

CAPITOLO VII

PREVISIONE DEL MOTO  
DEL SUOLO E MODELLAZIONE  
DEGLI EFFETTI LOCALI

## INDICE

|  |             |     |
|--|-------------|-----|
| RIASSUNTO .....  | <i>Pag.</i> | 413 |
| <b>PREVISIONE DEL MOTO DEL SUOLO E MODELLAZIONE DEGLI EFFETTI LOCALI</b> ..... | »           | 415 |
| 1. - INTRODUZIONE .....  | »           | 415 |
| 2. - LA SCELTA DELL'EVENTO DI RIFERIMENTO .....                                | »           | 415 |
| 3. - DESCRIZIONE DELLA METODOLOGIA .....                                       | »           | 416 |
| 4. - DISCUSSIONE DEI RISULTATI E CONCLUSIONI .....                             | »           | 429 |
| BIBLIOGRAFIA .....   | »           | 431 |

## RIASSUNTO

In questo lavoro si utilizza la generazione di serie temporali stocastiche e il calcolo numerico alle differenze finite per simulare il movimento orizzontale del terreno prodotto nel centro storico di Roma da forti terremoti nelle aree sismogenetiche limitrofe.

In tale approccio, le proprietà della sorgente sismica e la propagazione nella crosta vengono modellate nel dominio della frequenza imponendo alle serie temporali generate con tecniche stocastiche gli spettri del moto ricavati empiricamente dalle registrazioni *strong-motion* disponibili per l'Italia Centrale.

Gli effetti della geologia superficiale della città vengono invece modellati attraverso una tecnica alle differenze finite, applicata a modelli 2-D che riproducono le irregolarità topografiche e le proprietà elastiche e anelastiche dei terreni nell'area considerata.

Dalle serie temporali del moto vengono poi calcolati alcuni dei parametri di maggiore interesse ingegneristico, quali i valori di picco di accelerazione e velocità, l'intensità di Arias, il flusso dell'energia sismica, gli spettri di risposta. Gli andamenti stimati per questi parametri lungo alcuni profili, scelti perché particolarmente rappresentativi del centro storico di Roma, consentono di quantificare gli effetti provocati dalle variazioni della geologia di superficie e della topografia.

Le modellazioni numeriche hanno fornito accelerazioni orizzontali del terreno mediamente comprese tra 30 e 50 gal, che nelle situazioni di maggiore pericolosità potevano raggiungere valori di 70-80 gal. Le velocità orizzontali risultano mediamente comprese tra 5 e 6 cm/s, con valori massimi fino a 7 cm/s. Gli spettri di risposta di pseudo-velocità, con uno smorzamento del 5%, hanno fornito valori compresi tra 8 e 12 cm/s nella banda di frequenza tra 1 e 3 Hz, con picchi isolati di 15-20 cm/s.

## ABSTRACT

*A methodology is used which combines stochastic generation of random series with a finite-difference technique to estimate the expected horizontal ground motion for the city of Rome as induced by a large earthquake in the central Apennines. In this approach, source properties and long-path propagation are modelled through observed spectra of ground motion in the region, while the effects of the nearsurface geology in the city are simulated by means of a finite-difference technique applied to 2-D models including elastic and anelastic properties of geologic materials and topographic variations. The parameters commonly used for earthquake engineering purposes are estimated from the simulated time histories of horizontal ground motion. We focus our attention to peak ground acceleration and velocity, and to the integral of the squared acceleration and velocity (that are proportional to the Arias intensity and seismic energy flux, respectively). Response spectra are analyzed as well. Parameter variations along 2-D profiles visualize the effects of the small-scale geological heterogeneities and topography irregularities on ground motion in the case of a strong earthquake. Interestingly, the largest amplification of peak ground acceleration and Arias intensity does not necessarily occur at the same sites where peak ground velocity and flux of seismic energy reach their highest values, depending on the frequency band of amplification.*

*A magnitude 7 earthquake at a distance of 100 km results in peak ground accelerations ranging from 30 to 70 gals while peak ground velocities are estimated to be varying from 5 to 7 cm/s; moreover, simulated time histories of horizontal ground motion yield amplitudes of 5% damped pseudovelocity response spectra equal to 7 cm/s for firm sites and ranging from 8 to 12 cm/s for soil sites, on the average, with few peaks as large as 15-20 cm/s in particular structural situations.*

*Ground motion parameters resulting from our computer simulations are in good agreement with predictions based on empirical regressions of Italian and western North American data.*

# Previsione del moto del suolo e modellazione degli effetti locali

---

ROVELLI A. (\*), CASERTA A. (\*), MALAGNINI L. (\*), MARRA F. (\*)

## 1. - INTRODUZIONE

La città di Roma è nota nel mondo per la grande concentrazione al suo interno di monumenti ed edifici storici, molti dei quali oggi assumono un ruolo politico e strategico rilevante. A causa della maggiore vulnerabilità di alcune delle loro tipologie costruttive, la definizione della massima sollecitazione sismica attesa nelle diverse aree della città rappresenta un punto basilare, importante per stabilire le priorità di qualsivoglia azione di intervento mirata alla mitigazione del rischio.

A tutt'oggi la città non dispone di registrazioni *strong-motion* che consentano di effettuare valutazioni basate su misure dirette del movimento del terreno prodotto dai terremoti.

Diventa quindi importante la scelta della metodologia da seguire per stimare l'*input* sismico nella città. In questo lavoro si è voluto seguire quella che, nella fase preliminare, sembra essere la scelta più ovvia: servirsi dei dati *strong-motion* disponibili su scala locale e regionale per valutare i parametri che caratterizzano lo spettro del movimento del terreno in funzione delle proprietà delle sorgenti sismiche di potenziale interesse e della propagazione delle onde sismiche nella regione. In pratica, la procedura seguita per la valutazione dell'*input* sismico viene articolata attraverso i seguenti passi:

i) definizione delle aree sismogenetiche di maggiore interesse per Roma, e attribuzione, per ognuna di esse, della massima potenzialità sismica;

ii) utilizzo dei dati *strong-motion* disponibili, appartenenti a queste aree, per definire il modello spettrale in termini di leggi di scala del moto e parametri di attenuazione;

iii) generazione, con procedure stocastiche, di un set di accelerogrammi sintetici, atti a caratterizzare l'*input* sismico al basamento rigido della città (*bedrock*);

iv) calcolo delle funzioni di trasferimento nelle diverse situazioni geologiche e morfologiche, e convoluzione di queste con l'accelerogramma sintetico al *bedrock*;

v) attraverso i sintetici così ottenuti per la superficie della città, si stimano infine i valori aspettati per i parametri del moto maggiormente utilizzati nelle applicazioni ingegneristiche, quali il picco di accelerazione e di velocità, l'intensità di Arias, la durata, l'energia, lo spettro di risposta.

## 2. - LA SCELTA DELL'EVENTO DI RIFERIMENTO

Contrariamente a quanto potrebbe pensarsi *a priori*, per una città come Roma le sue antiche origini e l'abbondanza di fonti storiche fin dai tempi più remoti hanno favorito spesso elementi di confusione più che di rigore scientifico riguardo ai risentimenti dei forti terremoti. Infatti nell'antica Roma il terremoto era spesso visto come un evento prodigioso, e gli episodi rilevanti della vita politica e militare venivano, nelle cronache, frequentemente

---

(\*) Istituto Nazionale di Geofisica, Roma.

accompagnati da terremoti mai esistiti (MOLIN e GUIDOBONI, 1989). Per di più vi era la tendenza a localizzare nella città epicentri di eventi anche molto lontani, che a Roma davano luogo solo a effetti minori. Forse anche inconsapevolmente, piaceva molto l'idea di una Roma fortemente sismica, soggetta a frequenti terremoti che però usciva indenne, o con danni minimi, dagli scuotimenti provocati dalle scosse grazie agli accorgimenti tecnici abilmente posti in opera dai propri architetti a difendere la grandiosità dei monumenti e degli edifici (GUIDOBONI, 1989).

È stato necessario uno studio approfondito per selezionare i pochi terremoti realmente accaduti, distinguendoli da centinaia di eventi frutto dell'immaginario collettivo, poi tramandati come veri dalle fonti scritte. E gli epicentri, nella maggior parte dei casi, risultavano ubicati ben lontano dall'area urbana.

Si deve a MOLIN & GUIDOBONI (1989) un attento studio delle fonti storiche, che ha portato ad una accurata selezione dei più importanti eventi risentiti dalla città di Roma nella sua lunga storia.

Dalle loro ricerche emerge che i terremoti distruttivi di interesse per Roma avvengono principalmente in due distinte realtà simotettoniche: i Colli Albani (a  $\approx 25$  km dal centro della città), e l'Appennino Centrale (a distanze variabili tra 80 e 170 km da Roma).

MOLIN *et alii* (questo stesso volume) hanno poi dimostrato come la maggiore pericolosità, per la città di Roma, sia rappresentata dai terremoti della catena appenninica. È noto che queste strutture sismogenetiche sono caratterizzate da faglie con meccanismi prevalentemente normali (si veda VALENSISE *et alii*, 1993 e 1994). Le profondità ipocentrali si collocano verosimilmente in una fascia compresa tra 10 e 15 km.

Sulla base dei cataloghi storici e dei dati strumentali, la magnitudo massima degli eventi di questa regione sismogenetica risulta essere approssimativamente pari a 7. Il verificarsi, nel passato, di terremoti di questa magnitudo ad una distanza di circa 100 km da Roma è oggi testimoniata anche dai risultati emersi da indagini paleosismologiche (si veda SERVA *et alii*, 1986; BRUNAMONTE *et alii*, 1991; PANTOSTI *et alii*, 1992). Tutte queste ricerche hanno messo in risalto, nei terreni di superficie, numerose evidenze geologiche che chiaramente testimoniano il ripetersi, nell'Appennino Centrale, di terremoti di magnitudo  $\approx 7$  a circa un centinaio di km da Roma.

In questo lavoro, si prende pertanto, come evento di riferimento, un siffatto terremoto. Ov-

viamente, la metodologia esposta consente di ripetere la simulazione del moto nella città per qualsivoglia evento, variandone la magnitudo e l'ubicazione.

