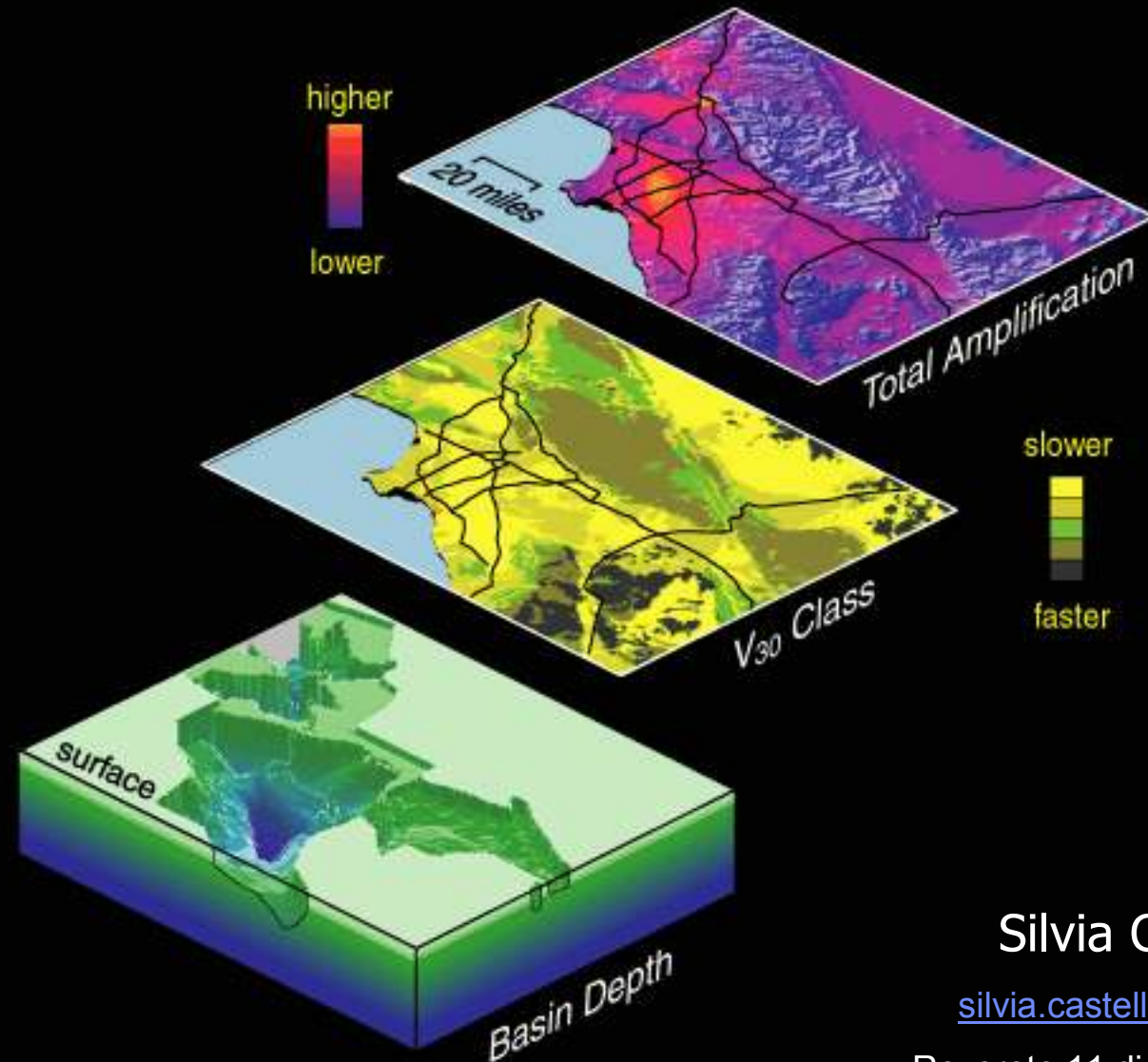


# Cos'altro controlla il "ground motion"?

[Una revisione con esempi]



Silvia Castellaro

[silvia.castellaro@unibo.it](mailto:silvia.castellaro@unibo.it)

Rovereto 11 dicembre 2009

# Cos'è il "ground motion"?

- ◆ Il moto del suolo che i sismometri riescono a misurare ( $4 \cdot 10^{-6} g$ )
  - ◆ Quello che causa danno è tipicamente  $> 0.1 g$
  - ◆ Esistono report di oggetti scagliati in aria dai terremoti: questo richiede  $PGA > 1 g$ 
    - Oldham (1899) riporta dislocazione di pietre a 2.5 m di distanza durante il terremoto del 1897 di Assam (India,  $M \sim 8.5$ )
    - Midorikawa (1994) riassume 8 casi di oggetti lanciati a 2-4 m.
- Questi esempi permettono di stimare anche  $V_0$ .

# Effetti della geologia di superficie sul "ground motion" (Anderson, 2007)

- ◆ amplificazione onde dovuta a diminuzione di  $V$  e densità
- ◆ riflessione e trasmissione attraverso le interfacce
- ◆ risonanza nei suoli stratificati, intrappolamento e risonanza delle onde nei bacini
- ◆ propagazione di onde di superficie
- ◆ conversione di onde di volume a onde di superficie nei margini inclinati (specialmente ai margini di bacino)
- ◆ valli lunghe lineari che agiscono come guide d'onda
- ◆ focalizzazione delle onde (multipathing)
- ◆ scattering che aumenta la durata del moto
- ◆ effetti topografici
- ◆ assorbimento dell'energia (basso fattore di qualità  $Q$ )
- ◆ relazioni stress-strain non lineari nei materiali superficiali
- ◆ durata dell'impulso e direzionalità

## ◆ amplificazione onde dovuta a diminuzione di V e densità

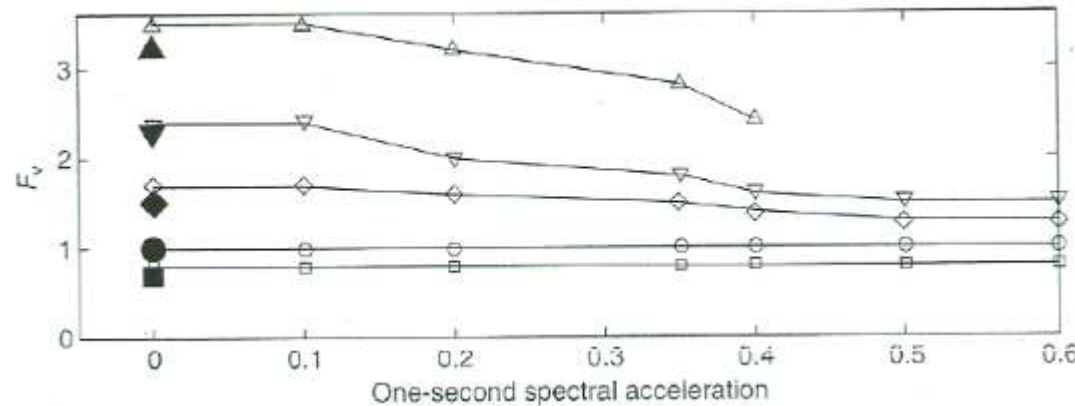
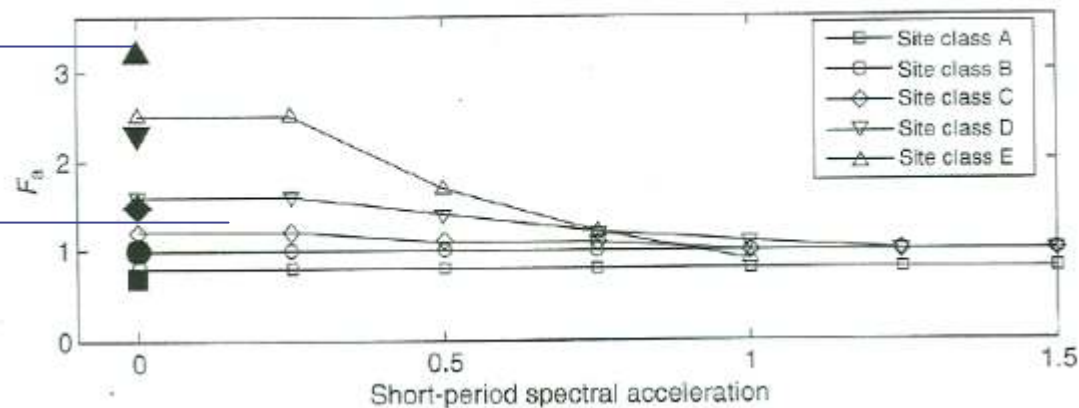
Assumendo gradienti di V e  $\rho$  costanti, ignorando l'amplificazione alla superficie libera, Aki e Richards (1980) suggeriscono un guadagno di ampiezza in superficie pari a

$$G = \left( \frac{\rho_s V_s}{\rho_0 V_0} \right)^{0.5}$$

S → alla sorgente, 0 → in superficie

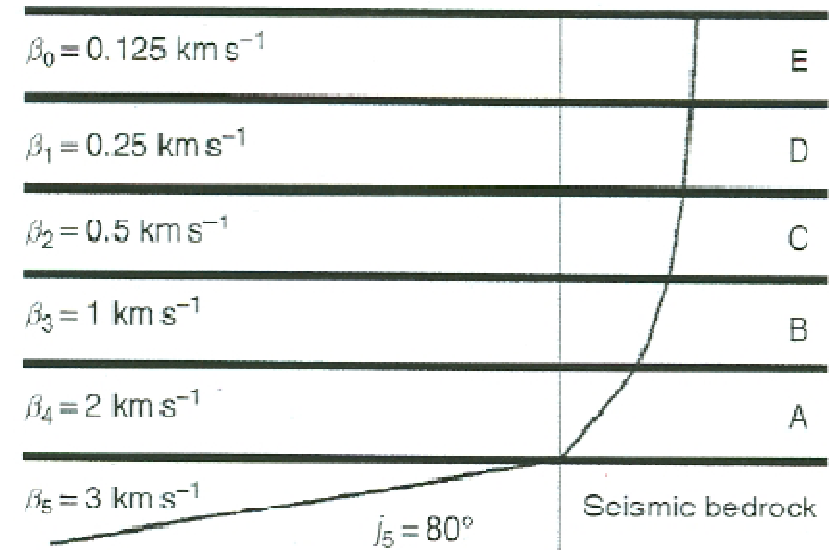
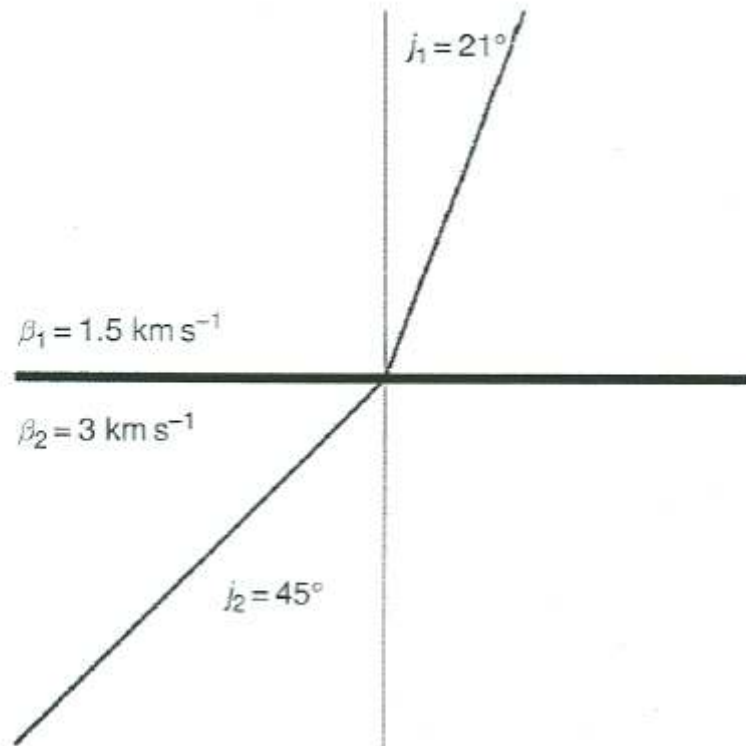
Valori da modello  
semplificato (Aki e  
Richards, 1980)

Valori stimati da  
NEHRP (1997)



◆ riflessione e trasmissione attraverso le interfacce

$$\frac{\sin j_1}{\beta_1} = \frac{\sin j_2}{\beta_2}$$



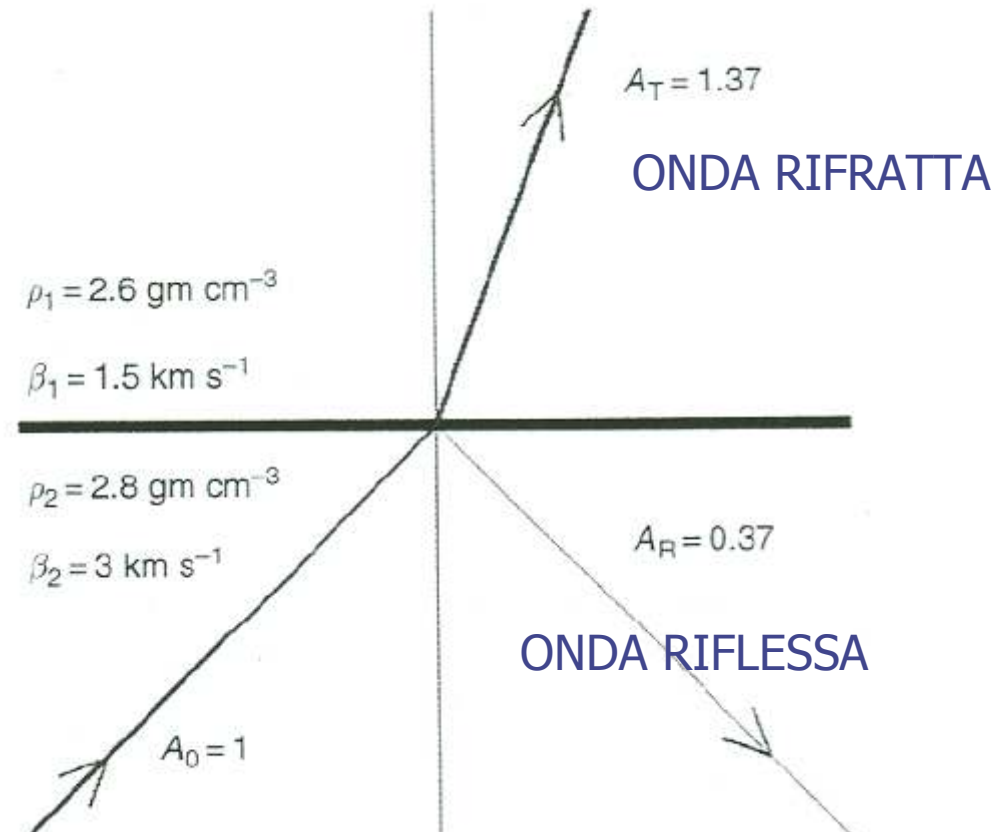
## ◆ riflessione e trasmissione attraverso le interfacce

COEFF. TRASMISSIONE

$$\frac{A_T}{A_0} = \frac{2\rho_2\beta_2}{(\rho_2\beta_2 + \rho_1\beta_1)}$$

COEFF. RIFLESSIONE

$$\frac{A_R}{A_0} = \frac{\rho_2\beta_2 - \rho_1\beta_1}{(\rho_2\beta_2 + \rho_1\beta_1)}$$



Il passaggio da un materiale rigido a uno molto più tenero porta a quasi un raddoppiamento del coefficiente di trasmissione ( $\beta_2 \gg \beta_1$ ).

