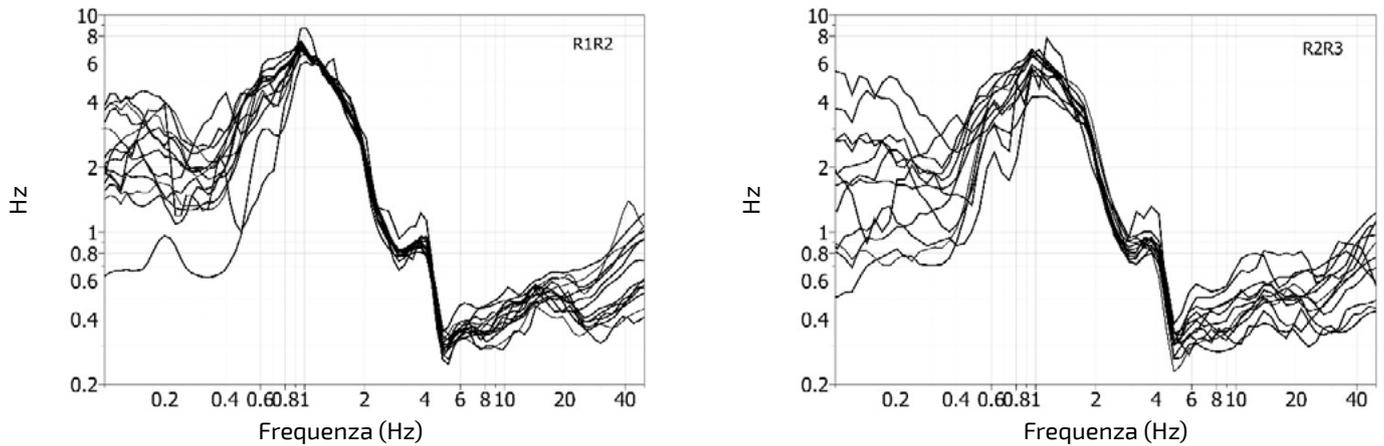
Per calcolare le densità spettrali di potenza e le curve H/V, i segnali sono stati finestrati in finestre temporali della durata di 50 secondi. Gli spettri di ampiezza ottenuti con la trasformata di Fourier sono stati uniformati applicando la procedura di Konno e Ohmachi (1998) con un valore b di 40. Le due componenti orizzontali sono state quindi combinate calcolando la loro media quadratica, mentre la media dei rapporti H/V si è desunta calcolando la media dei rapporti sulle finestre individuali.

**FIGURA A11.3**  
densità spettrale di potenza registrata da tutti i sensori sulla verticale (Z, curve verdi), a Nord (N, curve rosse) e a Est (E, curve blu), comparata a un "nuovo modello ad alto rumore" (NHNM) e a un "nuovo modello a basso rumore"(NLNM).  
Il livello generale di vibrazione ambientale su questo sito è molto alto, più alto del NHNM su quasi tutta la banda di frequenza d'interesse.  
*N.B. solo il primo array è presentato come esempio.*



La Figura A11.3 mostra la densità spettrale di potenza di ogni componente in tutti i sensori di ciascun array. *N.B. solo il primo array è presentato come esempio.*

Tutti gli array mostrano una densità spettrale inferiore sulle componenti verticali rispetto a quelle orizzontali tra 0,3 e 1,5 Hz.



**FIGURA A11.4** media delle curve H/V osservate nei diversi array. (N.B. solo due array sono presentati come esempio).

La figura A11.4 riporta la media delle curve H/V ottenute su tutti i sensori di ciascun array. *N.B. solo due array sono presentati come esempio.* Le curve H/V sono molto simili da una stazione all'altra e dall'array R1 R2 all'array R6, indicando quindi una velocità di struttura 1D al di sotto di questi array. Per questi cinque array, la frequenza di picco H/V è di circa 1Hz.

#### 4.2 MISURAZIONI DI VIBRAZIONI AMBIENTALI DELL'ARRAY

##### Tecniche FK e HRFK:

I parametri di elaborazione utilizzati per le tecniche FK e HRFK applicate alle componenti verticali sono indicati rispettivamente nella Tabella A11.3 e nella Tabella A11.4. Gli istogrammi di velocità di fase (funzioni di densità di probabilità) derivati da ciascun array sono visualizzati nella figura A11.5, insieme alla curva di dispersione.