### 3. - DESCRIZIONE DELLA METODOLOGIA

Negli ultimi anni, in seguito a forti terremoti, sono stati acquisiti dati *strong-motion* in aree metropolitane densamente urbanizzate nelle quali la distribuzione dei danni risultava estremamente diversificata: l'analisi dei dati raccolti ha poi mostrato che le variazioni della geologia di superficie avevano causato fenomeni di amplificazione del moto del suolo responsabili localmente del maggiore danneggiamento (ad esempio Città del Messico, si veda SINGH *et alii*, 1988, o Santa Cruz, California, si veda CRANSWICH *et alii*, 1990). Anche nella città di Roma, le eterogeneità geologiche di superficie e la presenza di ampi corpi sedimentari costituiti da terreni recenti non consolidati sovrapposti ad un *bedrock* costituito da argille plioceniche consolidate può creare situazioni favorevoli al verificarsi di effetti di amplificazione locale (si veda SALVI *et alii*, 1991). Una conferma diretta di ciò si ha dall'analisi dei danni prodotti dal terremoto del Fucino del 13 gennaio 1915 (AMBROSINI *et alii*, 1987). Questo fu l'ultimo forte terremoto risentito nella città di Roma. L'intensità macrosismica in quell'occasione ha raggiunto il VII grado della scala MCS (Mercalli-Cancani-Seeberg). Occorre osservare che i danni prodotti dal terremoto del Fucino risultano essere limitati alla zona del Centro Storico solo perché nel 1915 l'area urbanizzata non andava molto oltre. Al patrimonio storico monumentale ed edilizio di allora si aggiunge oggi un agglomerato urbano enormemente più vasto, e altrettanto vulnerabile.

La geologia di superficie di Roma è caratterizzata dalla presenza di un complesso reticolo idrografico che durante l'ultima fase glaciale (Würm) è arrivato ad incidere profondamente i terreni più antichi (si veda la Tavola 11 f.t.).

Tenendo conto dell'alternanza di terreni recenti e non consolidati con litologie più competenti che condiziona la risposta sismica dell'area urbana, si è ritenuto opportuno mettere a punto una metodologia in grado di fornire il moto sismico atteso, per l'evento estremo preso in considerazione, nelle situazioni geologiche più caratteristiche che possono verificarsi nella città. Per fare ciò, si è prima dovuto definire, su base statistica, l'entità dell'*input* sismico incidente al *bedrock* per l'evento estremo. Mediante

modellazione 2-D, si è poi calcolata la funzione di trasferimento delle diverse stratigrafie che caratterizzano la geologia di superficie della città. Ciò è stato fatto calcolando la risposta ad un *input* impulsivo lungo le sezioni 2-D più rappresentative delle varie situazioni strutturali romane.

Infine, mediante operazione di convoluzione, si è ottenuto il moto sismico atteso per l'evento di riferimento nelle diverse zone all'interno della città.

Si descrivono ora i dettagli della procedura.

a) Caratterizzazione dell'*input* sismico al *bedrock* mediante generazione di serie *random*

Per definire l'*input* sismico al *bedrock* è possibile seguire due approcci: deterministico o stocastico. Nel primo caso, l'approccio più utilizzato consiste nel rappresentare la sorgente con un meccanismo di doppia coppia, facendo propagare le onde sismiche attraverso un modello di litosfera, in genere a strati piani e paralleli. Queste modellazioni possono essere estremamente utili per comprendere aspetti peculiari della realtà che si intende simulare numericamente, quando la situazione geologica regionale è caratterizzata da estrema regolarità. Una siffatta metodologia è stata recentemente applicata alla città di Roma da FÄH *et alii* (1993), i quali hanno applicato la somma di modi normali con un modello 2-D di litosfera stratificata per simulare le onde sismiche incidenti al *bedrock* romano a seguito di un terremoto di magnitudo 6.8 a 80 km a est di Roma.

Tuttavia, va osservato che l'elevato numero dei parametri che debbono essere fissati a priori (i tre angoli che individuano la giacitura del piano di faglia, la profondità ipocentrale, ed i valori di velocità, densità e fattore di qualità di decine di strati attraverso i quali viene fatta propagare la radiazione sismica su scala regionale) rende il metodo deterministico poco idoneo per scopi ingegneristici. È da osservare che alcuni di questi parametri non sono ben vincolati a priori, altri sono molto critici: ad esempio, l'eccitazione delle onde di più alta frequenza è fortemente variabile in funzione della profondità ipocentrale quando si usano sorgenti puntiformi. Inoltre, la ulteriore semplificazione relativa alla propagazione con strati piani e paralleli e la mancanza di eterogeneità su piccola scala, sia nel modello di sorgente (puntiforme) che nel mezzo di propagazione, fanno sì che si ottengano risultati estremamente peculiari delle geometrie imposte nelle modellazioni numeriche, che però possono non trovare conforto negli andamenti dei dati osservati. Ad

esempio, nell'approccio seguito da FÄH *et alii* (1993), un aspetto che non trova riscontro nei dati osservazionali è la riflessione post-critica, della quale non vi è traccia né negli andamenti mostrati da SABETTA & PUGLIESE (1987) relativi alle registrazioni strumentali, né negli andamenti delle intensità macrosismiche (MOLIN, questo stesso volume). Appare evidente che, nelle modellazioni di FÄH *et alii* (1993), la riflessione post-critica a circa 60 km viene prodotta dall'approssimazione degli strati piani e paralleli, che però appare poco idonea per una regione altamente eterogenea dal punto di vista geologico, qual'è l'area compresa tra Lazio e Abruzzo a est di Roma.

Infatti la città di Roma si trova a ridosso di una discontinuità crostale ad andamento circa NS, evidenziata in superficie da una ben nota serie di lineamenti a carattere transtensivo destro, disposti secondo una geometria *en-échélon*. Questi lineamenti individuano una zona di taglio che si estende dalla regione sabina dell'Appennino Centrale (Faglia di Cottanello, si veda ALFONSI *et alii*, 1991) fino alla città di Roma, lungo il tratto meridiano della valle del Tevere (FACCENNA & FUNICIELLO, 1993; MARRA *et alii*, 1995). Un'altra serie di elementi analoghi è presente più ad est tra l'area di Bagni Albule (Tivoli) e i Colli Albani (FACCENNA & FUNICIELLO, 1993).

La sopra citata discontinuità segna inoltre il confine tra due aree caratterizzate da valori del flusso termico nettamente differenziati questo implica che nelle modellazioni deterministiche dovrebbero essere usati, per i parametri elastici ed anelastici, valori significativamente variabili lungo il tragitto dalla sorgente al *bedrock* di Roma. Infine, questa discontinuità marca il passaggio tra due settori a diverso spessore crostale: dalla ricostruzione dell'andamento della Moho (WIGGER, 1984) si evince una differenza di una decina di km tra l'area del Fucino e quella di Roma che rende definitivamente poco realistico l'uso di modelli con geometrie semplici per descrivere la propagazione regionale.

A nostro avviso, visti i limiti dell'approccio deterministico, per scopi ingegneristici è certamente preferibile adottare un approccio di tipo stocastico. Quest'ultimo offre numerosi vantaggi nella modellazione della radiazione sismica di alta frequenza:

1) la necessità di un numero di parametri estremamente ridotto (tre o quattro), fondamentale per qualsivoglia metodo previsionale; ciò evita di usare modelli caratterizzati da centinaia di parametri che non sono però ben vincolati da misure dirette;

2) con tempi di calcolo di qualche decimo di secondo si possono effettuare numerose realizzazioni di accelerogrammi sintetici, calcolando poi medie sull'ensemble che riducono drasticamente le incertezze statistiche dei parametri di maggiore interesse ingegneristico (valori di picco del moto, durata, intensità di Arias, energia, spettro di risposta); inoltre, variazioni percentuali dei pochi parametri del modello stocastico consentono di valutare la sensibilità dei risultati ai parametri stessi, e le fluttuazioni statistiche dei risultati possono essere interpretate e valutate su base fisica in dipendenza dell'incertezza sui diversi parametri;

3) è possibile modellare senza difficoltà le alte frequenze del moto (fino a 20 Hz, e anche oltre), cosa non realizzabile con modelli deterministici sia per i limiti fisici (per frequenze maggiori di  $f \approx 1$  Hz la radiazione sismica è controllata dalle irregolarità del processo di rottura e dall'eterogeneità incontrata lungo il tragitto di propagazione, entrambe del tutto assenti nelle modellazioni deterministiche) che per i tempi di calcolo proibitivi.

Si è pertanto adottato un approccio di tipo stocastico, vincolato a utilizzare e riprodurre gli unici dati realmente disponibili: gli andamenti dello spettro del movimento del terreno nella regione. Il punto di partenza della nostra metodologia è rappresentato dalla definizione dello spettro atteso, per l'evento di riferimento, sul basamento rigido della città. Poiché il calcolo dei parametri ingegneristici prima citati richiedono la generazione della serie temporale del moto, viene applicata una metodologia che fornisce una serie di accelerogrammi sintetici, tutti rappresentativi dello spettro atteso, stimato dall'analisi dei dati *strong-motion* disponibili.

La definizione del modello spettrale dei più forti terremoti dell'Appennino

Centrale e Centro-meridionale è già stata oggetto di alcuni lavori (ROVELLI *et alii*, 1988; COCCO & ROVELLI, 1989). Questi Autori, basandosi sui dati *strong-motion* registrati dalla rete accelerometrica nazionale dell'ENEL, hanno stimato per i recenti forti terremoti dell'area un modello spettrale caratterizzato da due contributi:

uno dovuto alla sorgente (spettro omega-quadro la cui legge di scala, in funzione della magnitudo-momento è controllata dal valore regionale dello *stress drop*), e uno dovuto alla propagazione, rappresentata sia come attenuazione geometrica che come attenuazione anelastica e di «scattering». Fatta eccezione per poche stazioni affette da evidenti effetti locali, questo modello era risultato descrivere adeguatamente l'andamento medio degli spettri del moto in funzione della magnitudo-momento (nel-

l'intervallo  $4 < M < 7$ ) e della distanza epicentrale (per  $R < 120$  km).