Al contrario, l'energia è quasi tutta riflessa indietro in un materiale tenero quando incontra un materiale molto più rigido ( $\beta_2 \ll \beta_1$ ).

◆ riflessione e trasmissione attraverso le interfacce

E non è finita perché ad ogni interfaccia l'onda P genera una SV e viceversa secondo la legge di Snell

$$\frac{\sin i_1}{\alpha_1} = \frac{\sin i_2}{\alpha_2} = \frac{\sin j_1}{\beta_1} = \frac{\sin j_2}{\beta_2}$$

Ma i coefficienti di trasmissione/riflessione sono molto più complessi in questo caso.

## ◆ risonanza nei suoli stratificati, intrappolamento e risonanza delle onde nei bacini

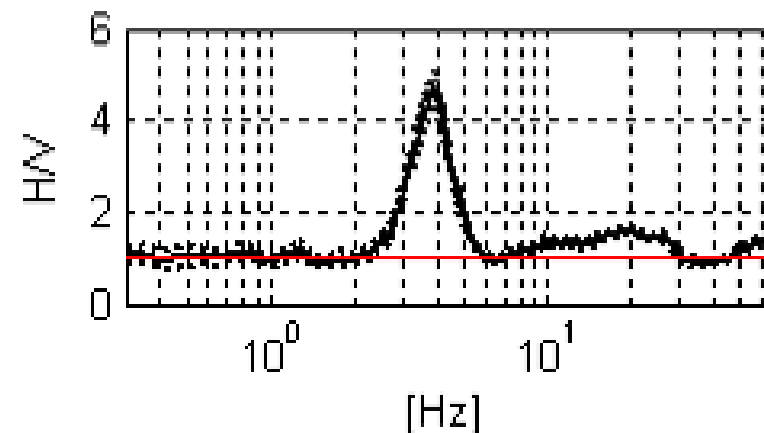
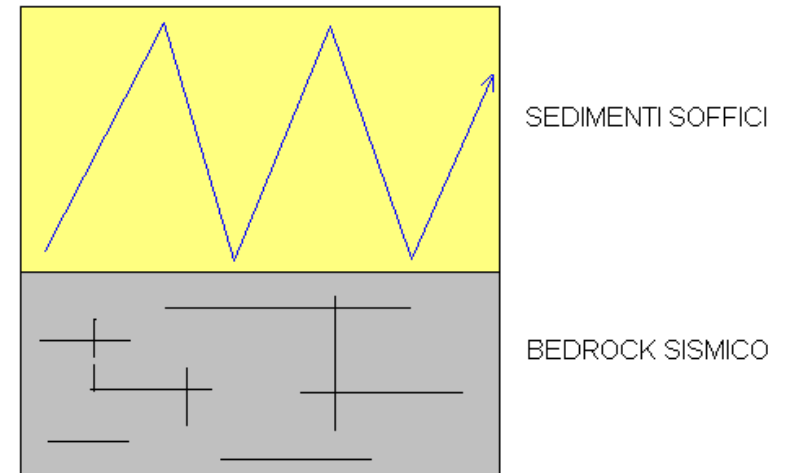
Uno strato a bassa velocità vicino alla superficie intrappola l'energia sismica e si ha risonanza.

Il passaggio da un materiale rigido a uno molto più tenero porta a quasi un raddoppiamento del coefficiente di trasmissione ( $\beta_2 \gg \beta_1$ ).

L'energia è quasi tutta riflessa indietro in un materiale tenero quando incontra un materiale molto più rigido ( $\beta_2 \ll \beta_1$ ).

$$\frac{A_R}{A_0} = \frac{\rho_2 \beta_2 - \rho_1 \beta_1}{\rho_2 \beta_2 + \rho_1 \beta_1}$$

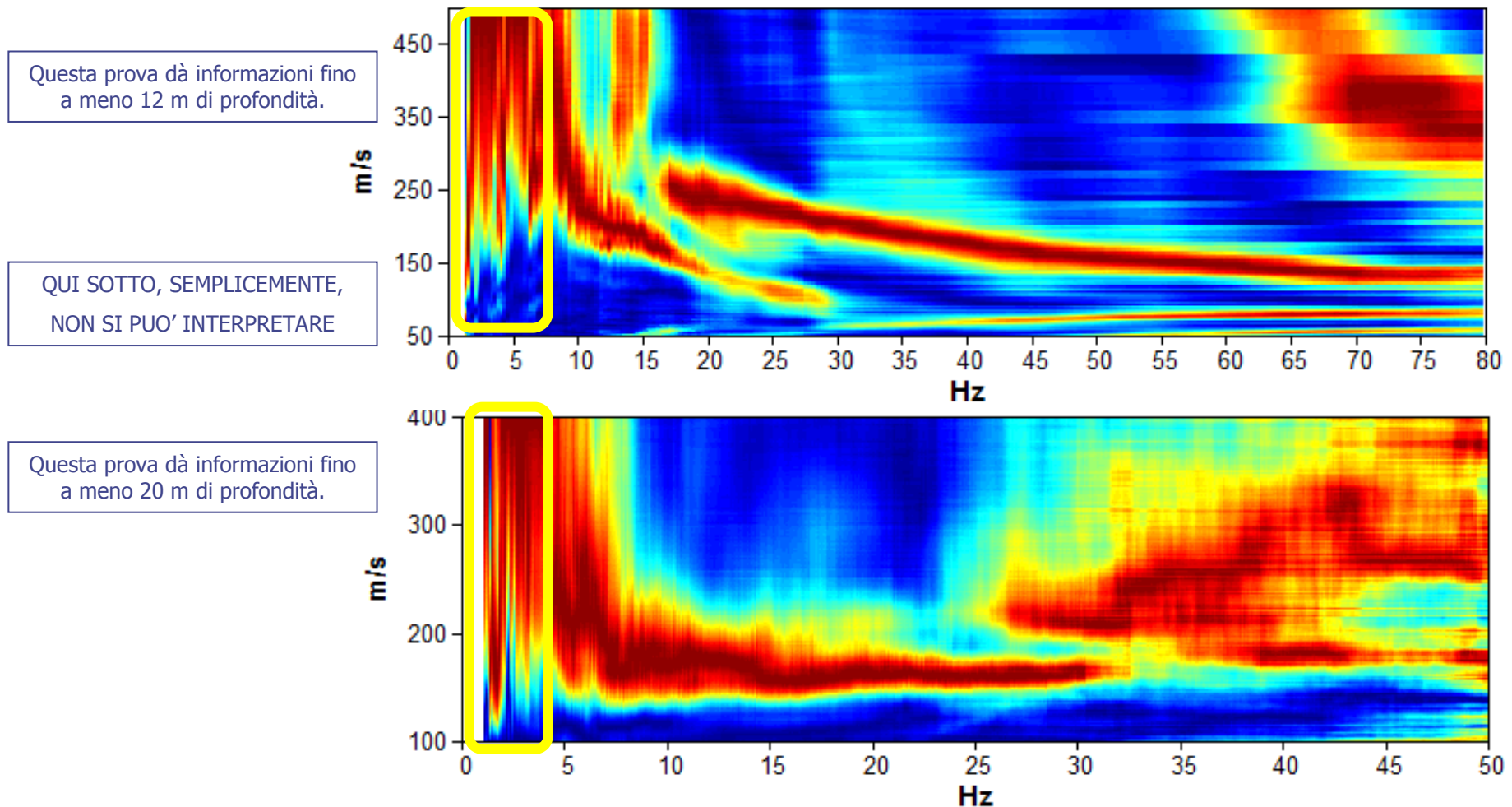
La riflessione verso il basso dà un coeff. di riflessione negativo, che indica shift di  $180^\circ$  della fase dell'onda riflessa. Pertanto la risonanza si ha per  $h_0 = \lambda / 4$ .

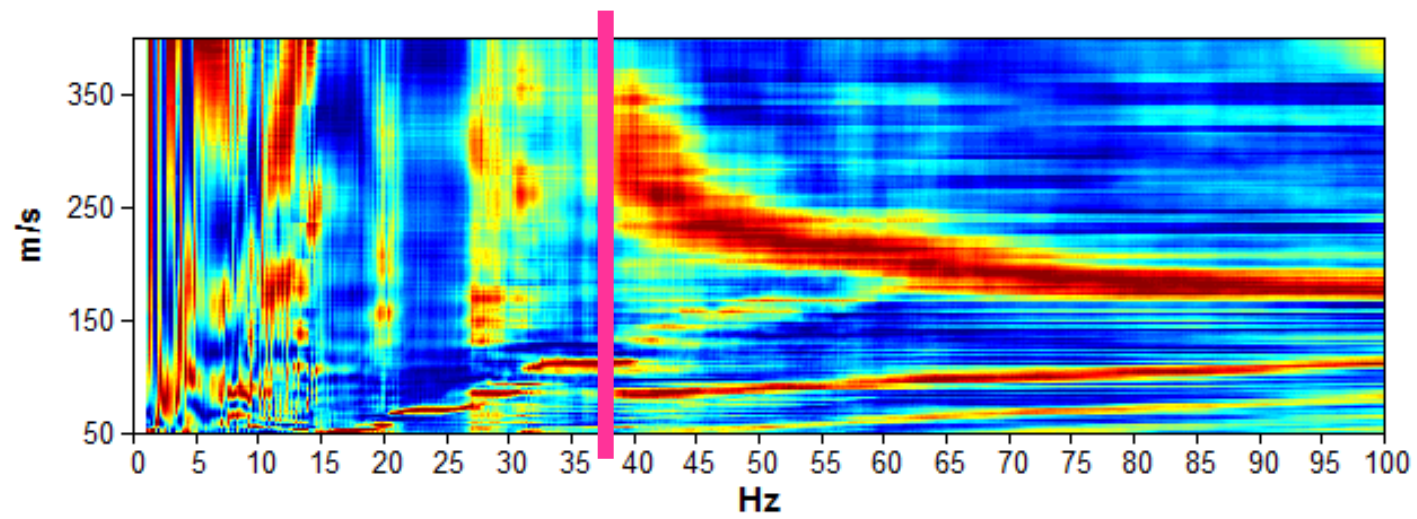
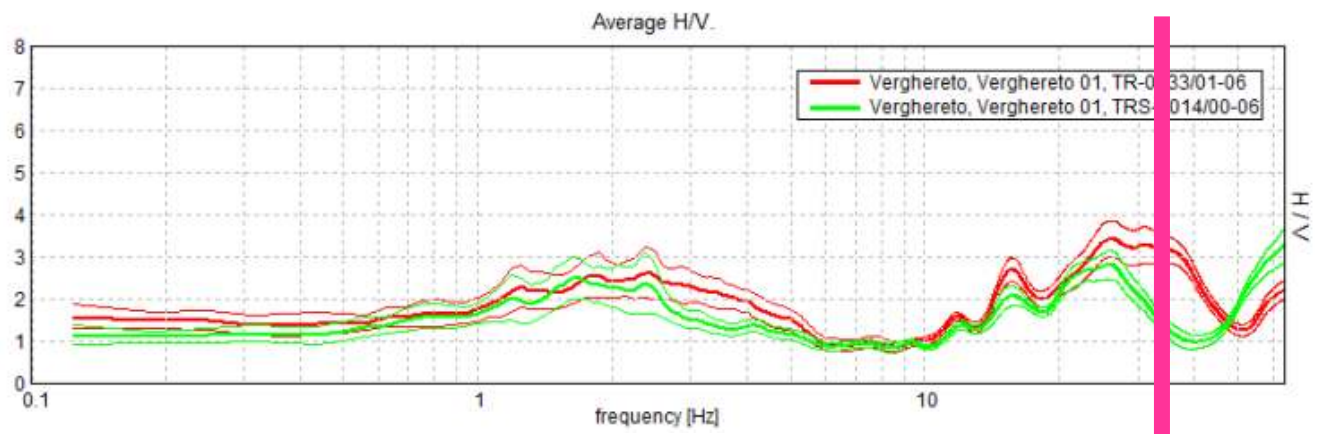


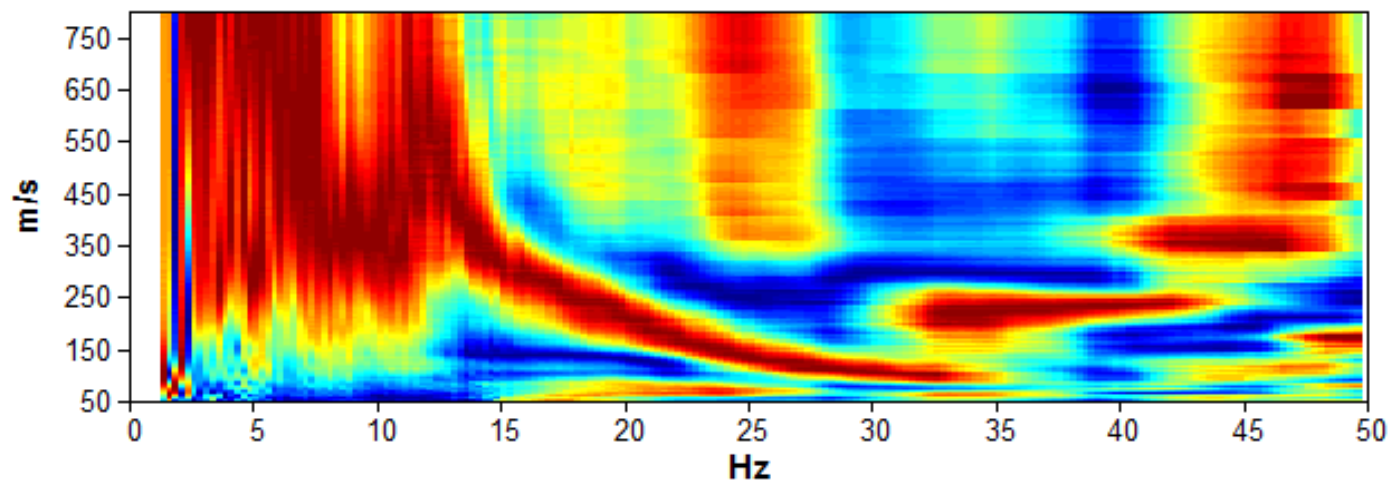
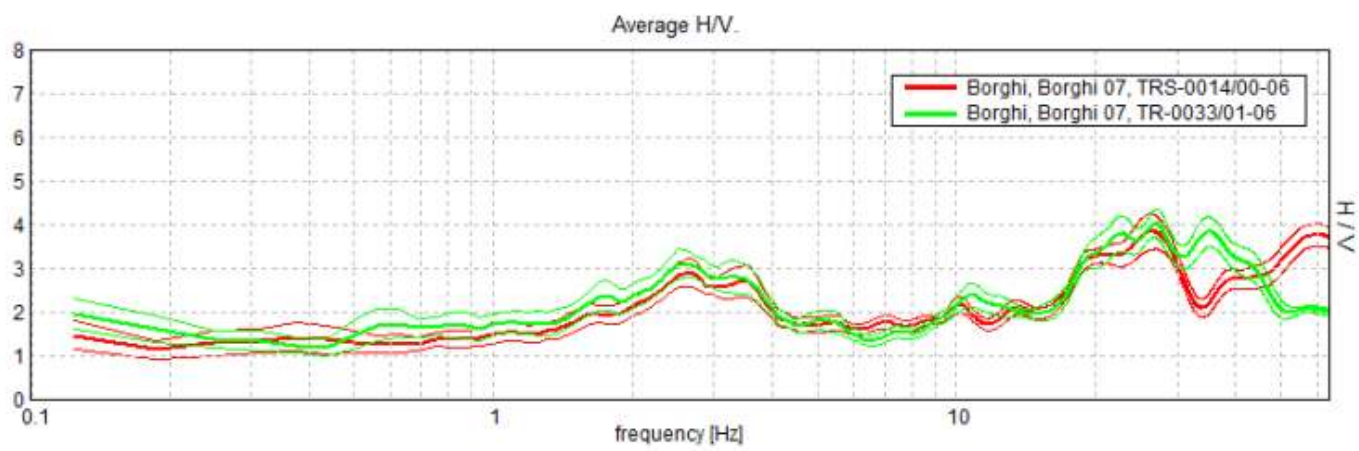