**TABELLA A11.3**

Parametri di elaborazione FK

ARRAY	APERTURA DELL'ARRAY	LUNGHEZZA DELLA FINESTRA (numero di volte il periodo centrale T)	FREQUENZA MINIMA (Hz)	FREQUENZA MASSIMA (Hz)	NUMERO DI BANDE DI FREQUENZA	VELOCITÀ MINIMA (m/s)	AMPIEZZA DELLA BANDA
R1R2	10m & 30m	100 T	0.1	20	200	50	0.1
R2R3	30 m& 68 m	50 T	0.1	15	150	50	0.1
R4	150 m	50 T	0.1	20	100	50	0.1
R5	270 m	50 T	1	20	100	50	0.1
R6	1100 m	50 T	0.1	20	100	50	0.1

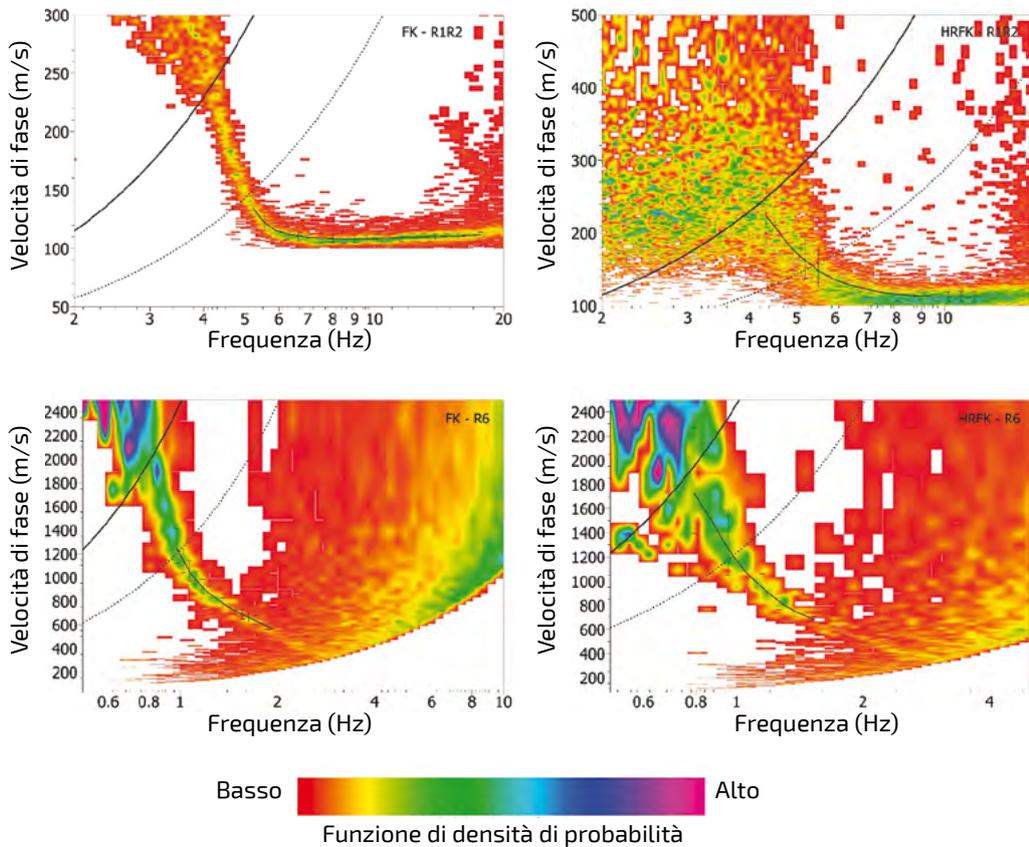
**TABELLA A11.4**

Parametri di elaborazione HRF

ARRAY	APERTURA DELL'ARRAY	LUNGHEZZA DELLA FINESTRA (numero di volte il periodo centrale T)	FREQUENZA MINIMA (Hz)	FREQUENZA MASSIMA (Hz)	NUMERO DI BANDE DI FREQUENZA	VELOCITÀ MINIMA (m/s)	AMPIEZZA DELLA BANDA
R1R2	10m & 30m	50 T	2	15	100	70	0.1
R2R3	30 m & 68 m	50 T	2	15	50	70	0.1
R4	150 m	100 T	0.1	20	100	50	0.05
R5	270 m	100 T	0.1	20	100	50	0.05
R6	1100 m	100 T	0.1	20	100	50	0.05

La figura A11.5 mostra le mappe FK e HRFK con la velocità di fase rilevata da ciascun array.  
*N.B. solo il primo e l'ultimo array sono presentati come esempio.*

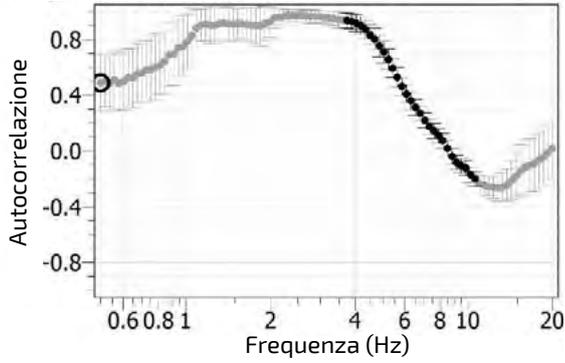
**FIGURA A11.5**  
 Istogramma delle velocità di fase dell'onda di Rayleigh ottenuto utilizzando le tecniche FK (pannello di sinistra) e HRFK (pannello di destra) per ciascun array. I colori magenta e rosso indicano rispettivamente i valori più alti e più bassi della funzione di densità di probabilità. I punti neri indicano la curva di dispersione media dell'onda Rayleigh +/- la deviazione standard. Le linee nere tratteggiate e continue indicano i limiti teorici di risoluzione dell'array, ovvero  $k_{\min}$  e  $k_{\min}/2$ . *N.B. solo due array sono presentati come esempio.*