Sulla base di questi risultati, lo spettro  $A_B(\omega, R)$  dell'accelerazione orizzontale al *bedrock* viene analiticamente rappresentato dall'espressione

$$(1) \quad A_B(\omega, R) = \frac{A_{FS}(\omega, R)}{2} = \frac{S_o(\omega) \cdot D(\omega, R) \cdot P(\omega)}{2}$$

dove  $A_{FS}(\omega, R)$  è lo spettro atteso sulla superficie per terreni rigidi. Il fattore 2 compensa l'effetto di superficie libera, dal momento che  $A_B(\omega, R)$  si riferisce all'input al *bedrock*.  $S_o(\omega)$  è lo spettro di sorgente, espresso mediante un modello omega-quadro con *stress drop* di BRUNE costante (ROVELLI *et alii*, 1988). Il termine che descrive la propagazione,  $D(\omega, R)$ , può essere così formulato

$$D(\omega, R) = \frac{\exp\left(-\frac{\omega k}{2}\right) \exp\left(-\frac{\pi R}{\beta_s Q_o}\right)}{R}$$

dove  $k$  e  $Q_o$  sono due parametri di attenuazione stimati dai dati accelerometrici disponibili per l'Appennino Centrale e Centro-meridionale (ROVELLI *et alii*, 1988), e  $\beta_s$  è il valor medio della velocità delle onde di taglio nella litosfera ( $\beta_s = 3.2$  km/s). Si sono usati i valori  $Q_o = 100$  s e  $k = 0.064$  S (ROVELLI *et alii*, 1988). Per l'evento di riferimento si è posto  $R = 100$  km. Lo *stress drop* di Brune ( $\Delta\sigma$ ) è stato fissato a 100 bar, sulla base dei risultati di COCCO & ROVELLI (1989).  $P(\omega)$  descrive l'effetto di amplificazione che le diverse lunghezze d'onda subiscono a causa della variazione dell'impedenza sismica nella propagazione tra il basamento cristallino e il tetto del *bedrock*. Seguendo JOYNER & FUMAL (1984) e BOORE (1986),  $P(\omega)$  viene rappresentata mediante una funzione della frequenza (tabella 1), il cui valore asintotico risulta controllato dal rapporto delle impedenze

$$P_o = \sqrt{\frac{\rho_s \beta_s}{\rho_0 \beta_0}}$$

dove  $\rho_s$  e  $\beta_s$  indicano rispettivamente densità e velocità delle onde di taglio del mezzo nel volume focale (2.7 g/cm<sup>3</sup> e 3.2 km/s, rispettivamente), e  $\rho_0$  e  $\beta_0$  le stesse quantità al tetto del *bedrock* (2.1 g/cm<sup>3</sup> e 0.6 km/s, rispettivamente).

L'andamento di  $P(\omega)$  a bassa frequenza è controllato dalla minore sensibilità alla variazione del-

l'impedenza nella crosta da parte delle lunghezze d'onda maggiori. Nel limite per  $\omega$  che tende a zero si ha

$$P(0) = 1.$$

Nel caso della città di Roma,  $P(\omega)$  viene modellata ipotizzando uno spessore complessivo di circa 8 Km (COSENTINO & PAROTTO, 1992) tra il tetto del basamento cristallino e il tetto del *bedrock* pliocenico. In queste condizioni risulta  $P_0 = 2.6$ , con una frequenza di taglio di 0.3 Hz (si veda la tabella 1).

TAB. 1 - Amplificazione crostale tra il basamento cristallino e il *bedrock* sottostante la città di Roma.

| log (f) | log (ampl) |
|---------|------------|
| -1      | 0.01       |
| -0.7    | 0.15       |
| -0.3    | 0.38       |
| 0.0     | 0.42       |
| 1       | 0.42       |

Una volta fissato, tramite la (1), lo spettro atteso per l'accelerazione orizzontale al *bedrock*, occorre applicare una procedura che consenta di generare una sequenza di serie temporali, che in senso statistico rappresentano diverse realizzazioni dello stesso processo spettrale. Tra molte, la tecnica proposta da BOORE (1983) è quella maggiormente usata per modellazioni sismologiche con finalità ingegneristiche.

Essa si basa sulla generazione di un rumore bianco Gaussiano a banda-limitata, al quale viene imposta una durata finita mediante una opportuna finestra temporale il cui inviluppo controlla l'andamento delle ampiezze in funzione del tempo. La media della serie temporale così generata viene posta uguale a zero, e la sua varianza è scelta in modo da dare un'ampiezza spettrale media uguale a 1. Questo spettro viene poi moltiplicato per lo spettro atteso (1) e la trasformata inversa di Fourier fornisce una serie temporale di accelerazione, la cui forma d'onda varia solo in funzione del seme utilizzato per la generazione della serie random di partenza (per i dettagli operativi e la procedura utilizzata si veda DI BONA & ROVELLI, 1990).

Per avere più rappresentazioni dello stesso processo, si ripete la generazione delle serie random cambiando il seme della sequenza. Si possono così ottenere infiniti accelerogrammi sintetici, tutti con un contenuto spettrale somigliante quanto più possibile a quello imposto a priori sulla base delle informazioni dedotte dalle registrazioni disponibili su scala regionale.

Mediando su più rappresentazioni, le differenze individuali scompaiono rapidamente: 25 simulazioni sono sufficienti a contenere la deviazione standard sui valori di picco entro il 16% per le serie temporali di accelerazione, e entro il 25% per le serie temporali di velocità.

Questi accelerogrammi, se moltiplicati per un fattore 2 per tener conto dell'effetto di superficie libera, diventano rappresentativi del moto sugli affioramenti del *bedrock* pliocenico all'interno dell'area urbana, e rappresentano i livelli di scuotimento più bassi attesi nella città, propri dei siti più rigidi (in assenza di complicazioni topografiche). In figura 1 è mostrato un esempio di accelerazione e velocità (a) ottenute con questo approccio per un terremoto di magnitudo 7 a 100 km.

Assumendo una distribuzione log-normale dei valori di picco, l'operazione di media su un *ensemble* di 25 rappresentazioni fornisce

$$(2) \quad \begin{aligned} \langle \log a_p \rangle &= 1.48 \pm 0.06 \\ \langle \log v_p \rangle &= 0.68 \pm 0.11 \end{aligned}$$

dove  $a_p$  e  $v_p$  sono rispettivamente i valori di picco di accelerazione e velocità. Calcolando l'antilogaritmo, la (2) fornisce  $a_p = 30$  gal e  $v_p = 5$  cm/s. Queste valori risultano in soddisfacente accordo con i valori di picco di accelerazione e velocità che si ottengono, per terreni rigidi, dalle regressioni di SABETTA & PUGLIESE ( $a_p = 37$  gal e  $v_p = 3$  cm/s). La figura 1 mostra anche lo spettro di risposta medio della pseudo-velocità (b), con smorzamento del 5%, risultante per i terreni rigidi dall'operazione di media sull'*ensemble* delle 25 simulazioni. Anche in questo caso il confronto con i dati osservazionali (PUGLIESE & SABETTA, 1989) appare decisamente favorevole, confermando l'efficacia del metodo stocastico.

È da osservare che l'intervallo di 1 s.d. nella (2) e nella figura 1 è relativo all'operazione di media sull'*ensemble*. Questa incertezza statistica ha un significato meramente matematico, e non fisico, es-

(1) I risultati di FAH *et alii* (1993) sono invece rappresentati dal rettangolo nero in (a).



sendo dovuto all'uso della metodologia stocastica. Per poter invece valutare quanto i risultati delle simulazioni siano sensibili alle variazioni dei parametri fisici del modello ( $\Delta\sigma$ ,  $\kappa$  e  $Q_0$ ), si sono calcolate le variazioni in corrispondenza di una fluttuazione del 10%, del 20% e del 30% dei diversi parametri.

Nella tabella 2 sono mostrate le fluttuazioni di  $a_p$  e  $v_p$  relative a queste variazioni percentuali dei parametri del modello.

Si può osservare che i valori di  $a_p$  e  $v_p$  riportati in tabella 2 variano fino a un fattore 2 rispetto alla previsione (2).

#### b) Modellazione 2-D della risposta sismica ad un transiente

L'assetto geologico del sottosuolo dell'area romana presenta aspetti complessi. Le superfici limite

che marcano il passaggio tra le diverse unità litologiche hanno infatti andamenti assai irregolari, essendo coincidenti quasi sempre con delle paleosuperfici topografiche che hanno subito una forte erosione e spesso anche delle dislocazioni tettoniche. La composizione litologica delle varie unità può inoltre variare considerevolmente con eteropie laterali e verticali.