Per lo stesso motivo le prove attive in array che sfruttano sorgenti superficiali non danno praticamente mai informazione a frequenze sotto la prima risonanza del terreno: perché lì sotto quasi non passa energia. E' forse il motivo principale della difficoltà della tecnica MASW a scendere in profondità.

L'energia è quasi tutta riflessa indietro in un materiale tenero quando incontra un materiale molto più rigido ( $\beta_2 \ll \beta_1$ ).



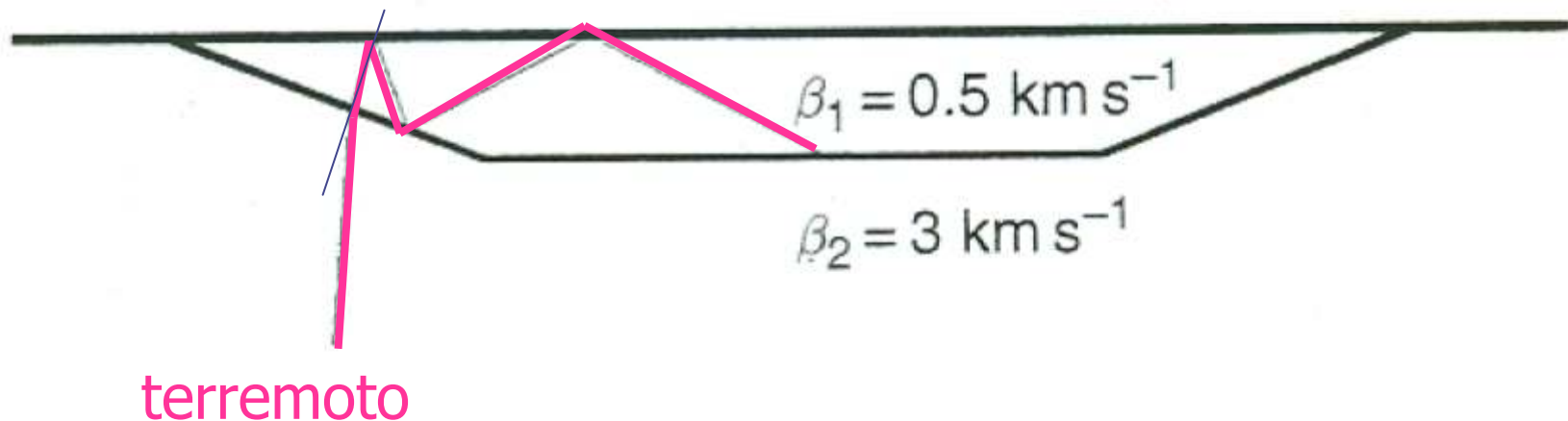




◆ conversione di onde di volume a onde di superficie nei margini inclinati (specialmente ai margini di bacino)

Le onde incidenti su un piano inclinato (es. margine di bacino) obbediscono alla legge di Snell. Ne risulta che onde incidenti a basso angolo possono trasformarsi in onde ad alto angolo nel bacino. Onde di volume si convertono così in onde di superficie al margine di bacino, con conseguente:

- a) Aumento della durata dello scuotimento (le onde di superf. si attenuano più lentamente),
- b) Aumento dell'ampiezza dello scuotimento.



- ◆ conversione di onde di volume a onde di superficie nei margini inclinati (specialmente ai margini di bacino)

Non va sottovalutato il fatto che per modellare questi fenomeni di bacino è necessario conoscere esattamente come l'energia entra nel bacino (direzione, inclinazione, ossia localizzazione esatta del terremoto).

Ne segue che questi modelli si fanno – di fatto - solo a posteriori!

E' necessaria inoltre una conoscenza in dettaglio del bacino (in termini di  $V_p$ ,  $V_s$ , geometrie ecc).

## ◆ effetti topografici

Per  $\lambda \leq$  alla dimensione della struttura geologica, è possibile attendersi effetti topografici

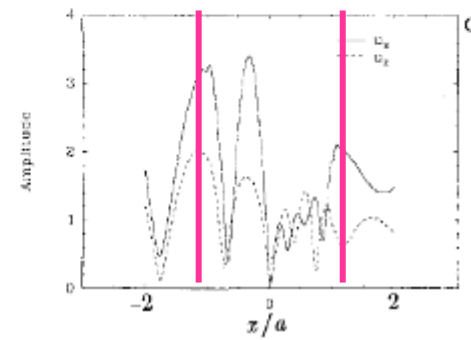
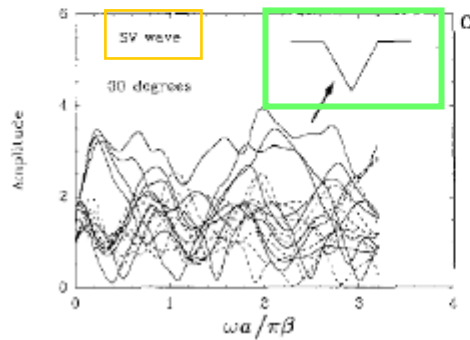
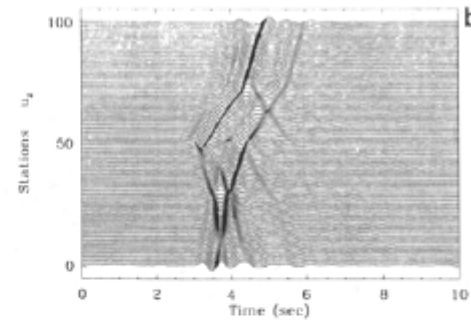
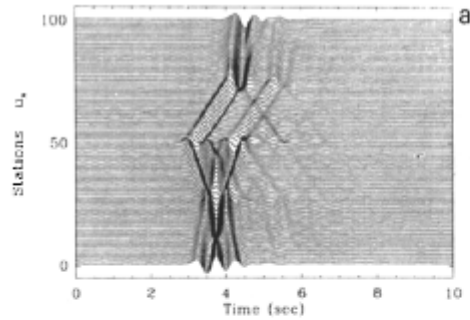
Es.1: cordigliera montuosa con base  $\sim 5$  km, circondata da valli su entrambi i lati. Se  $V_s \sim 1$  km/s, onde con  $f = V / \lambda > 0.2$  Hz potranno subire effetti legati alla topografia.

Es.2: collinetta di base 500 m, con  $V_s \sim 500$  m/s. Onde con  $f > 1$  Hz potranno subire effetti legati alla topografia

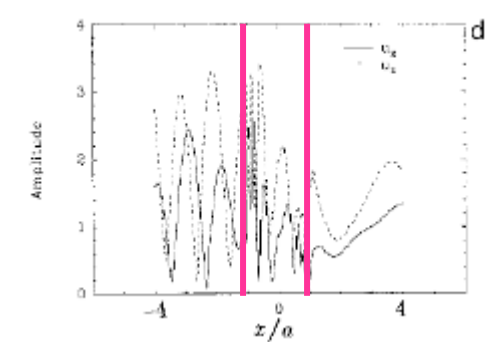
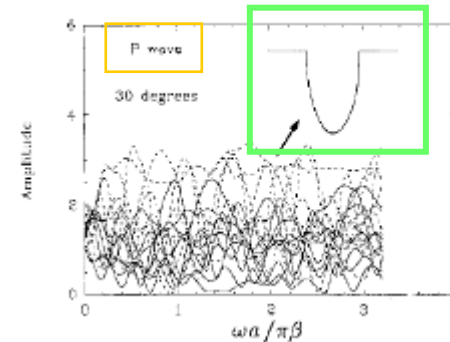
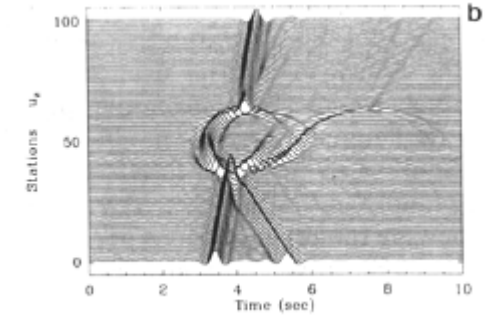
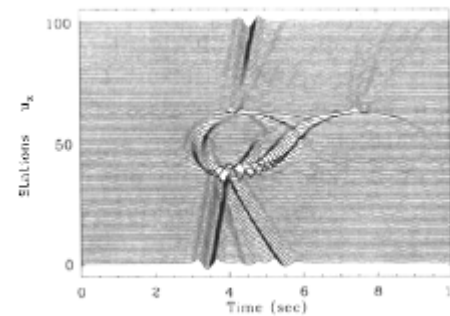


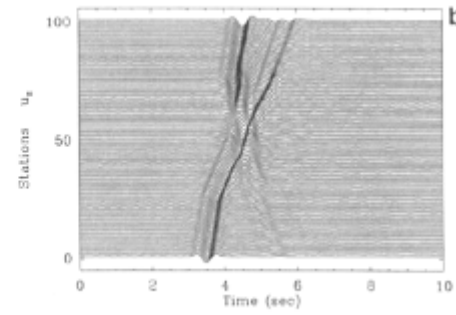
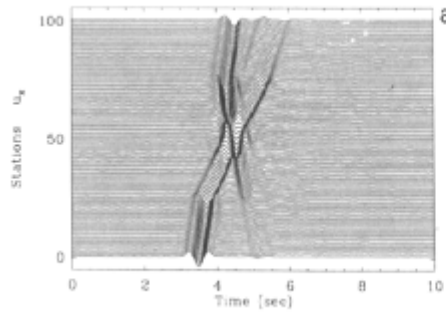
## Sánchez-Sesma e Campillo, BSSA, 1991

We presented a method to compute the diffraction of *P*, *SV*, and Rayleigh waves by an irregular topographic feature in an elastic half-space. It is based on a direct integral representation of the diffracted elastic fields in terms of single layer boundary sources. A discretization scheme based on the numerical and analytical integration of exact Green's functions for displacements and tractions is employed. Our formulation can be seen as a numerical realization of Huygens' principle, i.e., the diffracted waves are constructed at the boundary from which they are radiated. Therefore, an advantage of the single-layer representation is that absorbing boundaries are not required. In addition to the physical

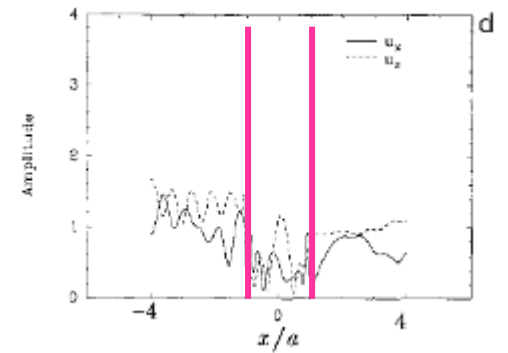
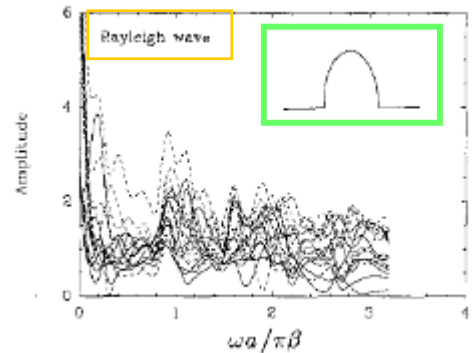
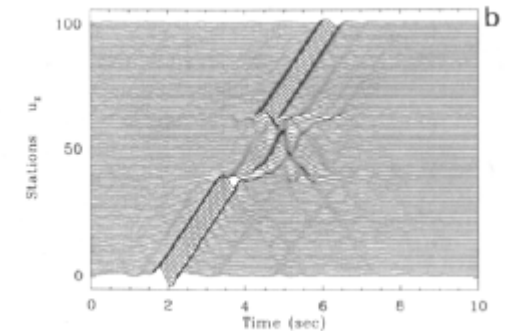
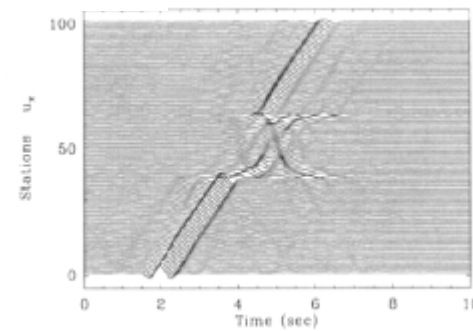
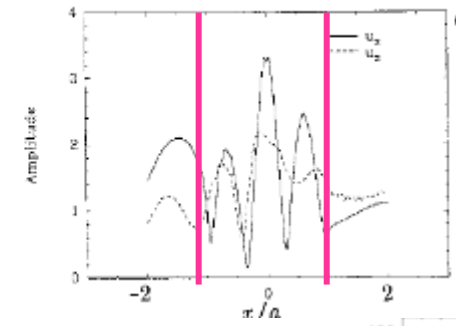
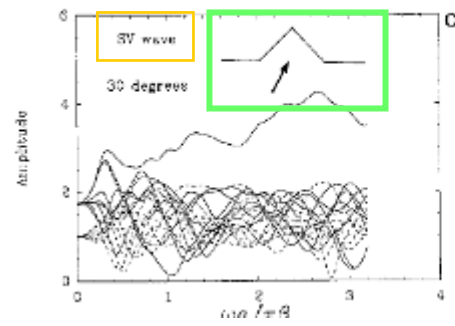


- a → ampiezza della struttura
- comp. orizzontale
- ..... comp. verticale





These results correspond to a relatively simple set of conditions, namely: (1) the incidence of a plane wave (or the application of a vertical load in the neighborhood), (2) the assumption of an elastic half-space with Poisson ratio of 1/4, and (3) symmetrical shape for the irregularity. Nevertheless, they display significant aspects of the response on topographic features. One of these is the spectacular amplitude of creeping waves and, as its counterpart, the large increase of duration of the motion on the irregular topography.