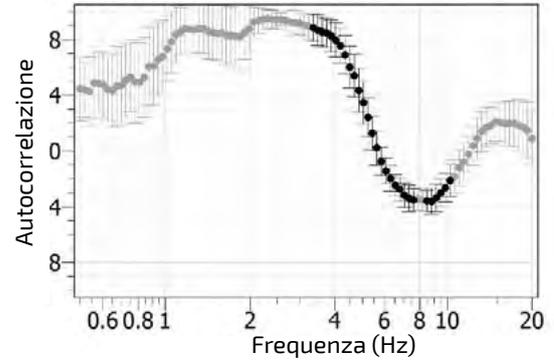
**Tecnica MSPAC**

I parametri di elaborazione utilizzati per la tecnica MSPAC sono indicati. Le curve MSPAC ottenute sui diversi anelli di tutti gli array (a componenti verticali) sono visualizzate nella figura A11.6. Le corrispondenti immagini di dispersione e le curve di dispersione selezionate sono mostrate nella figura A11.7.

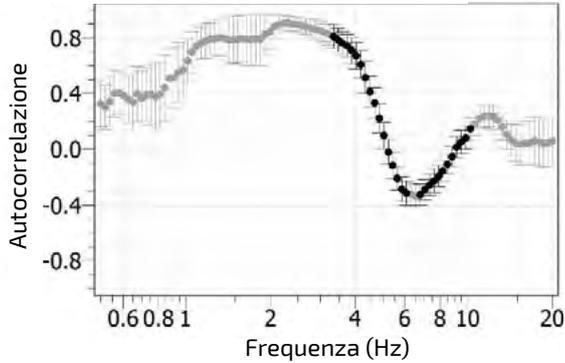
Anello 1 da 3.69 m a 5.33 m



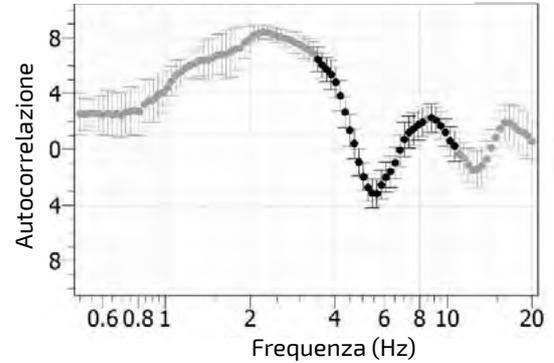
Anello 2 da 7.59 m a 8.14 m



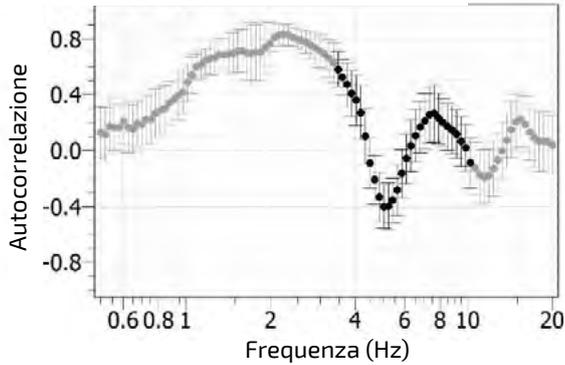
Anello 3 da 9.61 m a 11.03 m



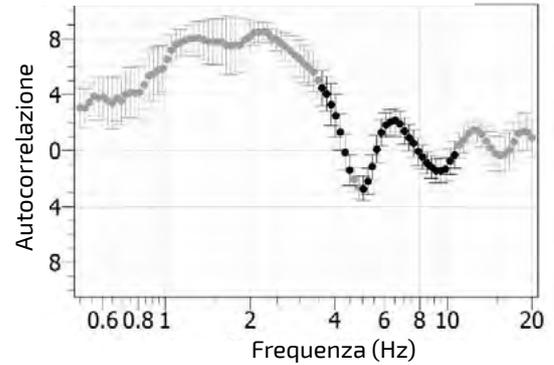
Anello 4 da 13.19 m a 14.32 m



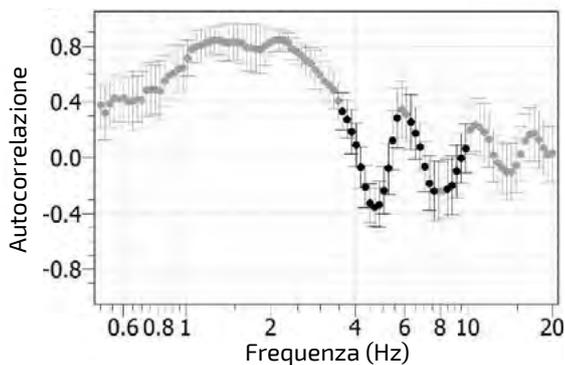
Anello 5 da 15.19 m a 15.69 m



Anello 6 da 17.7 m a 19.47 m

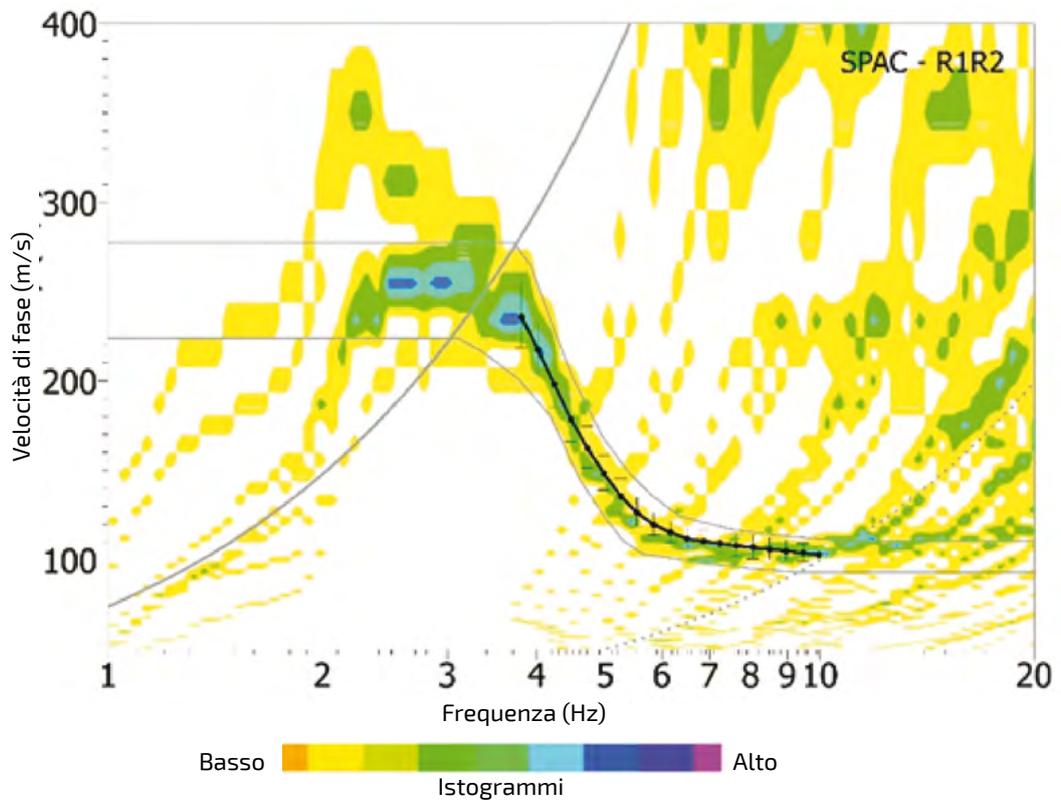


Anello 7 da 20.1 m a 22.21 m



**FIGURA A11.6**  
Curve MSPAC  
dell'array R1R2  
*N.B. solo un array  
è presentato come  
esempio.*

**FIGURA A11.7**  
Istogrammi di velocità di fase dell'onda di Rayleigh derivati dall'autocorrelazione MSPAC per ciascun array e dalla curva di dispersione media +/- deviazione standard (punti neri).  
*N.B. solo il primo array è presentato come esempio.*



**TABELLA A11.5**

Parametri di elaborazione MSPAC

*N.B. solo due array sono presentati come esempio.*