In una situazione così eterogenea è stato necessario considerare i profili più caratteristici della geologia e della morfologia della città, in modo da spaziare su una casistica che comprendesse molte delle possibili situazioni di giacitura degli strati e dimensione dei corpi sedimentari. L'elemento principale della città è rappresentato dal corpo sedimentario costituito dai depositi olocenici della Valle del Tevere (figura 2 a), larga da 1 a 2 km e profonda 70 m, in media, che è già stata oggetto di un precedente lavoro (BOSCHI *et alii*, 1994). Si prende poi

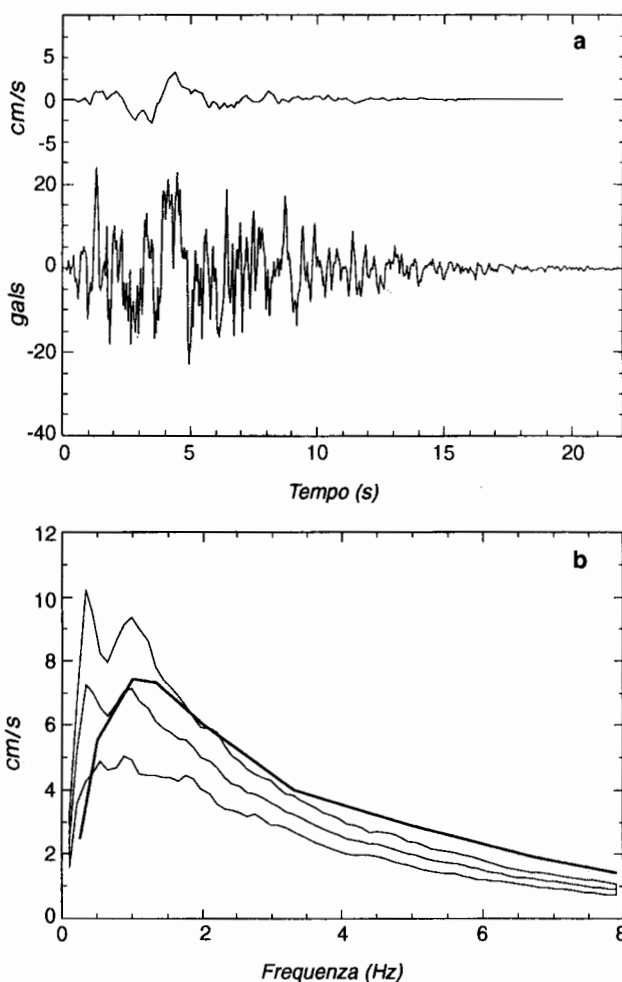


Fig. 1. - (a) Un esempio di serie temporale di accelerazione e velocità del terreno, simulate per terreni rigidi a Roma a seguito di un terremoto di magnitudo 7 a 100 km; (b) spettri di risposta di pseudo-velocità, con smorzamento del 5%, attesi per terreni rigidi (valore medio  $\pm 1$  deviazione standard).

TAB. 2 - Variazioni di  $a_p$  e  $v_p$  in funzione di fluttuazioni percentuali dei parametri del modello.

|            |   | $a_p$ | $v_p$ |
|------------|---|-------|-------|
| $\pm 10\%$ | $\kappa = 0.064$<br>$\Delta\sigma = 100$<br>$Q_0 = 100$ | 30    | 5     |
|            | $\kappa = 0.058$<br>$\Delta\sigma = 110$<br>$Q_0 = 110$ | 37    | 5     |
|            | $\kappa = 0.070$<br>$\Delta\sigma = 90$<br>$Q_0 = 90$   | 23    | 4     |
| $\pm 20\%$ | $\kappa = 0.051$<br>$\Delta\sigma = 120$<br>$Q_0 = 120$ | 47    | 6     |
|            | $\kappa = 0.077$<br>$\Delta\sigma = 80$<br>$Q_0 = 80$   | 17    | 3     |
| $\pm 30\%$ | $\kappa = 0.045$<br>$\Delta\sigma = 130$<br>$Q_0 = 130$ | 58    | 7     |
|            | $\kappa = 0.083$<br>$\Delta\sigma = 70$<br>$Q_0 = 70$   | 12    | 2     |

in considerazione un'altra situazione caratteristica della città (figura 2 b), costituita dalla presenza di incisioni profonde e non molto distanti, riempite da sedimenti non consolidati (alluvioni recenti e riporti antropici) che creano un unico elemento di continuità superficiale avente uno spessore rapidamente variabile lungo il profilo.

Mediante le nostre simulazioni numeriche ci siamo proposti di ottenere, lungo i profili prescelti, la risposta sismica ad un transiente, fornito come onda piana polarizzata SH, incidente sotto diversi angoli. La tecnica numerica usata è quella alle differenze finite (MITCHELL & GRIFFITH, 1980). A causa della complessità geometrica delle strutture prese in considerazione, è praticamente impossibile ricostruire l'andamento delle interfacce con curve esprimibili mediante equazioni. Si è pertanto passati alla digitalizzazione delle curve che definiscono la separazione

tra i diversi strati. La dissipazione è stata introdotta nei calcoli seguendo la tecnica proposta da EMMERICH e KORN (1987), che si basa non sul corpo elastico ma sul corpo generalizzato di Maxwell: questo ha il vantaggio di permettere la costruzione di una dinamica intrinsecamente dissipativa.

L'input incidente al *bedrock* è analiticamente descritto mediante la funzione di Gabor  $g(t)$

$$g(t) = \exp[-(\omega_p(t - t_s)/\gamma)^2] \cos$$

$$\cos[\omega_p(t - t_s) + \psi]$$

dove  $\omega_p = 2\pi f_p$  e  $t_s = \frac{0.45\gamma}{f_p}$ . Si sono usati i valori

dei parametri  $\gamma = 0.24$ ,  $\psi = \frac{\pi}{2}$ , e  $f_p = 0.45$  Hz. Il grigliato spaziale è stato scelto in modo da consentire una banda di frequenza fino a 8 Hz.

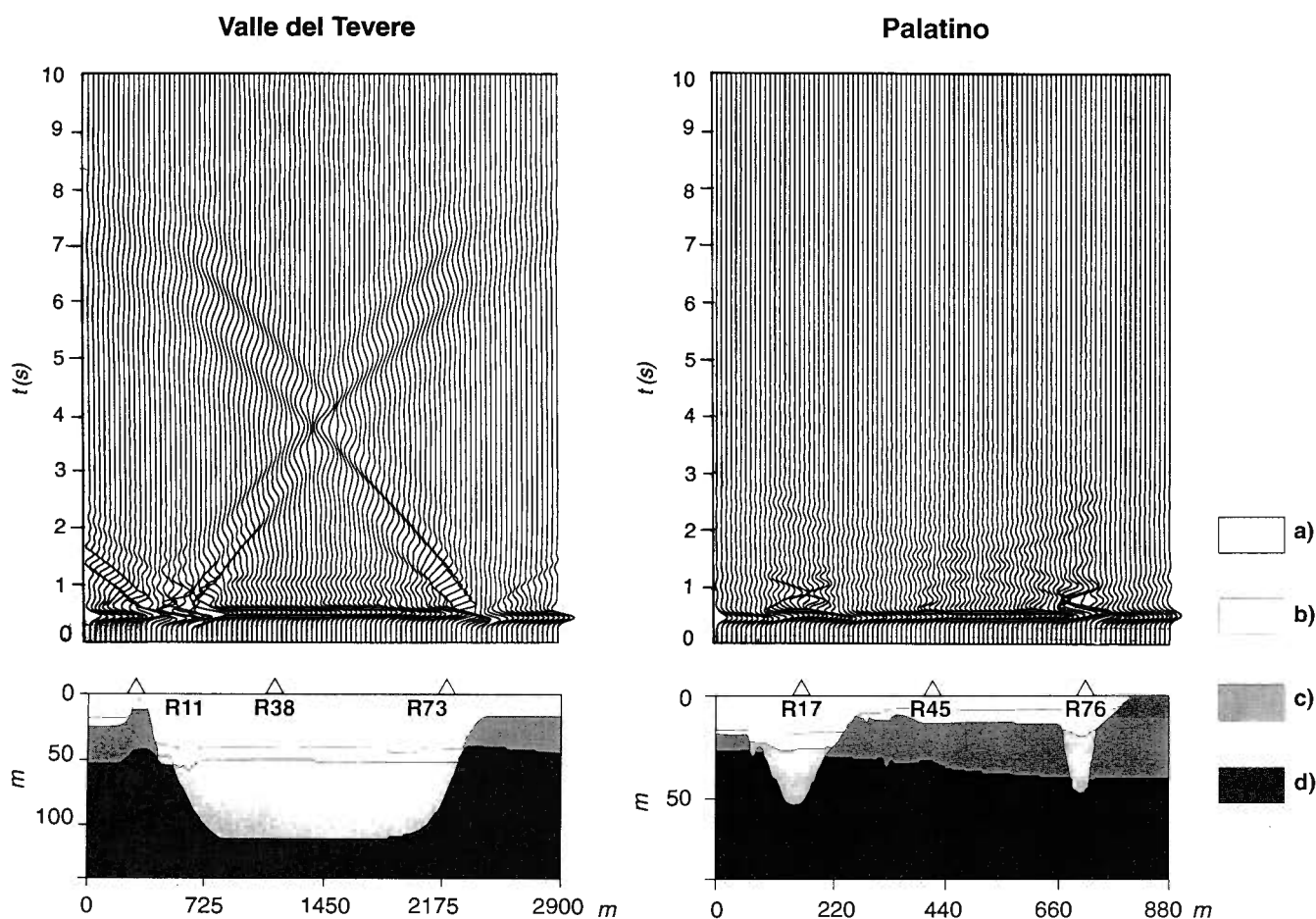


Fig. 2. Due profili geologici peculiari di Roma: a) la valle del Tevere, che si sviluppa con asse NS abbastanza regolarmente per tutta la città, e b) l'area del Palatino, che presenta valli di minore estensione, riempite di sedimenti non consolidati (per la maggior parte di natura antropica) i quali, ricoprendo l'intera area, creano un elemento di continuità superficiale con spessori estremamente variabili. Basandosi su questi modelli 2-D, e tenendo conto della topografia e delle proprietà elastiche ed anelastiche dei terreni, la tecnica alle differenze finite ha consentito di calcolare la risposta ad un input impulsivo al *bedrock*. I ricevitori evidenziati - R11, R38, R73 sul profilo (a), e R17, R45, R76 sul profilo (b) - sono tra quelli che mostrano la maggiore complessità del moto.

Vista la distanza dall'epicentro, si è adottata, nei calcoli, l'incidenza verticale.

In figura 2 sono mostrati i risultati ottenuti per i profili prescelti, e in tabella 3 sono riportati i valori dei parametri elastici ed anelastici usati per la modellazione. Nel primo profilo (a), relativamente più semplice, si nota come le irregolarità topografiche costituite dal letto del Tevere e dalla collinetta sulla sinistra producano un forte effetto di diffrazione, con un notevole grado di asimmetria sui due bordi della valle. Inoltre, all'interno della valle, è evidente la propagazione di onde superficiali generate localmente per conversione di modi all'interfaccia Pliocene-Olocene.