Nonostante i semplici assunti (onda piana, semispazio elastico, simmetria della topografia), i risultati mostrano grande variabilità rispetto a:

- 1) Frequenza
- 2) Angolo di incidenza dell'input sismico
- 3) Punto di campionamento

E tale variabilità non è limitata alla struttura topografica ma anche al suo intorno.

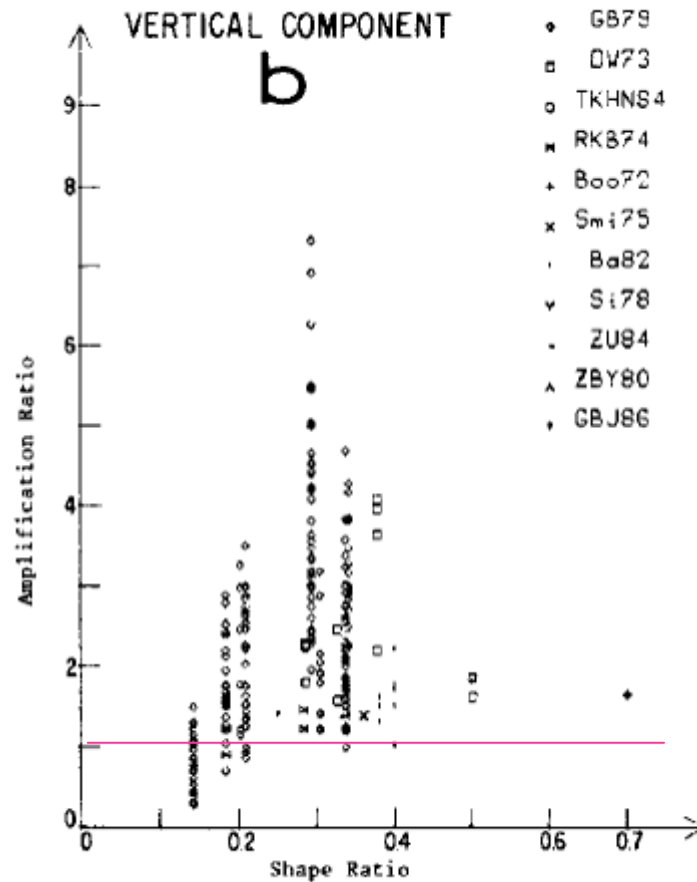
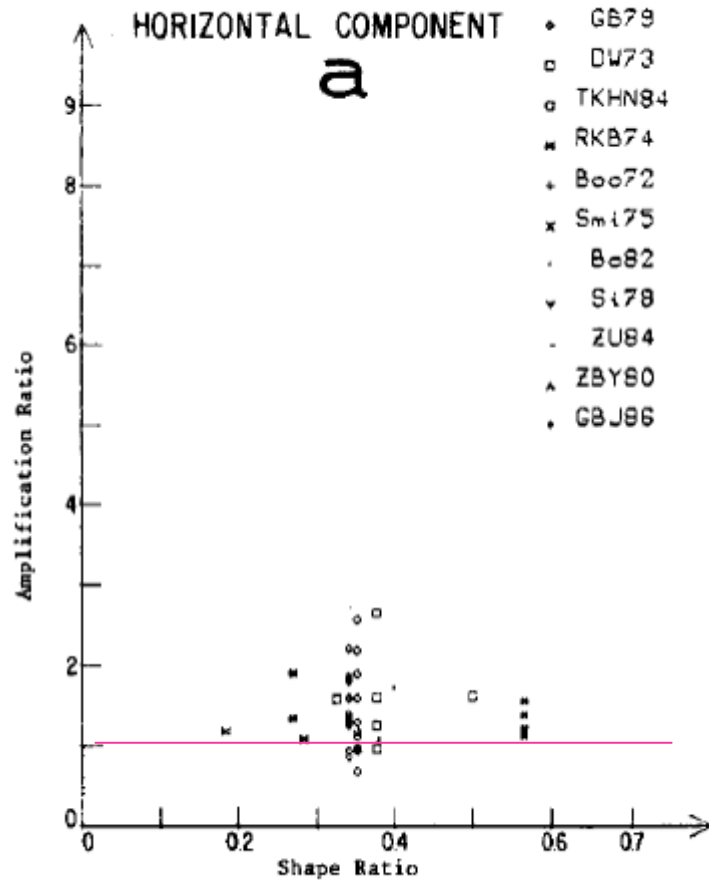
Soprattutto va osservato che l'interazione delle onde produce effetti complessi di amplificazione e **de**amplificazione. Quindi non è vero né sperimentalmente né modellisticamente che la topografia induce solo amplificazione

La grande variabilità del contenuto spettrale del “ground motion” spiega come mai la ricerca di un **fattore topografico** rimanga ancora oggi improduttiva.

Pare necessaria una modellazione quantitativa che tenga conto attentamente anche del tipo di onde in ingresso.

Nei modelli (Sánchez-Sesma e Campillo, *BSSA*, 2000) mediamente si osserva amplificazione mediamente inferiore a 4 volte quella delle onde di input.

Geli *et al.* (BSSA, 1988) hanno compilato una revisione di 15 anni di studi sugli effetti topografici



$A_{\text{cresta}} / A_{\text{base}}$

Simboli vuoti → dati sperimentali

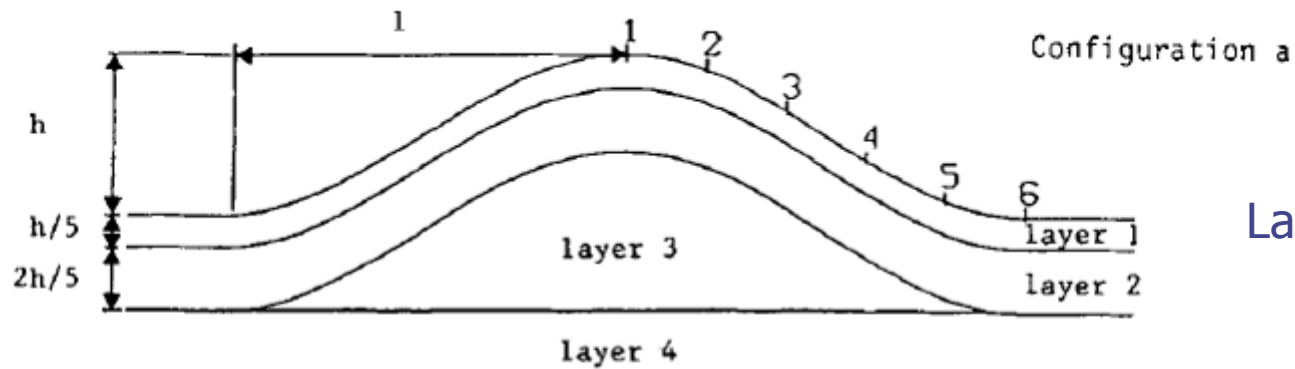
Simboli pieni → modelli teorici

Osservando peraltro che esiste praticamente sempre una incongruenza tra dati sperimentali e modelli.

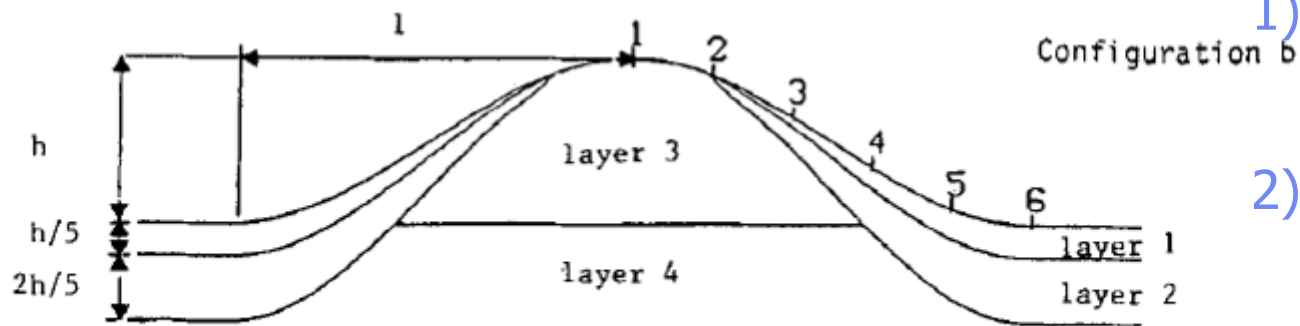
In generale si può solo dire:

- 1) Che esiste un accordo qualitativo tra teoria e osservazioni sul fatto che in cima alle montagne esista amplificazione per effetti topografici e che questa sia maggiore per le onde S che per le onde P,
- 2) Che la frequenza cui questo fenomeno si verifica è confrontabile con  $\lambda \sim$  larghezza di base monte,
- 3) C'è totale disaccordo sull'ammontare di questa amplificazione.

Forse perché i modelli sono troppo semplici?

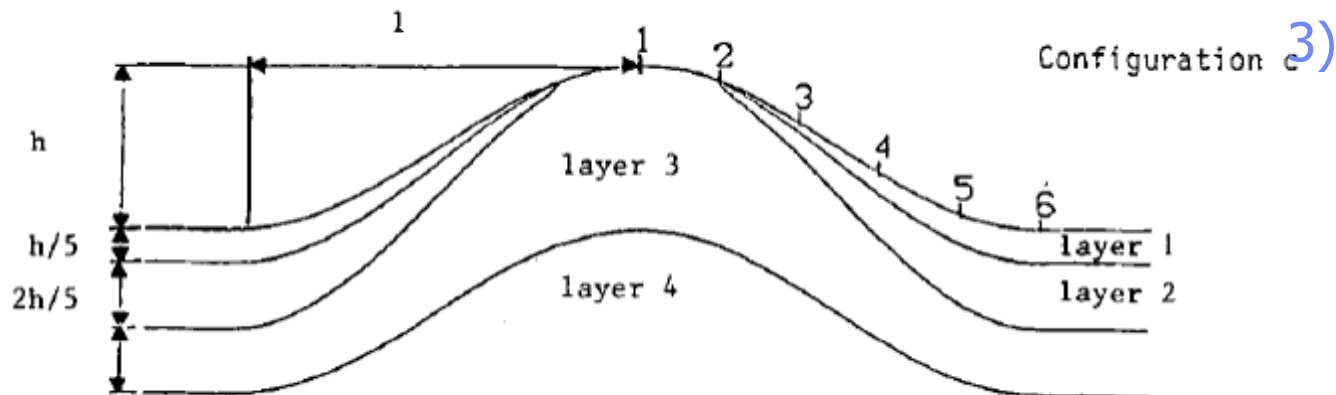


Lavorando con tanti parametri diventa impossibile generalizzare. Comunque il trend è:



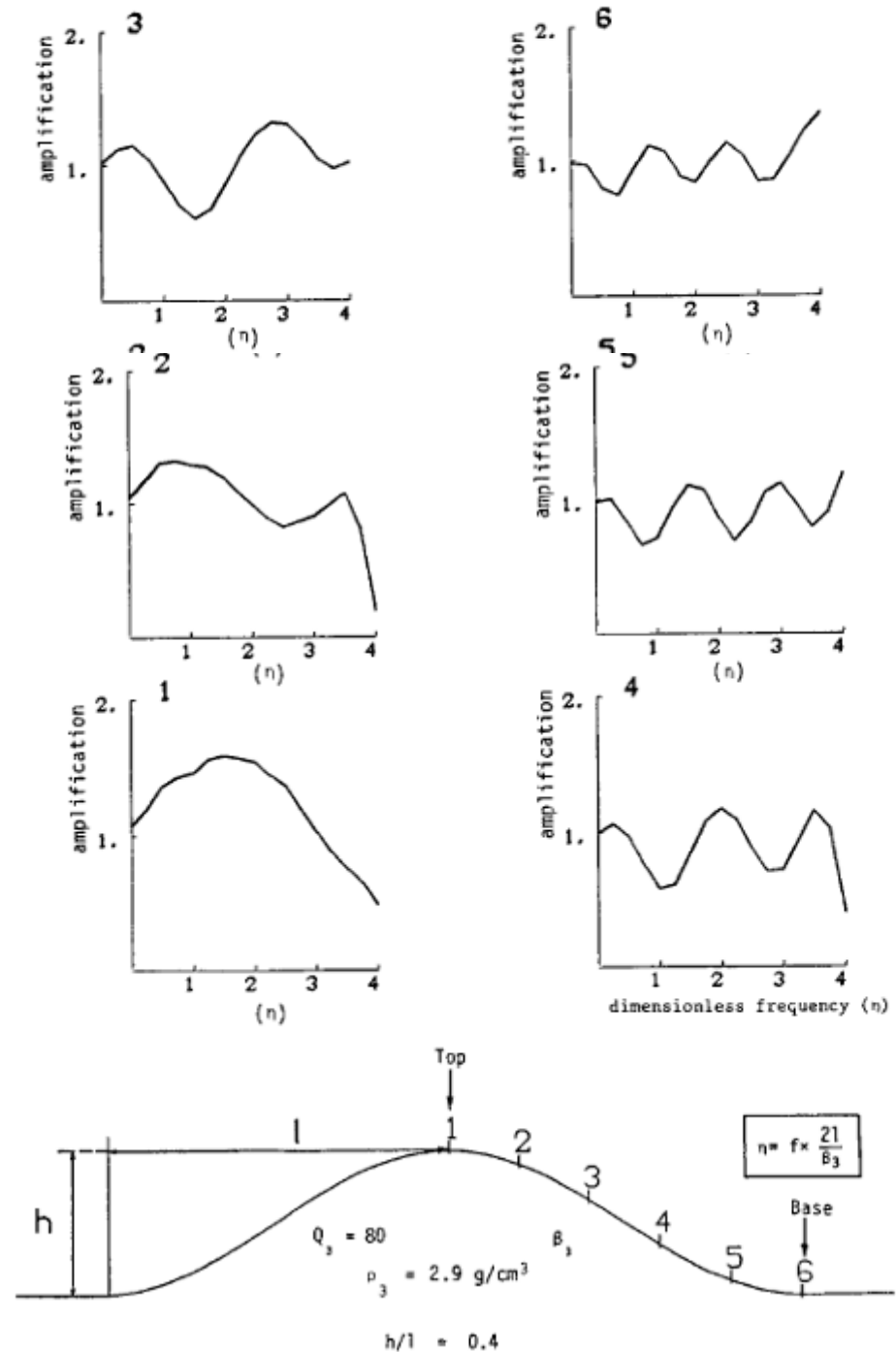
1) Amplificazione in cresta,

2) Alternanza di amplificazione e deamplificazione sui fianchi,



3) Alternanza di amplificazione e deamplificazione alla base

I valori di amplificazione in cresta e sui fianchi in realtà spesso sono apparenti, sono cioè legati a deamplificazioni alla base (essendo l'amplificazione calcolata come  $A_{\text{cresta}} / A_{\text{base}}$ )



La scarsità di studi sperimentali ben documentati e la discrepanza quantitativa tra previsioni da modello e dati sperimentali ha ostacolato l'inserimento degli effetti topografici nella maggior parte delle normative sismiche (Assimaki *et al.*, 2009).