ARRAY	APERTURA DELL'ARRAY	LUNGHEZZA DELLA FINESTRA (numero di volte il periodo centrale T)	FREQUENZA MINIMA (Hz)	FREQUENZA MASSIMA (Hz)	NUMERO DI BANDE DI FREQUENZA	NUMERO DI ANELLI	AMPIEZZA MINIMA DELL'ANELLO (m)	AMPIEZZA MASSIMA DELL'ANELLO (m)	NUMERO DI COPPIE
R1R2	10m & 30m	50 T	0.5	40	50	7	3.69	5.33	14
							7.59	8.14	7
							9.61	11.03	18
							13.19	14.32	12
							15.19	15.69	5
							17.7	19.47	16
20.1	22.21	5							
...	...	...	...	...	...	...	...	...	...
R6	1100 m	50 T	0.1	20	100	6	220.91	319.03	5
							390.46	445.1	10
							503.45	559.07	5
							606.12	707.68	7
							750.53	850.51	9
894.38	1114.87	9							

### 4.3 TECNICA ATTIVA DELLE ONDE DELLA SUPERFICIE (MASW)

I parametri di acquisizione dell'indagine MASW sono indicati nella **tabella A11.6**. In questo caso gli offset della sorgente erano a 4 e 16 m su ciascun lato del profilo (di seguito "colpo diretto" e "colpo inverso"). Ogni offset della sorgente ha comportato dieci ripetizioni di colpi. Le velocità di fase per i dati attivi delle onde superficiali sono state stimate utilizzando la tecnica f-k. Per ridurre gli effetti di campo vicino, sono state utilizzate serie temporali con una distanza superiore a dieci metri tra sorgente e ricevitore (Socco e Strobbia, 2004). In base alla distanza degli offset della sorgente, è stato effettuato uno stack dell'energia ottenuta con vari colpi e sono state selezionate manualmente le velocità di fase corrispondenti alla massima potenza (**figura A11.8**).