TAB. 3 - Parametri elastici ed anelastici usati per modellare la propagazione negli strati superficiali.

|   | Unità Geologiche                             | densità (g/cm <sup>3</sup> ) | Velocità onde S (m/s) | Fattore di qualità |
|---|--|------------------------------|-----------------------|--------------------|
| a | Depositi antropici                           | 1.95                         | 150                   | 5                  |
| b | Alluvioni oloceniche                         | 1.95                         | 300                   | 10                 |
| c | Depositi vulcanici e sedimenti pleistocenici | 2.0                          | 400                   | 20                 |
| d | Argille plioceniche                          | 2.1                          | 600                   | 50                 |

Di maggiore interesse risulta la modellazione del secondo profilo (b). Si osserva il massimo della risposta in corrispondenza delle due valli, come ci si deve aspettare, ma si nota anche un aumento della complessità del moto nella zona centrale del profilo, e questo effetto è del tutto inatteso sulla base di considerazioni 1-D: una consistente quantità di energia rimane intrappolata tra la zona centrale e la valle a destra, nello strato superficiale di riporti antropici. Nella figura 2 (b) si osserva anche un effetto di focalizzazione dell'energia in alcuni punti specifici, dovuto alla geometria degli strati superficiali la cui curvatura mostra simultaneamente una superficie convessa sull'interfaccia aria-suolo e concava sull'interfaccia immediatamente sottostante.

I sismogrammi sintetici della figura 2 evidenziano, su entrambi i profili, che la risposta dei corpi sedimentari olocenici e dei riporti antropici risulta soggetta a una rilevante amplificazione, sia riguardo alle ampiezze del moto sia riguardo alle durate delle forme d'onda: maggiori sono le irregolarità delle geometrie dei bacini e della topografia, tanto più è elevata la complessità delle forme d'onda sulla superficie.

Al fine di quantificare l'entità dell'amplificazione del moto, sono stati calcolati i rapporti spettrali tra i sismogrammi sintetici sulla superficie e l'onda impulsiva imposta come *input* al tetto del *bedrock*. Nella figura 3 vengono mostrati, a titolo di esempio, i rapporti spettrali calcolati nei siti dove la complessità delle forme d'onda risultava maggiore. Gli esempi sono stati scelti per quantificare l'effetto della topografia della collina sulla sinistra del profilo (a), peculiare del punto R11, l'effetto della risonanza al centro della valle del Tevere, registrata dal punto R38, e l'effetto del bordo della stessa valle, evidenziato dal punto R73.

La figura 3 (b), invece, mostra l'effetto della risonanza 2-D (nell'accezione introdotta da BARD & BOUCHON, 1985, propria di valli aventi estensione orizzontale confrontabile con la profondità massima, ben visualizzata da R17 e R76), e l'effetto di focalizzazione prodotto dalla curvatura superiore e in feriore dello strato di riporto antropico in corri-

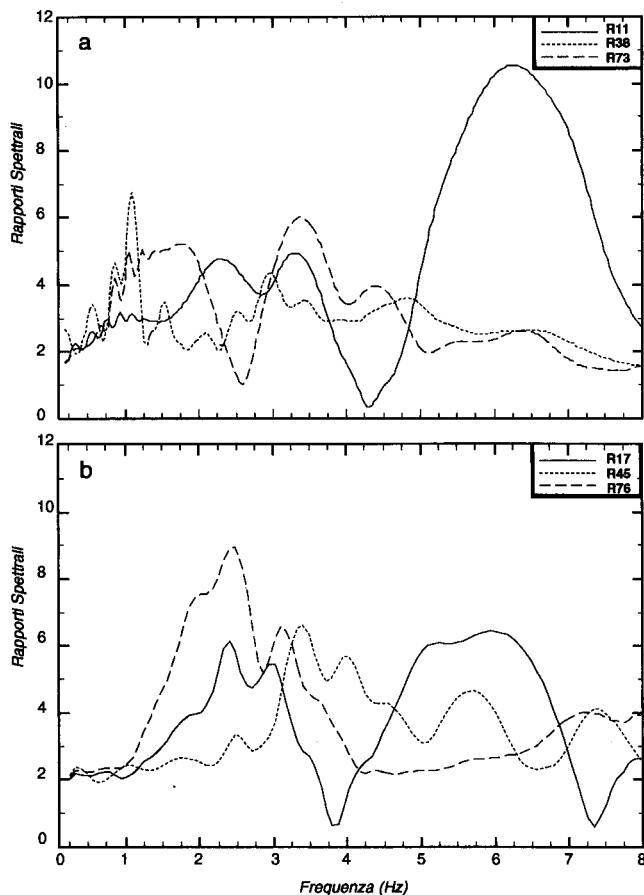


Fig. 3. - L'amplificazione del moto viene quantificata attraverso i rapporti spettrali tra i sismogrammi sintetici di ricevitori in superficie e l'impulso al bedrock. I siti sono quelli evidenziati in Fig. 2.

spondenza del punto R45. Se si tiene conto che l'effetto di superficie libera implica circa un fattore 2 di amplificazione, ne consegue che la geologia di superficie, con la sua morfologia e le sue geometrie sepolte, può amplificare, in situazioni peculiari della città di Roma, fino ad un fattore 5 in particolari bande di frequenza.

Queste risultano essere centrate tra 6 e 7 Hz nel caso della collina (R11), e tra 2 e 3 Hz per le risonanze 2-D delle valli minori (R17 e R76).

Occorre osservare che al centro della valle del Tevere l'amplificazione spettrale risulta compresa tra 3 e 4, in una stretta banda di frequenza intorno a 1 Hz, mentre l'effetto di bordo produce un'amplificazione leggermente più bassa, ma implicando una banda di frequenza molto più estesa.

c) Calcolo del movimento orizzontale in superficie lungo i profili 2-D

Partendo dagli accelerogrammi al *bedrock*  $a_B(t)$ , si possono ora calcolare le accelerazioni orizzontali  $a_i(t)$  per tutti gli  $N$  ricevitori  $R_i$  dei due profili

$$(4) \quad a_i(t) = a_B(t) * h_i(t) \quad (i = 1, 2, \dots, N)$$

dove  $h_i(t)$  rappresenta la funzione di trasferimento del mezzo sottostante il ricevitore  $R_i$  che ha registrato il sismogramma sintetico  $s_i(t)$  come output di un segnale di *input* al *bedrock* avente la forma d'onda uguale alla funzione di Gabor  $g(t)$  già definita analiticamente

$$(5) \quad s_i(t) = g(t) * h_i(t) \quad (i = 1, 2, \dots, N)$$

Basandosi sulla (4) e sulla (5), l'operazione di convoluzione (3) può essere riscritta, nel dominio della frequenza

$$(6) \quad A_i(\omega) = A_B(\omega) \cdot \frac{S_i(\omega)}{G(\omega)} \quad (i = 1, 2, \dots, N)$$

dove le lettere maiuscole indicano, nell'ordine, le trasformate di Fourier (complesse) delle grandezze  $a_i(t)$ ,  $a_B(t)$ ,  $s_i(t)$  e  $g(t)$ .

Effettuando poi la trasformata inversa di Fourier di  $A_i(\omega)$ , si ottiene la serie temporale dell'accelerazione del terreno al ricevitore  $R_i$ .

Consideriamo ora un singolo accelerogramma  $a_B(t)$  calcolato come sollecitazione SH al *bedrock*, simulando un terremoto di magnitudo 7 a 100 km di distanza. Applicando la (6) ed effettuando poi la trasformata inversa di Fourier, si ottiene una simulazione dell'accelerazione orizzontale per ogni rice-

vitore dei due profili. Alcuni esempi di serie temporale del moto sul profilo (a) e sul profilo (b), nell'approssimazione di onde SH, vengono mostrati nella figura 4. Le velocità sono ottenute integrando le accelerazioni. Dalla figura 4 emergono notevoli variazioni del moto sui diversi tipi di terreni, soprattutto per le accelerazioni.

Per mediare le fluttuazioni, tipiche delle simulazioni singole, si ripete l'operazione di convoluzione lungo i due profili, cambiando ogni volta l'accelerogramma al *bedrock*. Effettuando questa operazione 25 volte, per tutto il *set* degli accelerogrammi simulati per il *bedrock*, si può poi mediare sull'*ensemble*.

Oltre ai valori di picco di accelerazione e velocità, vengono così calcolati e mediati anche gli andamenti delle quantità integrali

$$I_i^A = \left\langle \int_0^T a_i^2(t) dt \right\rangle \quad (i = 1, 2, \dots, N)$$

e

$$I_i^V = \left\langle \int_0^T v_i^2(t) dt \right\rangle \quad (i = 1, 2, \dots, N)$$

dove  $T$  è la durata totale del moto, e le parentesi  $\langle \rangle$  rappresentano i valori aspettati per ogni ricevitore, risultanti dall'operazione di media sull'*ensemble*.  $I^A$  e  $I^V$  risultano proporzionali all'intensità di Arias (ARIAS, 1970) e al flusso dell'energia (BOATWRIGHT, 1980), rispettivamente.

La figura 5 mostra il comportamento medio di  $a_p$ ,  $I^A$ ,  $v_p$ , e  $I^V$  lungo i due profili. Per ognuno di questi parametri del moto viene mostrato anche l'incertezza statistica, relativa a  $\pm 1$  deviazione standard. In generale, gli andamenti di  $I^A$  e  $I^V$  seguono strettamente quelli di  $a_p$  e  $v_p$ . Tuttavia i ricevitori che mostrano le massime amplificazioni di  $a_p$  e  $I^A$  non sempre sono gli stessi che registrano le massime amplificazioni di  $v_p$  e  $I^V$ . Ciò dipende dalla banda di frequenza nella quale si verifica l'amplificazione del moto: le velocità sono più sensibili ad amplificazioni a bassa frequenza, le accelerazioni a quelle di più alta frequenza.

Le brusche variazioni mostrate in figura 5 testimoniano quanto il moto sulla superficie sia sensibile ai dettagli della topografia e alle variazioni laterali della stratigrafia.