Le sole eccezioni sono:

1. EC8 (e NTC08). Propongono un fattore di correzione sia per le scarpate che creste che è funzione di  $H$  ( $> 30$  m) e  $i$  (inclinazione,  $15^\circ$ )
2. AFPS (codice francese, 1995) considera solo le scarpate in funzione di  $H$  e  $i > 22^\circ$ .

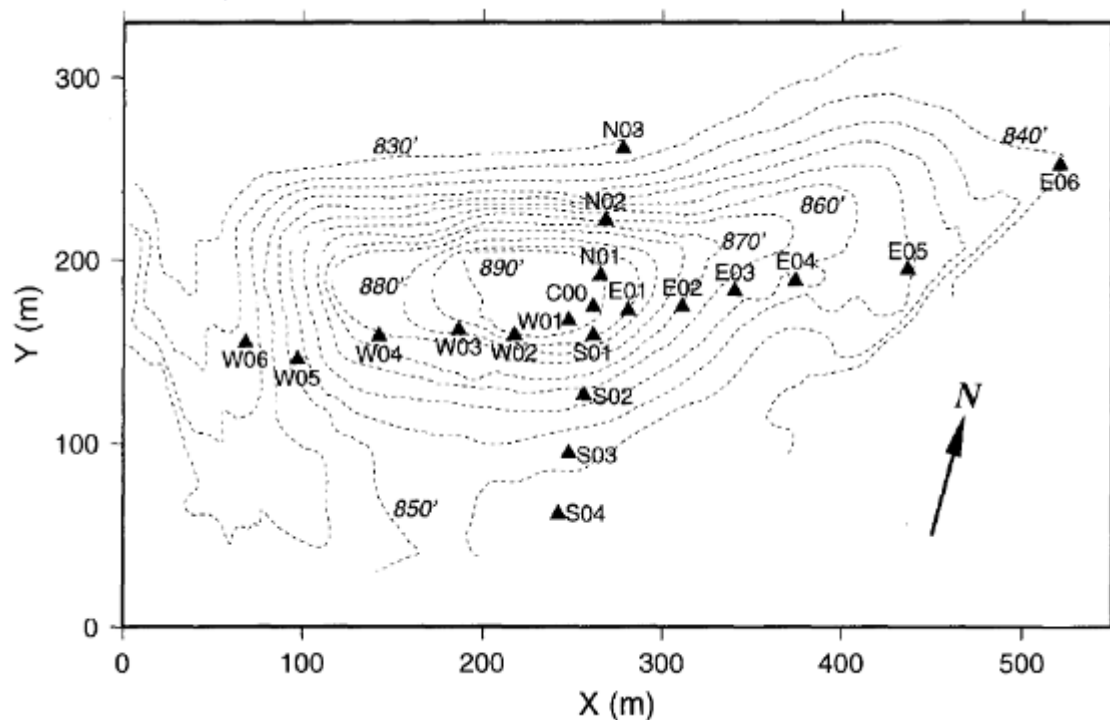
Tuttavia sappiamo che l'effetto topografico è strettamente dipendente dalla frequenza (si verifica solo a  $f \geq \lambda$ ), è funzione dell'intensità e della direzione dell'input, non è scindibile dalla stratigrafia.

In alcuni casi peraltro sembrano esserci effetti importanti della topografia anche in situazioni molto lontane da quelle contemplate dalla normativa.

# Una eccezione notevole: il caso di Tarzana Hill (Los Angeles) durante il terremoto di Northridge (1994)

Bouchon & Barker (1996) e Graizer (2009) attribuiscono all'effetto topografico il 30-40% dei valori estremamente alti di accelerazione (1.78 g!) registrate.

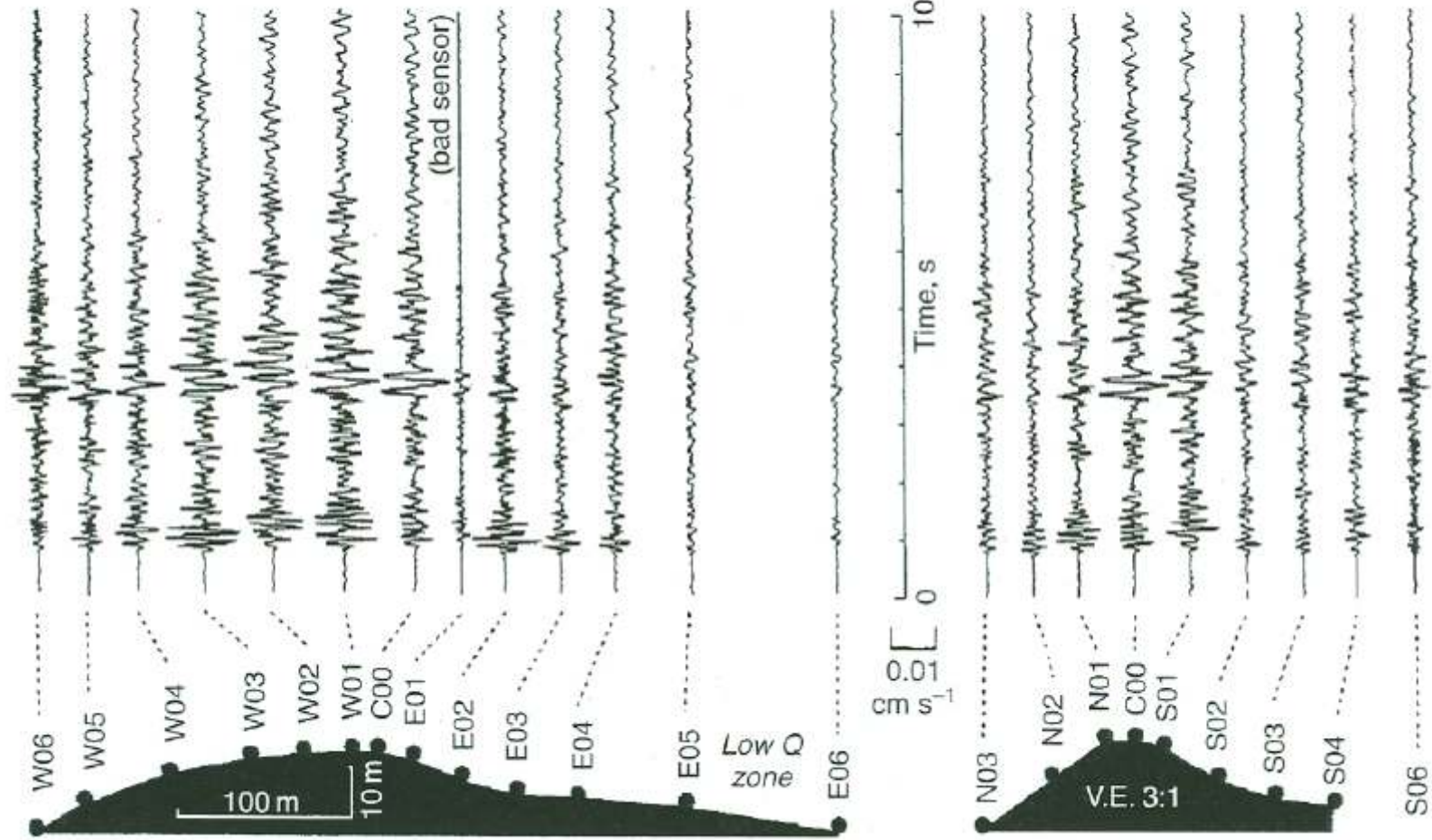
Questo nonostante Tarzana Hill sia una collinetta di  $H = 18$  m e angolo  $i = 10^\circ$ .



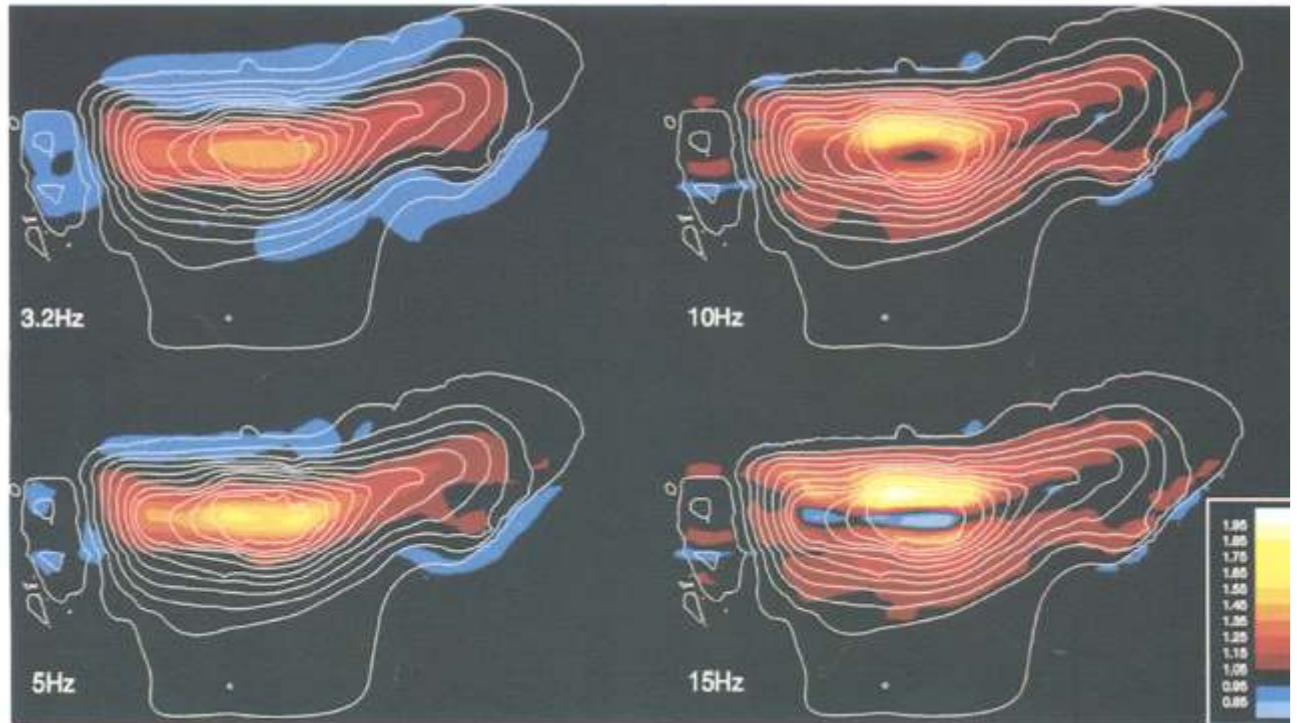
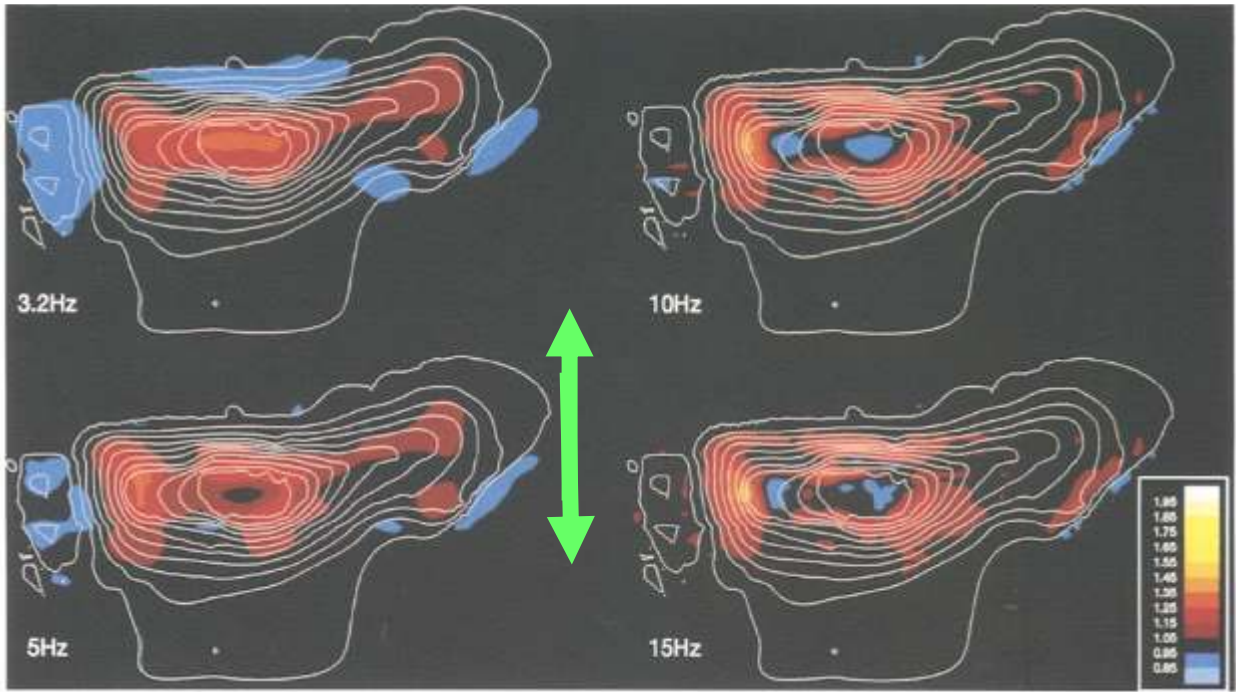
La registrazione del mainshock ha mostrato  $A_{\text{cresta}}/A_{\text{base}} = 3.5$  (!) mentre le successive registrazioni (aftershock) hanno mostrato valori tra 1.5 e 4.5



042 (2/11) 0529 UTC, N-S COMP

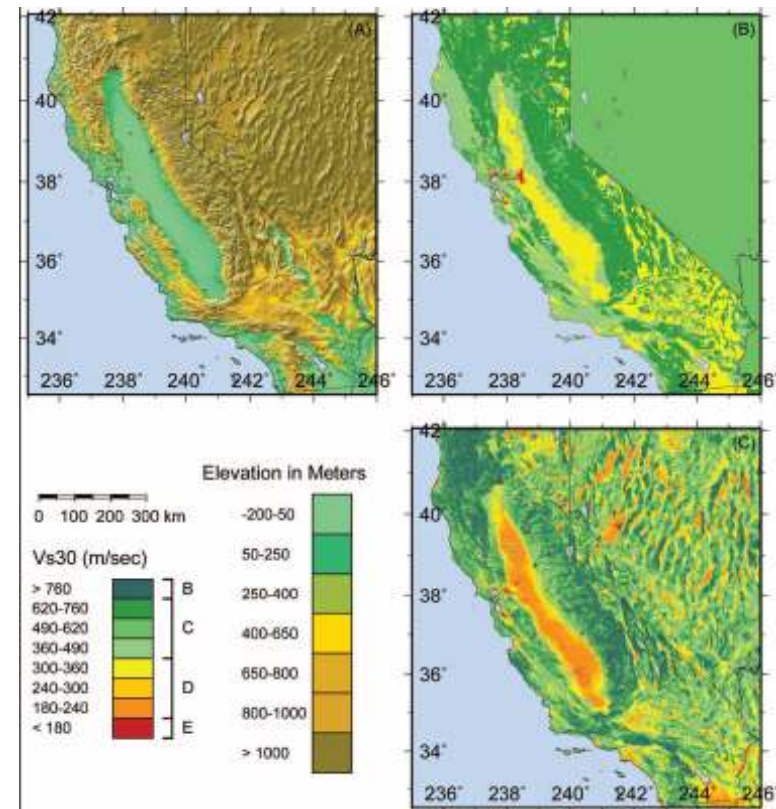


Spudich *et al.*, BSSA, 1996



Altra conclusione: è estremamente complesso isolare l'effetto topografico in sé da altri effetti quali la stratificazione superficiale.