Si sono selezionate solo le velocità di fase superiori a 5 Hz a causa del basso rapporto segnale-rumore alle frequenze più basse. Le velocità di fase ottenute in ciascuna sorgente sono state analizzate in modo da ottenere una curva di dispersione media e la sua relativa incertezza.

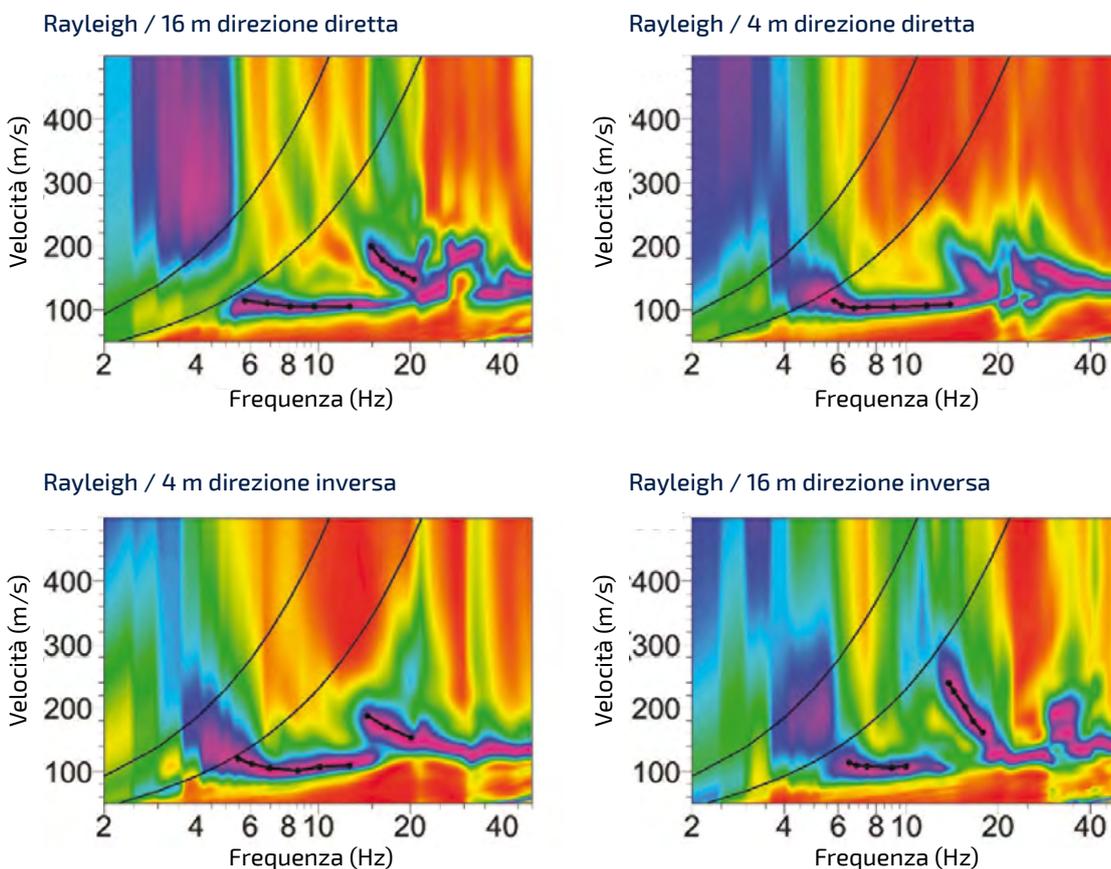
**TABELLA A11.6**

Parametri di acquisizione MASW

OFFSET DELLA SORGENTE	SPAZIATURA FRA I GEOFONI	PESO DELLA MAZZA	TIPO DI SORGENTE
A 4 m e 16 m su ciascun lato del profilo (etichettati come colpi "diretti" e "inversi")	2m	4,5 kg	Verticale

**FIGURA A11.8**

Spettro di potenza di vari offset della sorgente per la fase d'onda di Rayleigh. Lo spettro si è desunto attraverso una sovrapposizione dell'energia ottenuta con i singoli colpi. Lo spettro è normalizzato per ciascuna frequenza dal massimo dell'energia. I punti neri indicano la curva di dispersione identificata su ciascuna delle figure.



#### 4.4 INVERSIONE DELLA VELOCITÀ DELL'ONDA DI TAGLIO

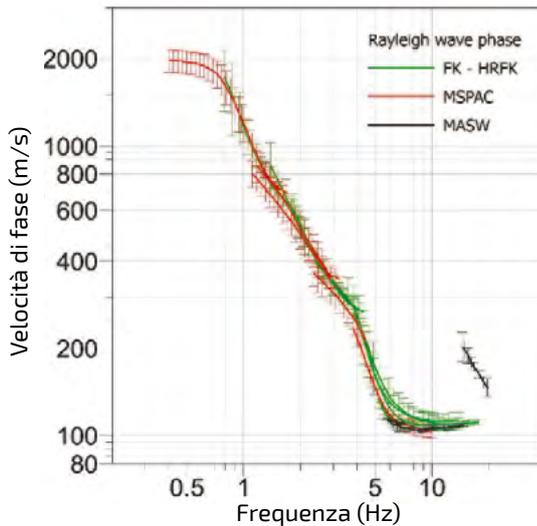
##### 4.4.1 Derivazione di una curva di dispersione a larga banda

Le curve di dispersione ottenute con le varie tecniche di elaborazione sono mostrate nella **figura A11.9**. Sono tutte molto consistenti entro la loro banda di frequenze sovrapposte. Attraverso la media di tutte le curve si è ottenuta una curva di dispersione a banda singola del modo fondamentale dell'onda di Rayleigh (**figura A11.10**).