Come già discusso da FACCIOLI (1992) in una sua recente rassegna, i fenomeni possono essere di diversa natura, e le conseguenti amplificazioni possono raggiungere valori elevati sia per le accelerazioni che per le velocità. Con il nostro modello, dopo aver mediato sull'*ensemble* di 25 simulazioni, i valori massimi di  $a_p$  e  $v_p$  lungo i profili risultano

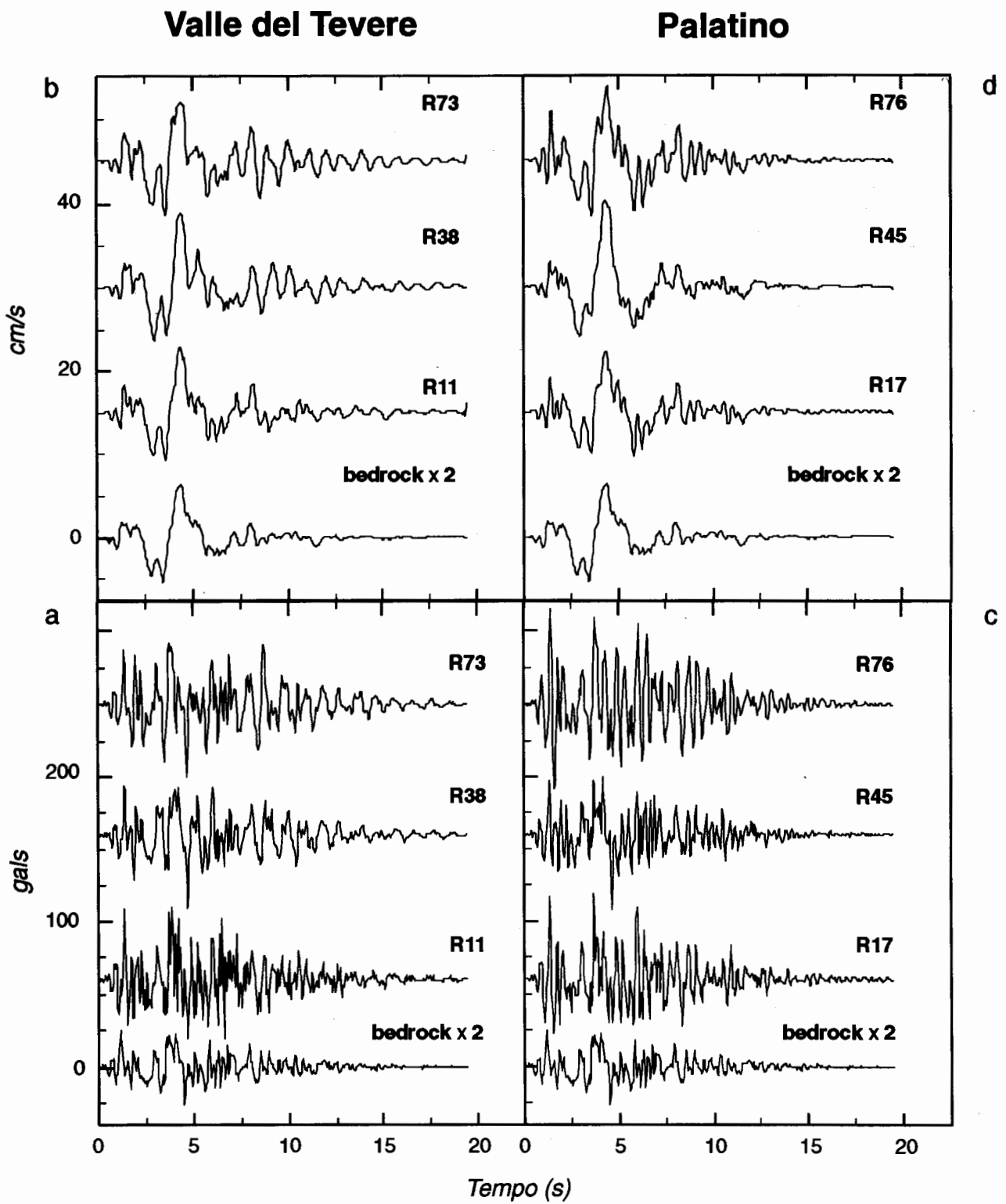


Fig. 4. - Simulazione del moto in superficie, derivato dalla convoluzione (6), per la valle del Tevere [(a) velocità e (b) accelerazione] e per il profilo relativo al Palatino [(c) velocità e (d) accelerazione]. È da osservare che il moto al bedrock è stato moltiplicato per 2 per tener conto dell'effetto di superficie libera.

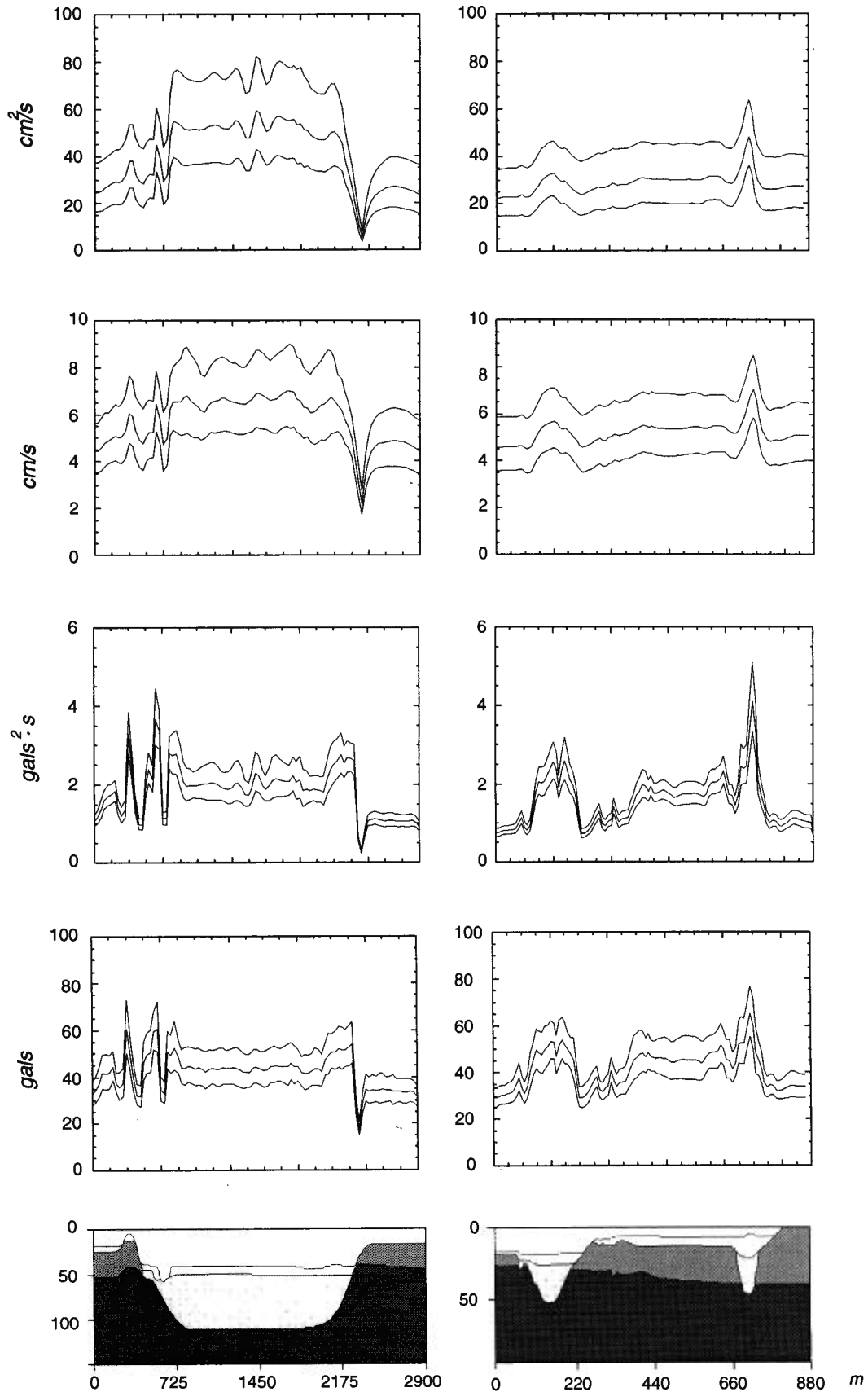


Fig. 5. – Gli andamenti dei parametri  $a_p$ ,  $I^A A$ ,  $v_p$ , e  $I^A V$  presentano brusche variazioni a causa della topografia e delle geometrie dei terreni più soffici.

Le tre curve rappresentano il valor aspettato  $\pm 1$  deviazione standard, risultanti dall'operazione di media sull'ensemble delle 25 simulazioni.

70 gal e 7 cm/s, rispettivamente. È da osservare che il primo è relativo al profilo (a), mentre il secondo è relativo al profilo (b).

Dalla figura 5 si evince che per i valori di picco del moto l'amplificazione è inferiore a 3 e 2, rispettivamente per accelerazione e velocità, dal momento che i valori aspettati al *bedrock* per  $a_p$  e  $v_p$  sono rispettivamente 26 gal e 4.6 cm/s per le serie temporali di accelerazione e velocità filtrate con un passa-basso at 8 Hz, che è la massima frequenza consentita dal grigliato utilizzato per il calcolo delle differenze finite. Il filtraggio passa-basso riduce infatti i valori della (2) da 30 a 26 gal, e da 4.8 a 4.6 cm/s.

Gli effetti di amplificazione più rilevanti, messi in risalto dalle nostre modellazioni, sono dunque relativi

- 1) alla presenza di irregolarità topografiche, situazione frequente nella città di Roma,
- 2) ad effetti di bordo in valli estese con fianchi che immergono rapidamente,
- 3) a risonanze 2-D, proprie di valli strette e profonde,
- 4) a effetti di focalizzazione, in casi in cui la curvatura di uno strato soffice superficiale svolge un ruolo paragonabile, in ottica, a quello di una lente convergente.

Tutti questi fenomeni sono già stati oggetto di lavori specifici (SANCHEZ-SESMA, 1985; BARD & BOUCHON, 1985; MOCZO and BARD, 1993; MOCZO *et alii*, 1994; per citarne alcuni).

Noi abbiamo voluto, con la figura 5, quantificare questi effetti sui più importanti parametri ingegneristici in situazioni geologiche e topografiche peculiari della città di Roma.