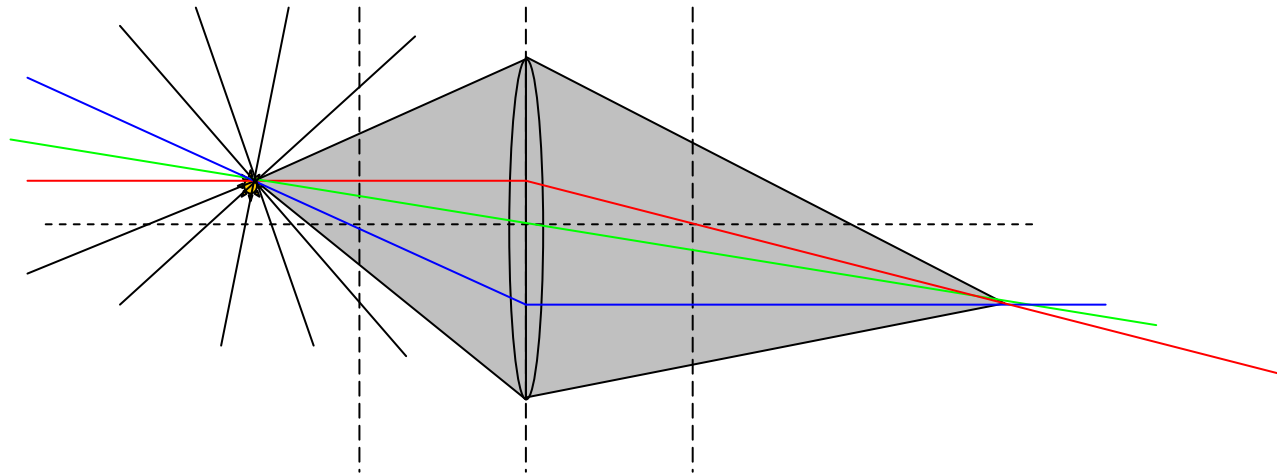
L'amplificazione in siti complessi dal punto di vista geomorfologico non pare quindi prevedibile a priori basandosi su sole considerazioni topografiche (Geli *et al.*, BSSA, 1988)



Wald e Allen, BSSA, 2007

## ◆ focalizzazione delle onde (multipathing)

La complessità del campo d'onde e geologica rende ovviamente possibile che onde che abbiano seguito tragitti diversi arrivino nello stesso punto contemporaneamente (**focalizzazione**).





Un esempio tanto noto quanto raro è quanto successo a Santa Monica (California, 21 km dall'epicentro) in occasione del terremoto di Northridge (1994) (Davis *et al.*, *Science*, 2000). Va però osservato che lo spostamento dell'epicentro di una sola  $\lambda$  non darebbe più gli stessi effetti (Graves e Wald, BSSA, 2004)!

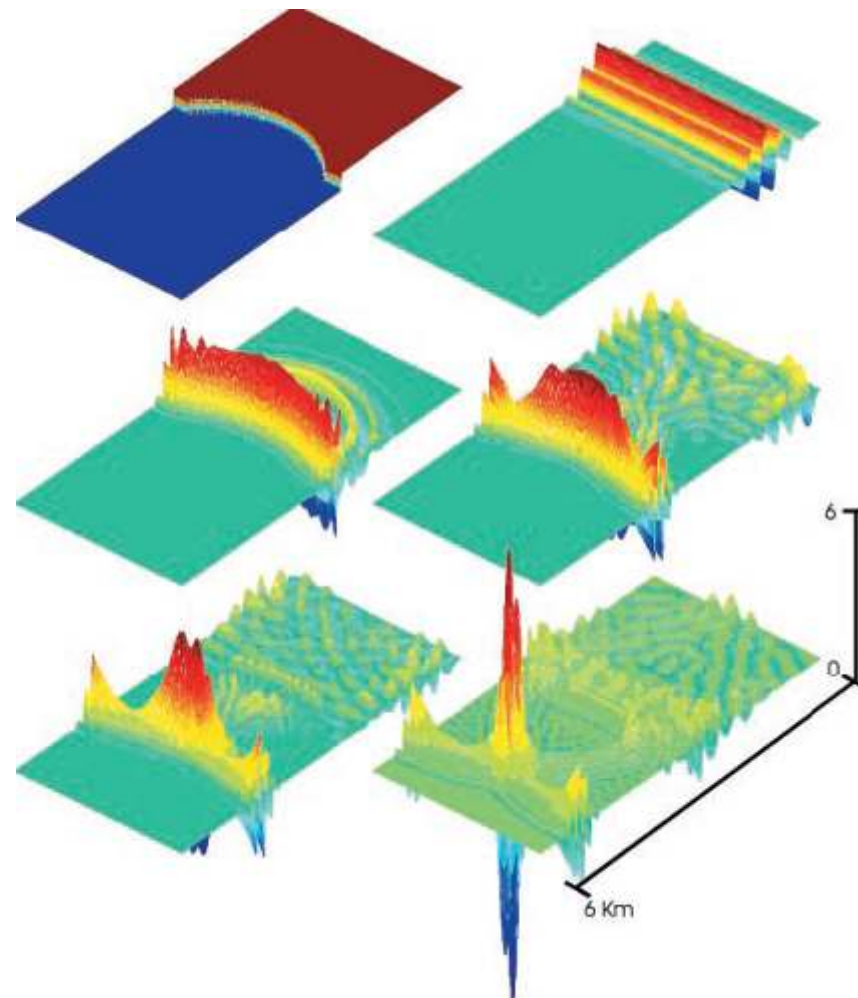
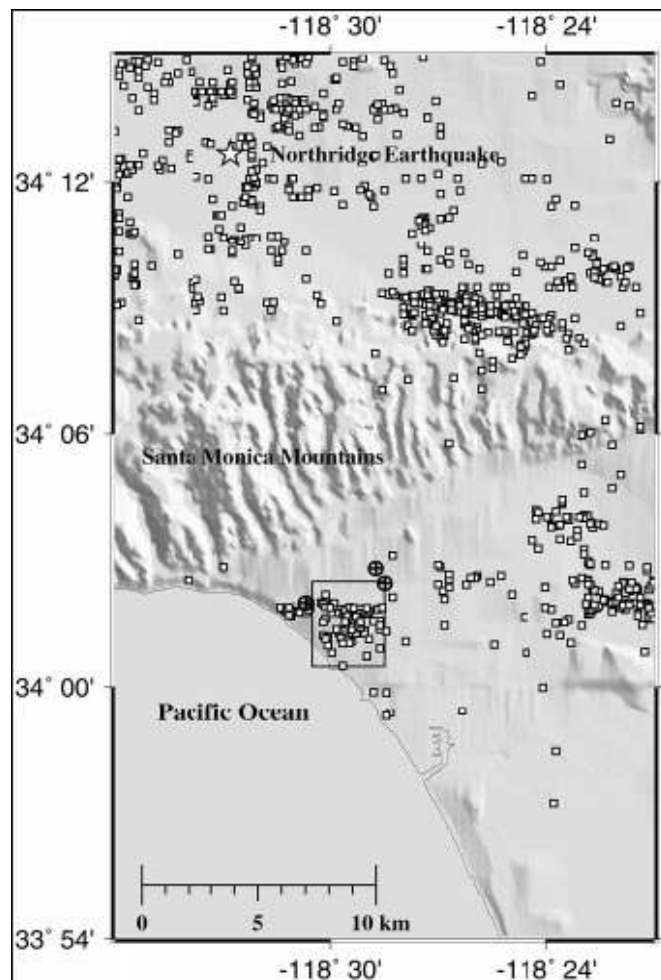
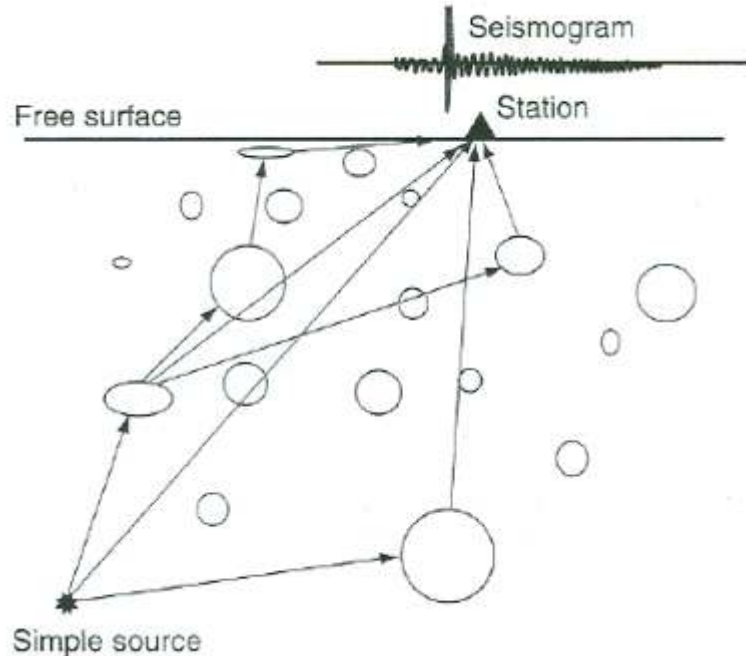


Fig. 2. Finite difference simulations of focusing from a 2D curved interface (top left). Snapshots are shown of a sinusoidal pulse of unit initial amplitude for  $v_1 = 3.2$  km/s,  $v_2 = 1.6$  km/s,  $f = 3$  km,  $L = 1.2$  km, and  $\nu = 10$  Hz. The energy converges to generate a focused pulse of amplitude 6.0 relative to an amplitude of 1.8 immediately after passing through the interface (causing an amplification of 3.3). The region is 6 km long and 3 km wide. A grid spacing of 10 m was used.

## ◆ scattering che aumenta la durata del moto

Le disomogeneità del sottosuolo a tutte le scale causano scattering delle onde incidenti. Quando ciascuna "irregolarità" è eccitata dall'onda sismica, essa agisce come sorgente secondaria di onde.

Sebbene lo scattering sia debole, lo scattering legato alle strutture geologiche maggiori può contribuire in modo significativo a costruire la coda dei terremoti (Spudich e Iida, 1993).



◆ assorbimento dell'energia (fattore di qualità Q)

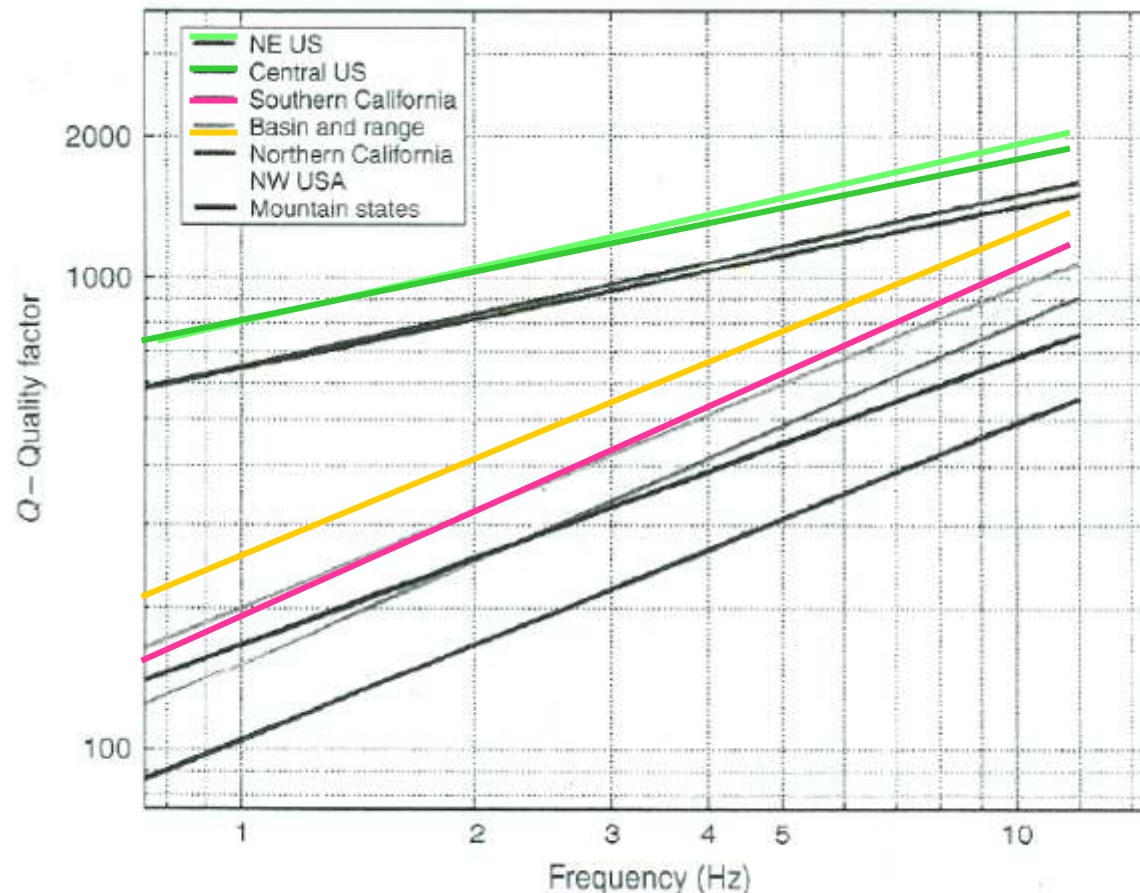
Quando un'onda viaggia in un mezzo anche omogeneo, perde una frazione di energia. Un'onda piana monocromatica (solo una frequenza) che viaggia con velocità  $\beta$  a distanza  $x$  ha ampiezza:

$$\frac{A}{A_0} = \exp\left(-\frac{\pi x f}{Q \beta}\right) = \exp\left(-\frac{\pi x}{Q \lambda}\right)$$

$Q$ , adimensionato, è denominato *fattore di qualità*.