**FIGURA A11.9**

(a sinistra)

Curve di dispersione con velocità di fase dell'onda di Rayleigh in funzione della frequenza, estratte con i metodi FK (punti verdi), MSPAC (punti rossi) e MASW (punti neri). (destra). Le stesse curve di dispersione rappresentate con la lunghezza d'onda in funzione della velocità di fase.

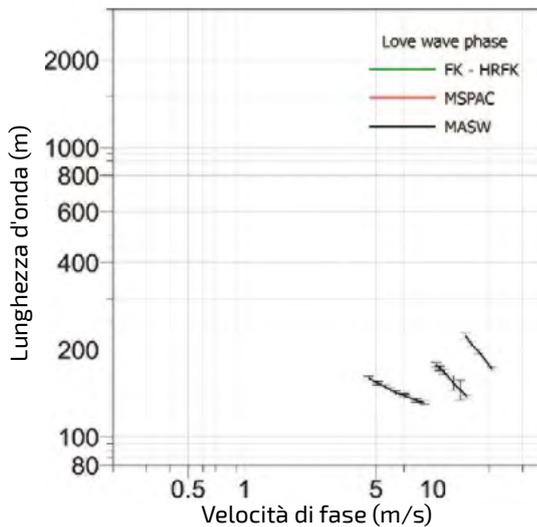


FASE DELL'ONDA RAYLEIGH

Lunghezza d'onda (m)

Velocità di fase (m/s)

Fase dell'onda Rayleigh



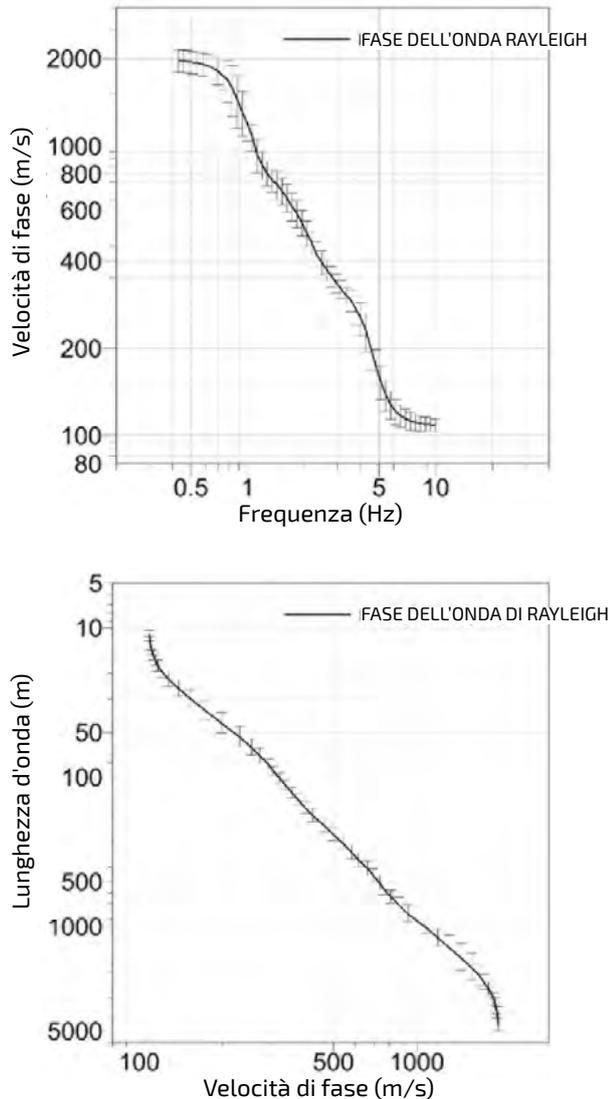
FASE DELL'ONDA DI RAYLEIGH

Lunghezza d'onda (m)

Velocità di fase (m/s)

Fase dell'onda di Rayleigh

**FIGURA A11.10**  
Curve di dispersione a banda larga per l'inversione, rappresentate con la velocità di fase come funzione della frequenza (pannello di sinistra) e con la lunghezza d'onda come funzione della velocità di fase (pannello di destra).