Un ultimo parametro è essenziale ai fini dell'ingegneria sismica: lo spettro di risposta. Alcuni esempi di spettri di pseudo-velocità con smorzamento pari al 5% sono mostrati in figura 6. Si osservano ampiezze spettrali fino a 15-20 cm/s, nelle situazioni di massima amplificazione. Per visualizzare le variazioni di ampiezza in funzione della frequenza e della ubicazione spaziale sul profilo, le ordinate spettrali della pseudo-velocità con smorzamento del 5%, mediate per ogni ricevitore sull'*ensemble* delle 25 simulazioni, sono state rappresentate in figura 7 mediante una scala di colori: ampiezze maggiori di 10 cm/s sono indicate dal

colore giallo, mentre il rosa indica ampiezze comprese tra 8 e 10 cm/s, circa.

La figura 8 illustra invece l'andamento dell'amplificazione degli spettri di risposta rispetto al *bedrock* (corretti per un fattore 2 per tener conto dell'effetto di superficie libera): il colore giallo indica amplificazioni maggiori di 2 mentre il rosa visualizza amplificazioni tra 1.5 e 2.

Dalla figura 8 viene confermato che, anche per gli spettri di risposta le amplificazioni maggiori si hanno in corrispondenza di irregolarità topografiche, di valli profonde e strette (le cosiddette risonanze 2-D), e al bordo di valli estese. Però emerge anche che gli spettri di risposta risentono parimenti della presenza di potenti spessori di sedimenti (ad esempio la valle del Tevere), sui quali le amplificazioni degli spettri di risposta possono essere tra le più elevate (figura 8), almeno in assenza di effetti di risposta non-lineare dei terreni.

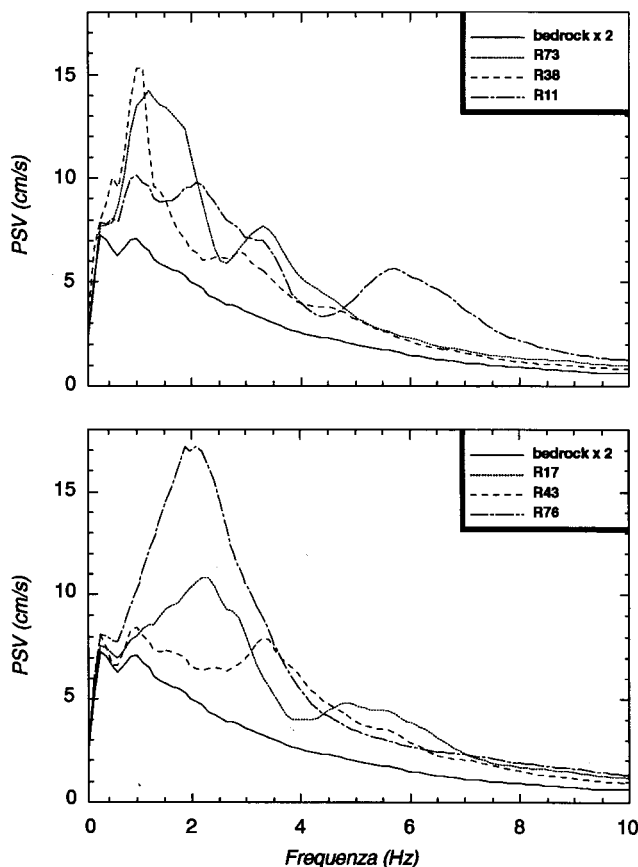


Fig. 6. - Esempi di spettri di risposta di pseudo-velocità con smorzamento del 5%, in siti caratterizzati da elevate amplificazioni. A titolo di confronto viene mostrato anche lo spettro di risposta simulato per il *bedrock*. Tutti i grafici si riferiscono ai valori aspettati risultanti dall'operazione di media sull'*ensemble* delle 25 simulazioni.

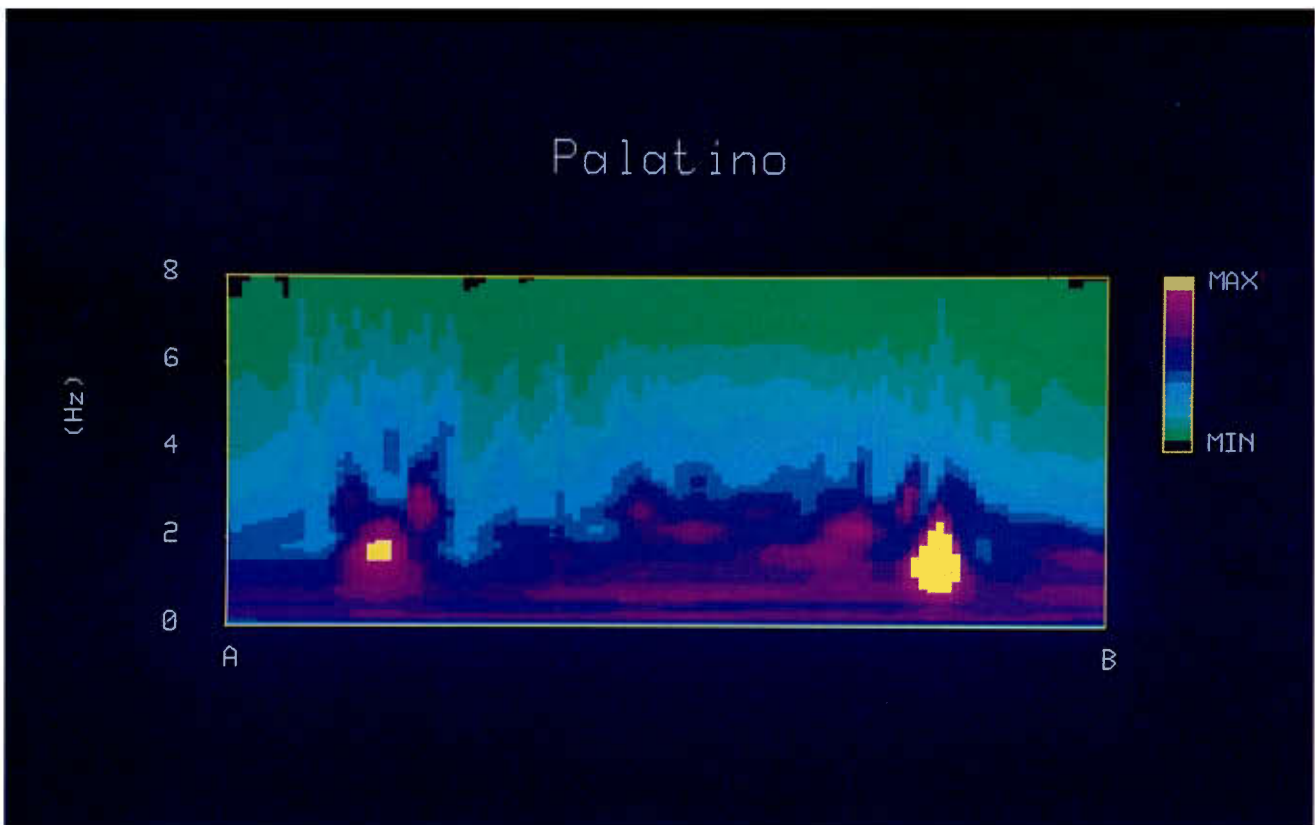
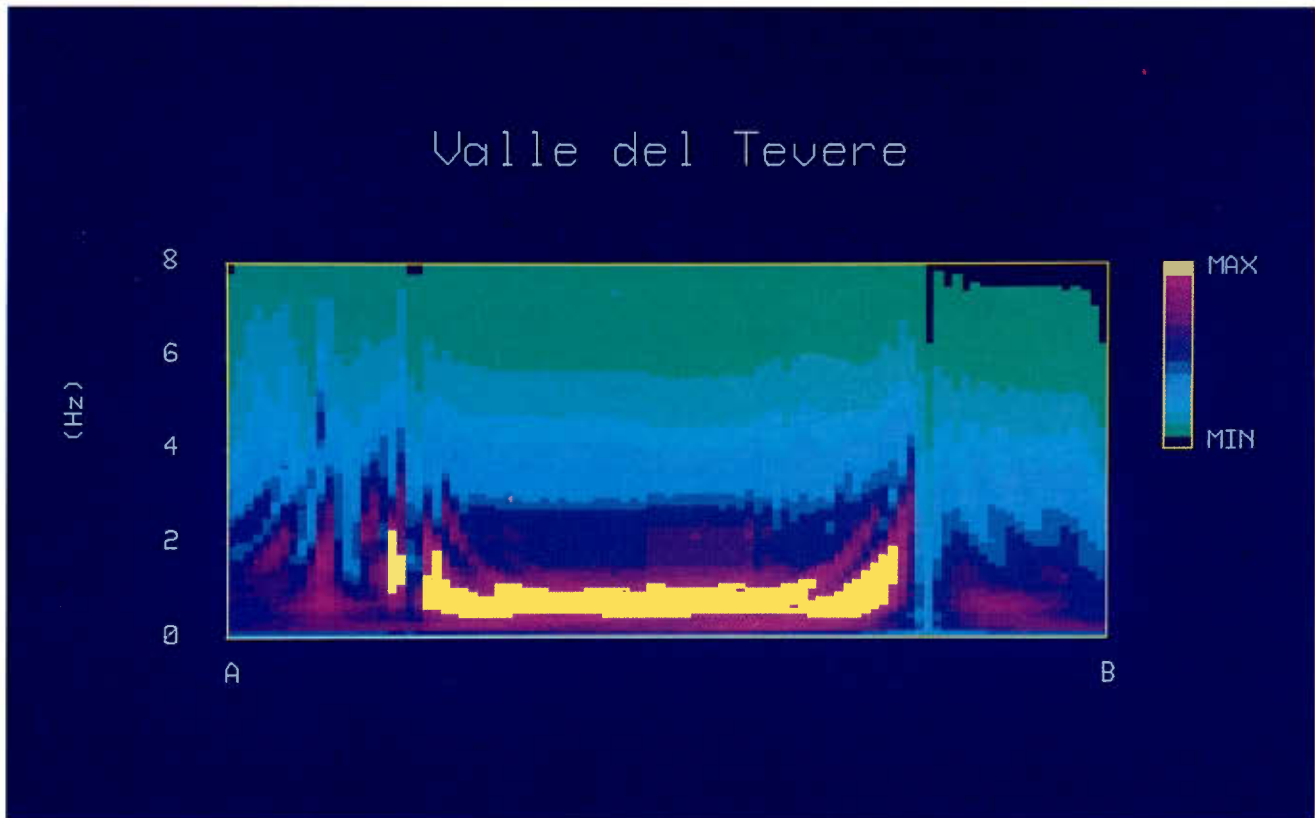


Fig. 7. Andamento dello spettro di risposta di pseudo-velocità con smorzamento del 5%, in funzione della frequenza e della variabile spaziale (A e B rappresentano gli estremi dei profili).  
 La scala dei colori rappresenta le variazioni delle ampiezze: il giallo indica valori dell'ampiezza spettrale maggiori di 10 cm/s, il rosa si riferisce a valori compresi tra 8 e 10 cm/s, approssimativamente.