Gli alti valori di  $Q$  delle regioni stabili degli USA orientali sarebbero responsabili del fatto che terremoti di pari ampiezza sono sentiti a distanze significativamente maggiori rispetto a quelle nell'ovest tettonicamente attivo

(sembra una generalizzazione un po' esagerata?).



Quality factor  $Q$  for  $L_g$  waves in several regions of the United States. From Erickson et al. (2004).

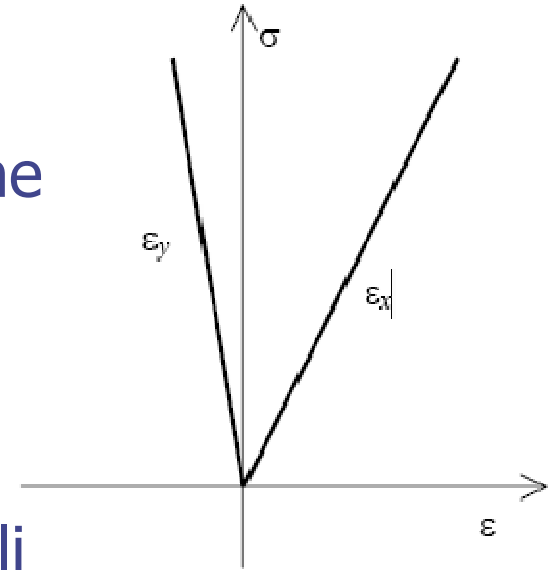


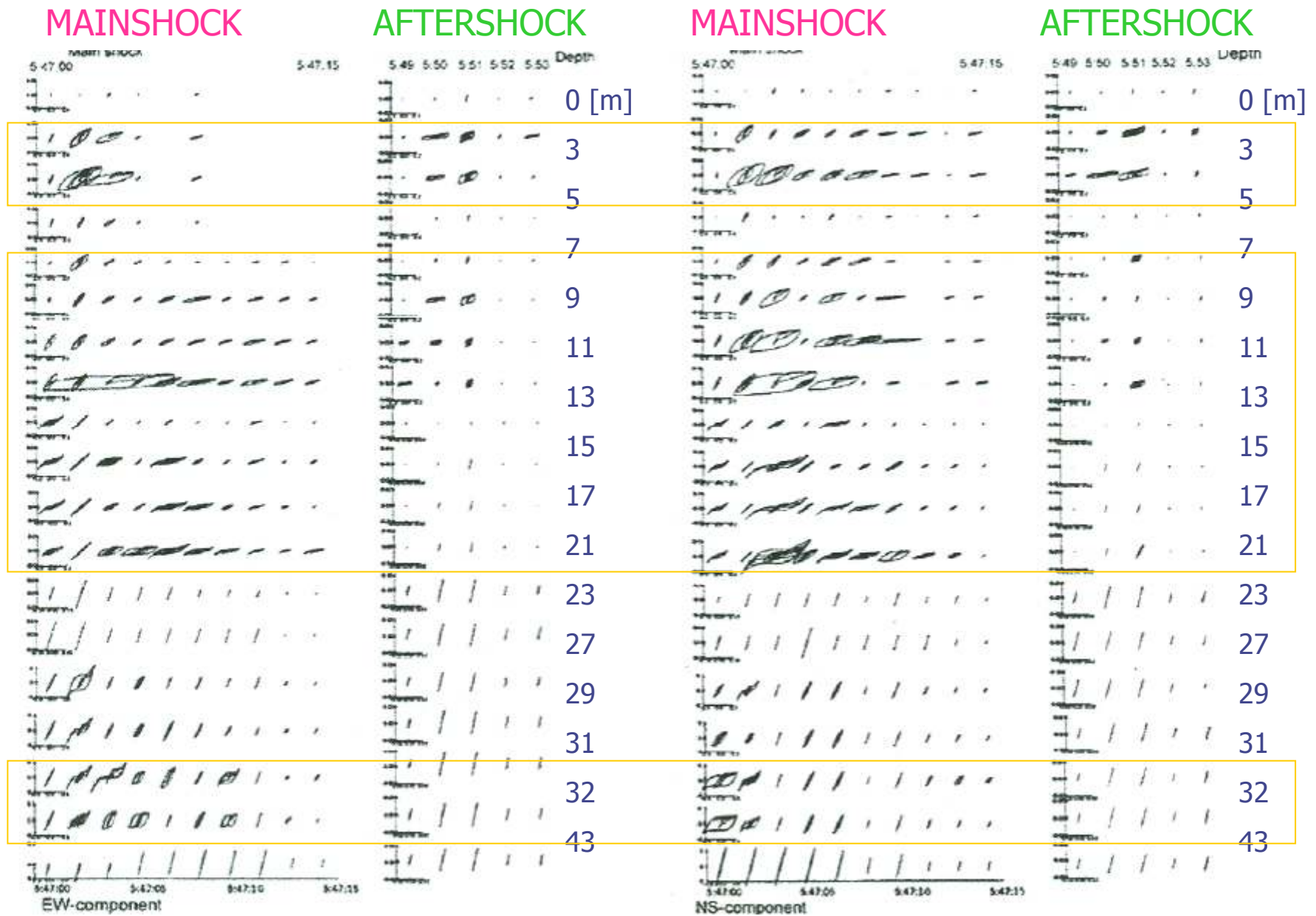
◆ relazioni stress-strain non lineari nei materiali superficiali

L'assunto normale è che nella propagazione delle onde la deformazione sia piccola e che lo stress ( $\sigma$ , sforzo) sia linearmente proporzionale alla deformazione ( $\varepsilon$ , teoria dell'elasticità).

Tuttavia è esperienza comune che alcuni suoli possano essere deformati in modo permanente, indicando in questo caso una non-linearità nel comportamento (superamento della soglia elastica).

Questo può verificarsi nei grandi terremoti.

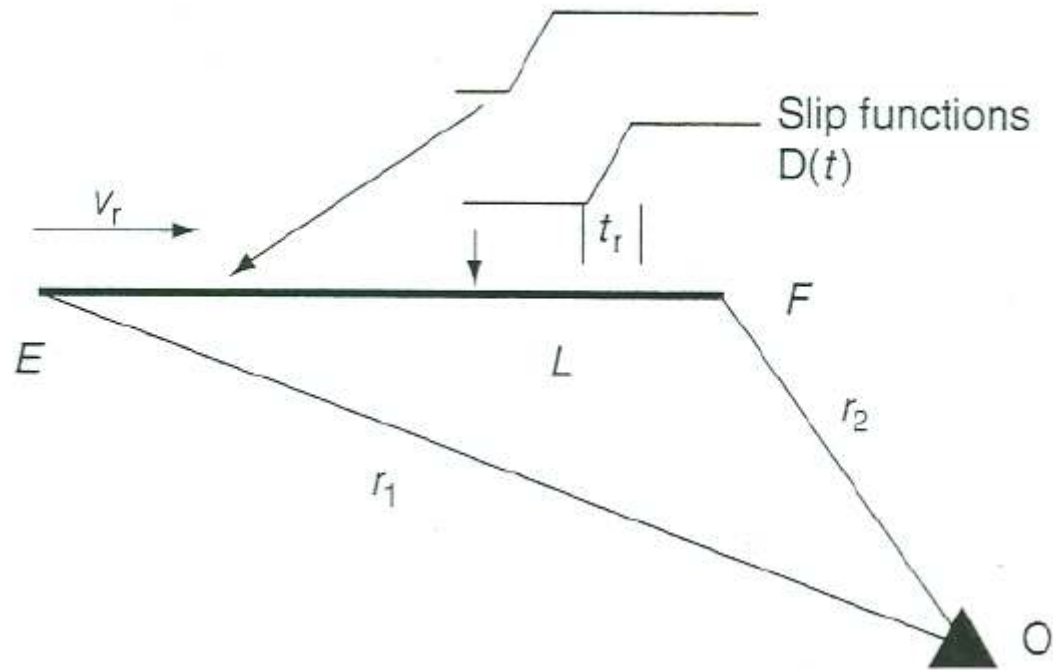




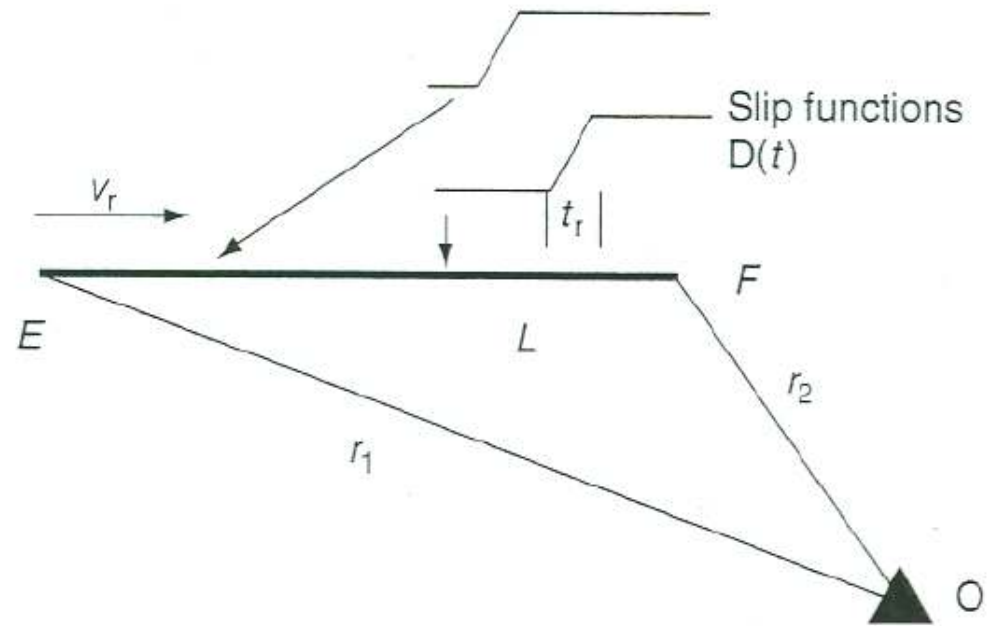
Relazioni stress-strain misurate durante il terremoto di Kobe ( $M_w = 6.9$ ) del 1995 durante il mainshock e 3 aftershock a varie profondità (array verticali di accelerometri) [Pavlenko e Irikura, BSSA, 2002]

◆ durata dell'impulso e direzionalità

La **direzionalità (legata alla rottura secondo una faglia)** dell'impulso ha un effetto di prim'ordine, sia a bassa che a alta frequenza.



Faglia  
trascorrente con  
piano verticale



Consideriamo per semplicità solo onde S. In O il primo arrivo si ha per

$$t_1 = r_1 / \beta$$

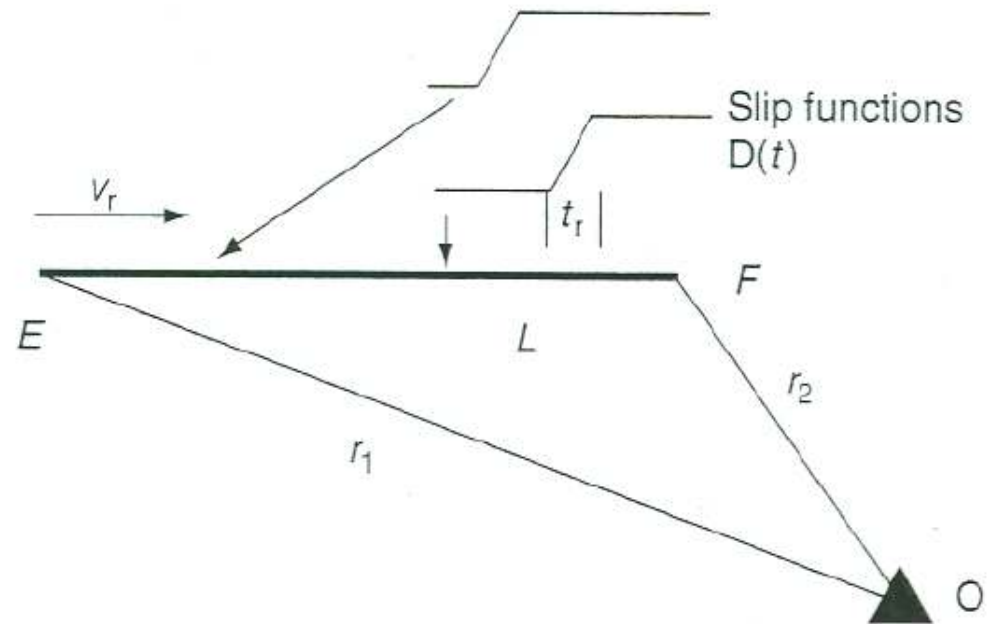
L'ultimo arrivo per

$$t_2 = L/V_r + t_r + r_2/\beta$$

E energia da onde S arriverà per tutto l'intervallo

$$t_s = t_2 - t_1 = L/V_r + t_r + (r_2 - r_1) / \beta$$

Faglia trascorrente con piano verticale



In un punto vicino a E:

$$t_r \rightarrow 0, r_1 \rightarrow 0, r_2 \rightarrow L, V_R \sim 0.9 \beta \text{ (tranne che nei casi supershear)}$$