#### 4.4.2 Strategia dell'inversione

In questa sezione vengono proposte le strategie adottate per l'inversione e il tipo di approccio (ricerca locale o ricerca globale)

La parametrizzazione del modello del suolo consiste in cinque strati uniformi sovrapposti a un semi-spazio omogeneo. Il coefficiente di Poisson è compreso tra 0,2 e 0,5 per tutti gli strati, al fine di limitare entro misure accettabili il rapporto tra la velocità di compressione ( $V_p$ ) e l'onda di taglio ( $V_s$ ). La densità degli strati è fissata a 2000 kg/m<sup>3</sup>. La parametrizzazione del profilo  $V_s$  è indicata nella **tabella A11.7**, che in base ai registri geologici prevede la possibile presenza di una zona a bassa velocità tra 20 e 35 m di profondità. Anche i profili  $V_p$  sono costituiti da cinque strati uniformi sovrapposti a un semi-spazio omogeneo, con le profondità degli strati connesse al profilo  $V_s$  e la possibilità di una zona a bassa velocità tra 20 e 35 m. I valori  $V_p$  possono variare tra 200 e 5000 m/s.

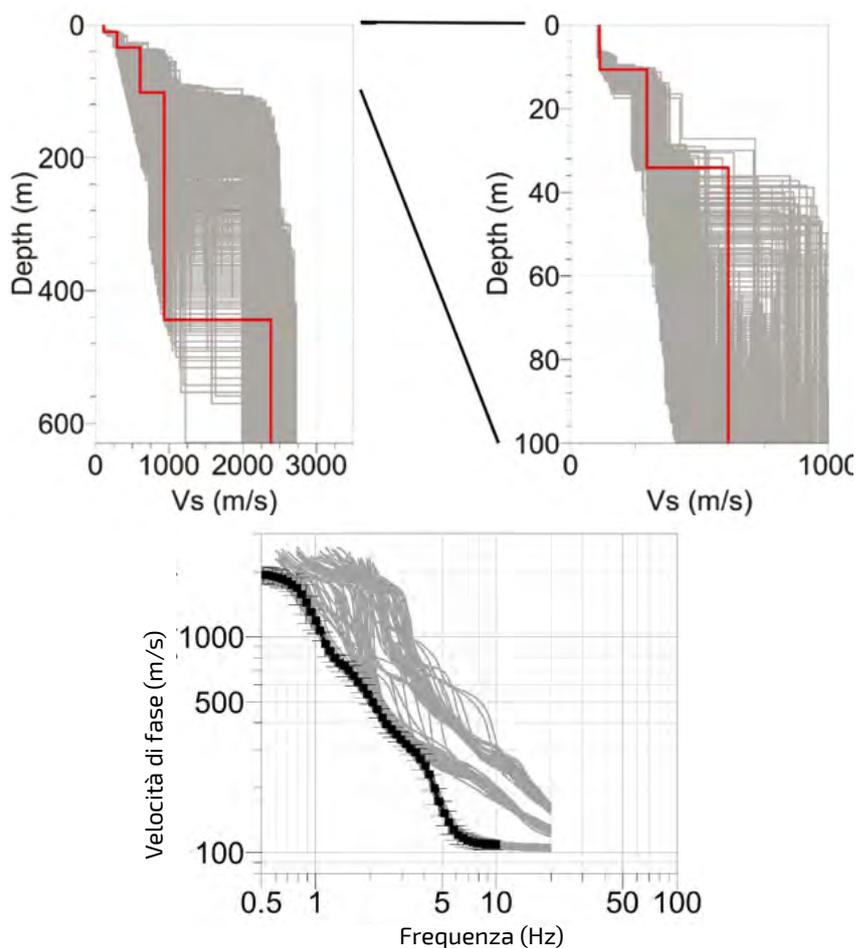
**TABELLA A11.7**

Parametrizzazione dell'inversione della curva di dispersione

GAMMA DELLA LUNGHEZZA D'ONDA UTILIZZATA PER L'INVERSIONE DELLA CURVA DI DISPERSIONE (m)	GAMMA DELLE PROFONDITÀ (m)	GAMMA DEI $V_s$ (m/s)	VELOCITÀ
10-4903	3 - 8	50 - 300	Uniforme
	3 - 30	100 - 3500	Uniforme
	20 - 35	50 - 500	Uniforme, prevista zona a bassa velocità
	30 - 700	100 - 3500	Uniforme
	30 - 2450	150 - 3500	Uniforme
	Semi-spazio	150 - 3500	Uniforme

**4.4.3 Risultati dell'inversione**

I risultati dell'inversione sono mostrati nella **figura A11.11**. La **figura A11.11a** mostra invece il miglior profilo di velocità dell'onda di taglio (linea rossa) e l'insieme dei profili di velocità dell'onda di taglio (estratto da 200400 modelli) che giustifica i dati entro il loro limite d'incertezza (il concetto di "soluzione accettabile" formulato da Lomax e Snieder, 1994, Souriau *et al.*, 2011). Le curve di dispersione teoriche ottenute da questo insieme di modelli sono mostrate nella **figura A11.10b** insieme alle velocità di fase osservate.



**FIGURA A11.11**

(in alto) profili  $V_s$  che giustificano i dati di dispersione osservati entro il loro limite di incertezza (grigio), la linea rossa indica il profilo  $V_s$  migliore di misfit; (in basso) le curve di dispersione teoriche calcolate dall'insieme dei profili di velocità delle onde di taglio invertite. I punti neri indicano le velocità di fase misurate.

Il modello migliore è descritto nella **tabella A11.8**.

### TABELLA A11.8

Il modello migliore

STRATO	PROFONDITÀ	SPESSORE	VELOCITÀ DELL'ONDA DI TAGLIO
1	5.2 m	5.2 m	112 m/s
2	10.6 m	5.4 m	114 m/s
3	34.1 m	23.5 m	297 m/s
4	102 m	68 m	612 m/s
5	444 m	342 m	936 m/s
6	-	-	2380 m/s

## 05 CONCLUSIONI

In questa sezione, dovrebbero essere presentate le principali conclusioni del lavoro in funzione degli obiettivi proposti.

I dati passivi e attivi sono stati registrati nelle immediate vicinanze della stazione OGBL, determinando la curva di dispersione del modo fondamentale dell'onda di Rayleigh su un'ampia gamma di frequenze (0,5 - 10 Hz).

L'inversione di queste curve di dispersione conduce alla stima del profilo  $V_s$  fino a circa 2000 m di profondità, mostrando un aumento di velocità da 100 m/s nei primi 10 m a 300-400 m/s a circa 20 - 30 m di profondità e una velocità del substrato tra 2000 e 3000 m/s sotto ai 600 m di profondità.

Le incertezze associate al risultato finale sono rappresentate dall'insieme degli equivalenti profili di velocità delle onde di taglio riportati in combinazione con il migliore modello. Considerando il problema della non-unicità della soluzione, sembra che sia possibile caratterizzare con sufficiente sicurezza solo i 40m superiori.



**ENGLISH SECTION**  
**GUIDELINES FOR THE**  
**GOOD PRACTICE OF SURFACE**  
**WAVE ANALYSIS**

Surface wave methods gained in the past decades a primary role in many seismic projects. Specifically they are often used to retrieve a 1D shear wave velocity model or to estimate the  $V_{S,30}$  at a site. The complexity of the interpretation process and the variety of possible approaches to surface wave analysis make it very hard to set a fixed standard to assure quality and reliability of the results.

The present guidelines provide practical information on the acquisition and analysis of surface wave data by giving some basic principles and specific suggestions related to the most common situations. They are primarily targeted to non-expert users approaching surface wave testing, but can be useful to specialists in the field as a general reference. The guidelines are based on the experience gained within the InterPACIFIC project and on the expertise of the participants in acquisition and analysis of surface wave data.

The guidelines are written with reference to Rayleigh waves, which are the most commonly exploited surface waves. Many of the same principles apply to the analysis of other kinds of surface waves, such as Love and Scholte waves, which however require specific data acquisition procedures and forward modelling algorithms. The properties of surface waves described in the paper as well as the algorithms used to solve the forward problem are based on idealizing soil deposits and geomaterials as linear (small-strain) elastic, isotropic continua.

Surface wave analysis can be performed with a very wide variety of procedures. If correctly implemented and properly applied, almost any of them could provide equivalent results in terms of reliability. These guidelines are focused on the standard practice and provide basic recommendations to non-expert users. Various acquisition and/or processing alternatives can be used and followed to achieve the same results. A full coverage of all possible alternatives is outside the scope of the guidelines.

The guidelines are organized as follows: after a brief introduction on the basic principles of surface wave methods, the typical steps of the test (acquisition, processing and inversion) are discussed and suggestions are provided for their implementation. A series of appendices (provided as additional on line material) cover specific issues and provide selected references for gaining a deeper insight into particular aspects of surface wave methods.

**Keywords:** Rayleigh waves, MASW; Ambient Vibration Analysis; site characterization; shear wave velocity;  $V_{S,30}$

## RINGRAZIAMENTI

Gli autori ringraziano **Carlo G. Lai**

per la revisione del manoscritto e per i preziosi suggerimenti sui diversi temi che sono stati analizzati nel testo.

Il progetto InterPacific è stato finanziato dal Programma di Ricerca e Sviluppo **SIGMA** sostenuto da **EdF, Areva, CEA** ed **ENEL** e dal progetto **CASHIMA**, finanziato da **CEA, ILL** e **ITER**.

Il parziale finanziamento per i partecipanti del Politecnico di Torino è stato erogato dal progetto **ReLUIS 3**, sponsorizzato dal **Dipartimento della Protezione Civile Italiana**.

Il parziale finanziamento per i partecipanti dell'**Università del Texas** è stato erogato dalla sovvenzione CMMI-1261775 della **US National Science Foundation (NSF)**.

Ciononostante, le opinioni, i risultati, le conclusioni o le raccomandazioni espresse in questo testo sono diretta espressione degli autori e non riflettono necessariamente le opinioni delle agenzie di finanziamento.



The background features a repeating pattern of concentric hexagons in a light grey color. Overlaid on this are several large, overlapping circles in shades of olive green and light yellow. A white, irregularly shaped area is cut out from the center of the composition, containing the text.

STAMPA **Printaly.com srl**  
FINITO DI STAMPARE novembre 2021