$$t_s \sim 2 L / V_R$$

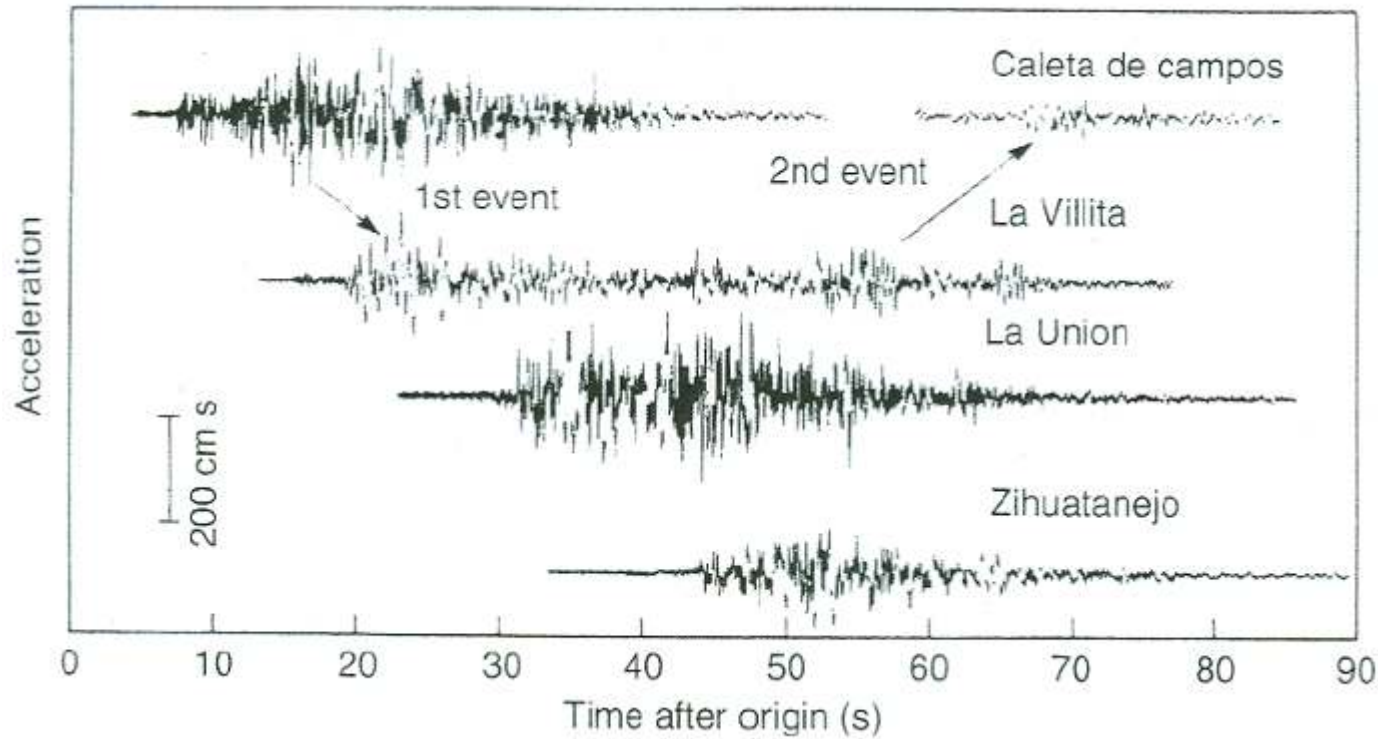
accelerogramma di lunga durata e minore ampiezza (backward directivity)

In un punto vicino a F:

$$L / V_r \sim r_1 / \beta, r_2 \rightarrow 0$$

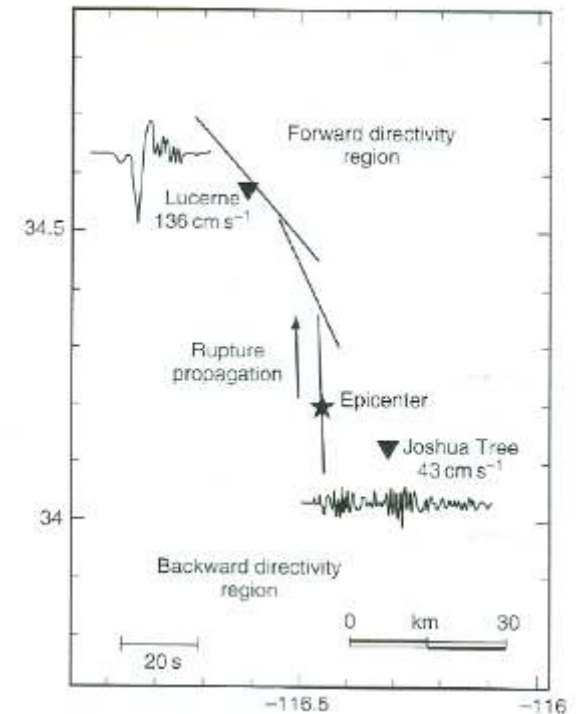
$$t_s \sim t_r$$

accelerogramma intenso e di breve durata



1985 Michoacan (Messico): 4 stazioni lungo la faglia, Caleta de C. sull'ipocentro sperimenta backward directivity (Anderson *et al.*, *Science*, 1986).

1992 Landers (California) (Somerville *et al.*, *SRL*, 1997).



# Dunque? Nessuna speranza?

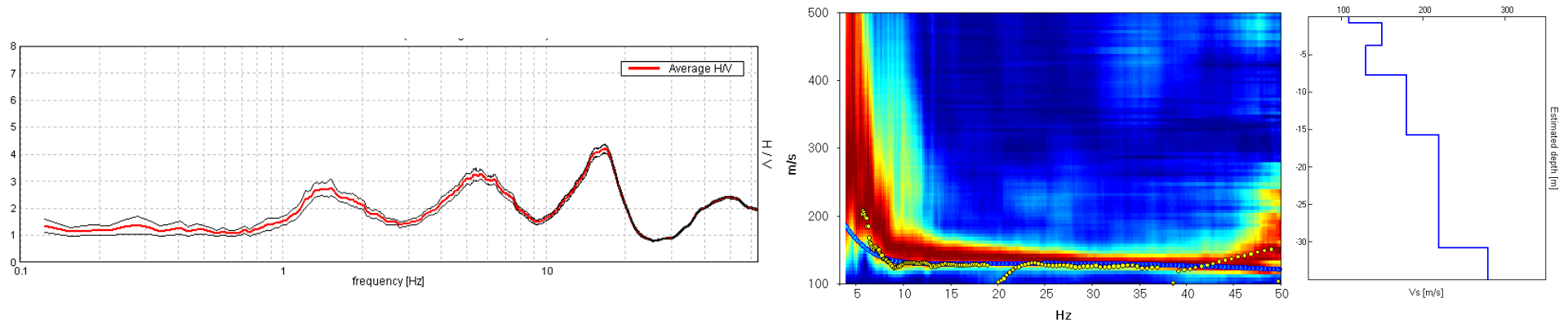
- ◆ a grandi linee, la fisica dello “strong ground motion” è compresa
- ◆ quello che è meno noto è:
  - la fisica della sorgente
  - le geometrie e i caratteri geotecnici a scala regionale col livello di dettaglio necessario alla modellazione

- ◆ siccome poi nel "near field"  
(mediamente entro 20 km) dalla sorgente e per terremoti grandi i dati saranno sempre molto più scarsi, la speranza/trend attuale è di cercare di usare i dati dal **weak motion** (microtremore, terremoti piccoli) per derivare comportamenti attesi anche nello strong motion

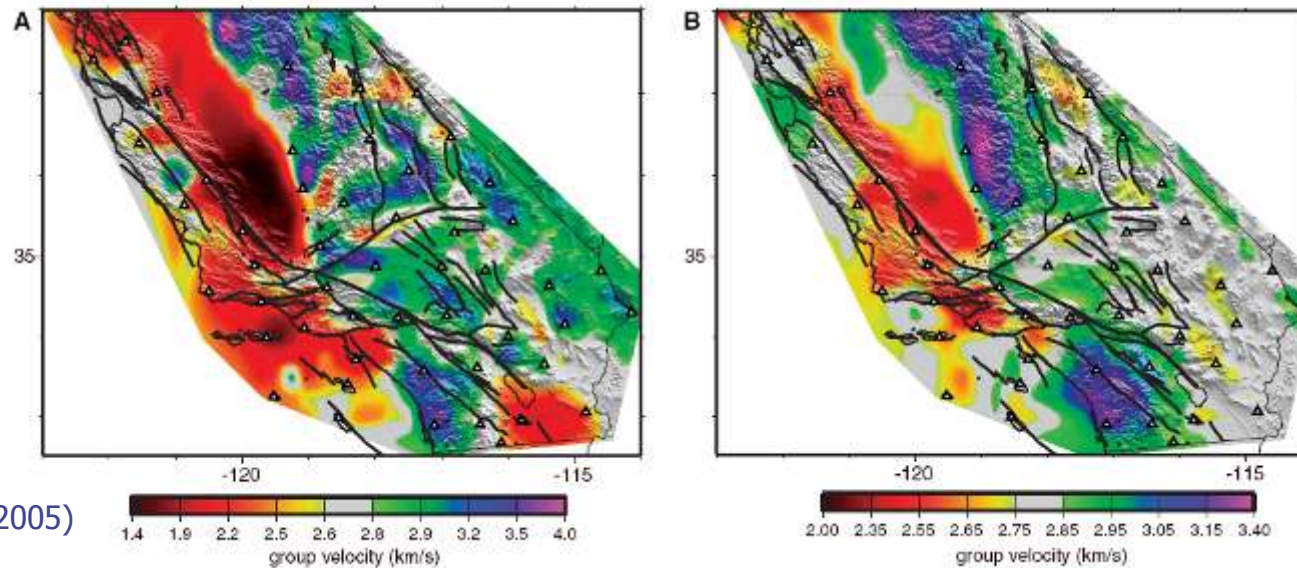


◆ Il weak motion nel senso di micortemore è già ampiamente usato (H/V, ReMi, ESAC, SPAC... )

- per caratterizzare i sottosuoli (risonanze,  $V_s$ )

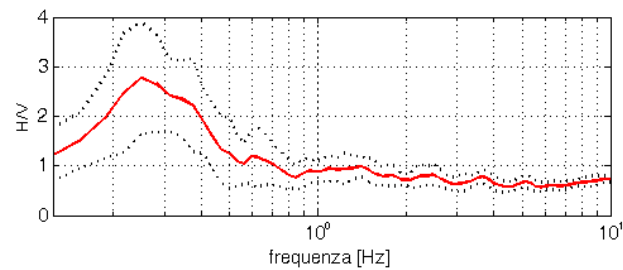
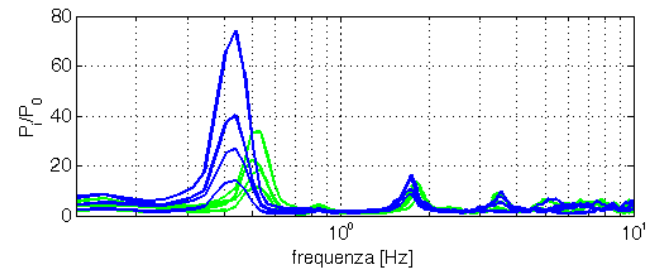
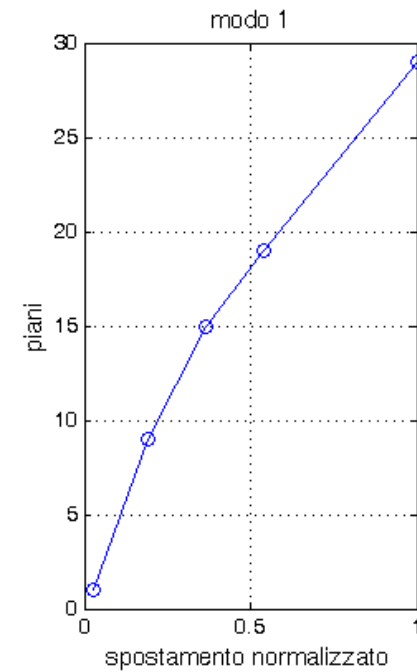
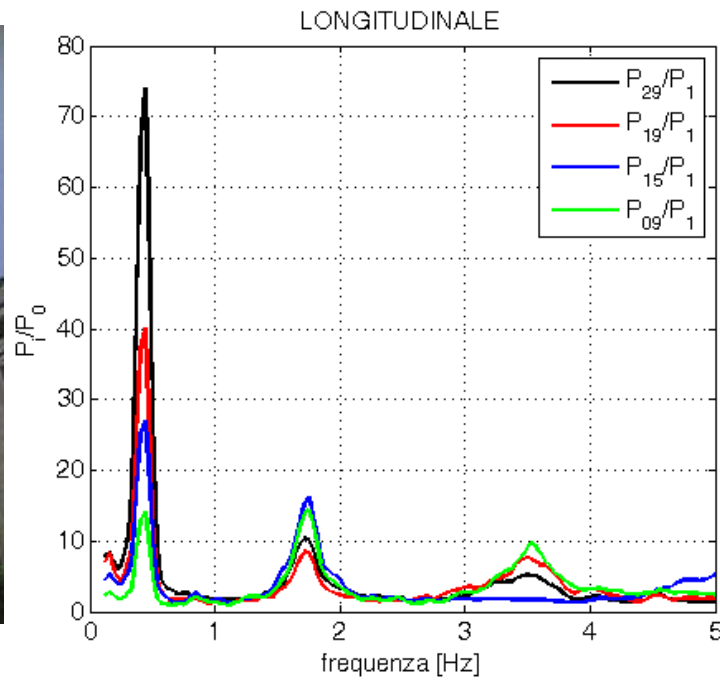


- e anche la crosta terrestre



*Science*, **307**, 1615 (2005)

- Nonché per caratterizzare gli edifici (studi modali)



## *In situ* experiments and seismic analysis of existing buildings. Part I: Experimental investigations

S. Hans<sup>1,\*†</sup>, C. Boutin<sup>1</sup>, E. Ibraim<sup>2</sup> and P. Roussillon<sup>1</sup>

<sup>1</sup>*Laboratoire Geomateriaux, Departement Genie Civil et Batiment, URA CNRS 1652, Ecole Nationale des Travaux Publics de l'Etat, rue Maurice Audin, 69518 Vaulx-en-Velin Cedex, France*

<sup>2</sup>*Department of Civil Engineering, University of Bristol, Queen's Building, University Walk Bristol, BSS 1TR, U.K.*

### 3.2. Weak non-linear effects

The *in situ* tests bring to the fore a low non-linearity in responses of the buildings in function of the amplitude of the solicitation. Systematically the identified eigenfrequencies tend to decrease from ambient to shocks tests (Tables II and III). Nevertheless, this fall is very small since between 2 and 5% while excitation amplitude wins a factor thousand (from about  $10^{-5}$  to  $10^{-2}g$ ). The variation on damping is not so clear and no modification of modal shapes seems to occur. This phenomenon has already been observed in the past by different authors (see for instance References [15, 19]).

15. Jennings PC, Kuroiwa JH. Vibration and soil–structure interaction tests of a nine-story reinforced concrete building. *Bulletin of the Seismological Society of America* 1968; **58**(3):891–916.
16. Petrovski J, Jurukovski D, Paskalov T. Dynamic properties of fourteen-story reinforced concrete building from full-scale forced vibration study and formulation of mathematical model. *Proceedings of Fifth World Conference on Earthquake Engineering*, Rome, Italy, 1973.
17. Paquet J. Etude experimentale du comportement dynamique des structures. *Annales de ITBTP* 1976; **200**: 129–151.
18. Argoul P, Hans S, Conti F, Boutin C. Time–frequency analysis of free oscillations of mechanical structures. Application to the identification of the mechanical behaviour of buildings under shocks. *Proceedings of the System Identification and Structural Health Monitoring—COST F3 Conference*, Madrid, 2000; 283–292.
19. Ellis BR. Full-scale measurements of the dynamic characteristics of buildings in the UK. *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics* 1996; **59**:365–382.