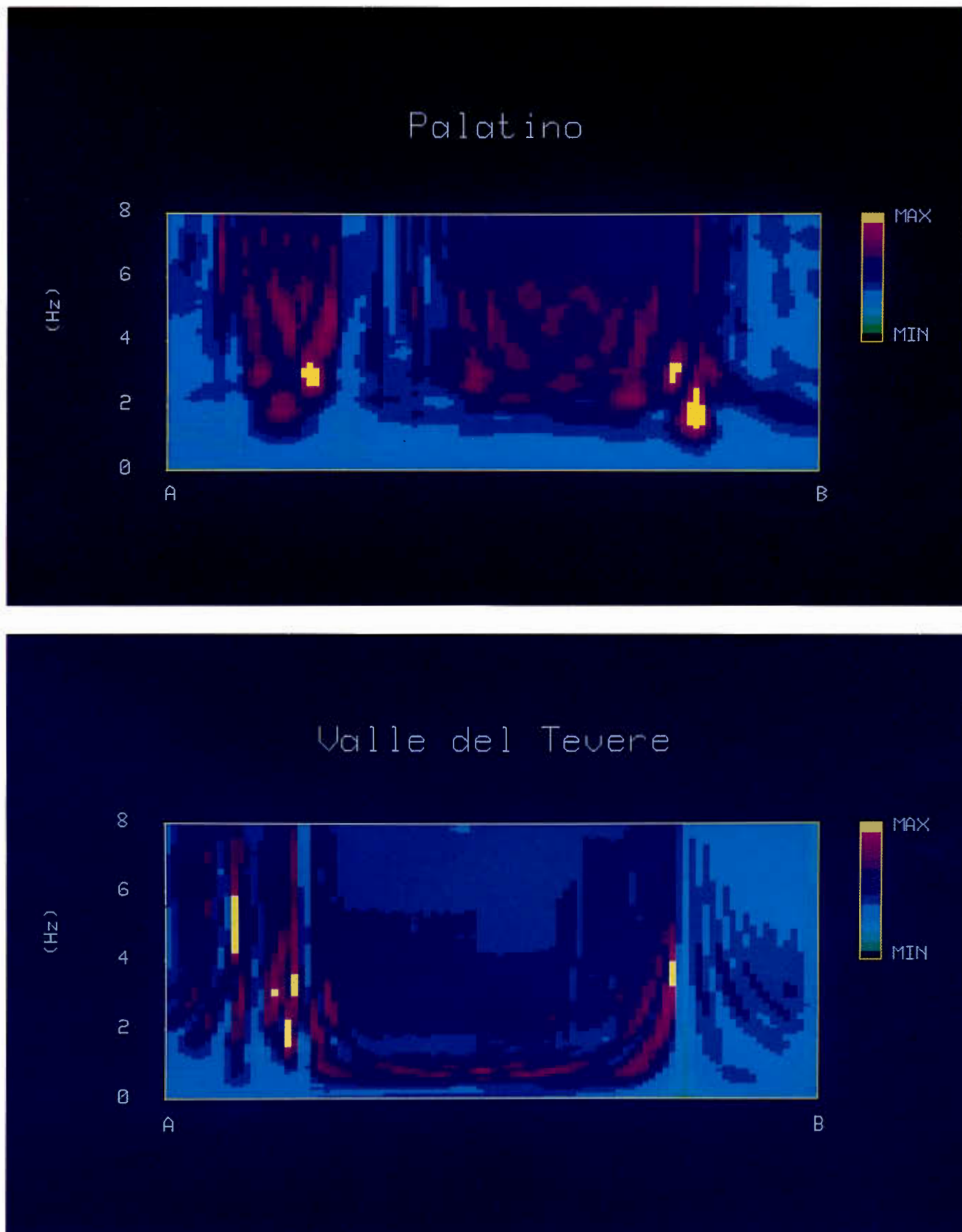


Fig. 8. Andamento delle amplificazioni, rispetto al bedrock, dello spettro di risposta di pseudo-velocità con smorzamento del 5%, in funzione della frequenza e della variabile spaziale (A e B rappresentano gli estremi dei profili).

La scala dei colori rappresenta le variazioni delle ampiezze: il giallo indica valori dell'amplificazione maggiori di un fattore 2, il rosa si riferisce ad amplificazioni comprese tra 1.5 e 2, approssimativamente.

#### 4. - DISCUSSIONE DEI RISULTATI E CONCLUSIONI

Diversi metodi di simulazione del movimento del terreno prodotto da un terremoto possono essere adottati, in teoria, ma non tutti, nella pratica, forniscono indicazioni utilizzabili in ambito ingegneristico. I risultati delle modellazioni devono essere pertanto confrontati con i dati disponibili sulla base di osservazioni sperimentali, in condizioni simili, quanto più possibile, a quelle simulate numericamente, sia per quanto riguarda la geologia di superficie che per magnitudo e distanza dall'epicentro.

Per quanto riguarda la città di Roma, FÄH *et alii* (1993) hanno usato una metodologia basata sulla somma modale e su un modello di crosta stratificata in due dimensioni per simulare un terremoto di magnitudo 6.8 tra 80 e 90 km a est della città.

Lo scopo del nostro lavoro è stato molto simile: ci siamo posti l'obiettivo di modellare il movimento del terreno prodotto da un terremoto di magnitudo 7 a 100 km: ritenendo però poco realistica l'ipotesi di strati piani e paralleli in una regione altamente eterogenea, abbiamo preferito usare una modellazione stocastica che meglio si adatta a simulare le eterogeneità su piccola scala, sia per quanto riguarda le accelerazioni e le decelerazioni della propagazione del fronte di rottura sul piano di faglia, che per le fluttuazioni dei parametri elastici ed anelastici nella crosta, evidenziate dai vistosi processi di *scattering* che caratterizzano le alte frequenze dei sismogrammi.

Inoltre, nella modellazione della propagazione locale sviluppata mediante la tecnica alle differenze finite, abbiamo preferito includere una topografia variabile, convinti che gli effetti topografici siano tutt'altro che trascurabili in molte situazioni tipiche dell'area di Roma, nota come la città dei sette colli.

Per vedere quanto i risultati derivati dai due diversi approcci siano consistenti con quanto osservato sperimentalmente in condizioni analoghe, si sono effettuati dei confronti con le regressioni che governano i parametri del moto in funzione di magnitudo e distanza, per le diverse tipologie di terreni. Per i forti terremoti italiani, SABETTA e PUGLIESE (1987) hanno calcolato le curve di attenuazione del picco di accelerazione e di velocità, per terreni rigidi e terreni sciolti. Nella figura 9 i risultati delle simulazioni numeriche sono con-

frontati con le regressioni basate sui dati osservati. Per l'accelerazione di picco, possiamo osservare che la variabilità dei valori di  $a_p$  riportati in figura 5 ben si accorda con le previsioni di SABETTA e PUGLIESE (1987). Le stime di FÄH *et alii* (1993), poiché ottenute in una limitata banda di frequenze (fino a 4 Hz), risultano sottostimare sensibilmente le osservazioni. Per le velocità di picco, l'accordo tra i nostri valori e quelli della regressione di SABETTA & PUGLIESE è ancora accettabile; FÄH *et alii* (1993) non forniscono valori di velocità nel loro lavoro.

Ancora più interessante è il confronto con i dati della California, in quanto il loro *data set*, a seguito dei recenti terremoti di Loma Prieta (1989), Petrolia (1992) e Landers (1992), risulta particolarmente ricco di accelerogrammi relativi a terremoti di magnitudo  $\approx 7$  registrati a distanze dell'ordine dei 100 km. È da osservare che nel *data set* utilizzato da SABETTA & PUGLIESE questa situazione non è sufficientemente ben vincolata dal punto di vista statistico, a causa del basso numero di osservazioni. A seguito della disponibilità dei nuovi dati, BOORE *et alii* (1993) hanno riconsiderato le leggi di attenuazione dei valori di picco di accelerazione e degli spettri di risposta per la California rispetto a precedenti lavori (JOYNER & BOORE, 1981; BOORE *et alii*, 1988).

Inoltre, la loro nuova classificazione dei terreni prevede 4 diverse classi: una di queste, la classe C, riguarda siti con velocità delle onde di taglio in superficie comprese tra 180 e 360 m/s, situazione che ben si adatta alla geologia di superficie di Roma (si veda la tabella 3).

Abbiamo quindi confrontato i valori delle simulazioni effettuate per la città di Roma, su terreni di classe C, con le regressioni trovate per la California. Nella figura 10 sono mostrati anche i valori stimati per terreni non consolidati da FÄH *et alii* (1993).

Anche per gli spettri di risposta su terreni di classe C l'accordo tra le nostre previsioni e le osservazioni in California è più che soddisfacente.

Concludendo, possiamo dire che i metodi stocastici risultano particolarmente idonei qualora si vogliano simulare i forti movimenti del terreno prodotti da potenziali terremoti. La loro applicabilità in campo ingegneristico sembra essere garantita dal buon accordo trovato tra i risultati delle simulazioni numeriche e le regressioni basate su dati sperimentali.

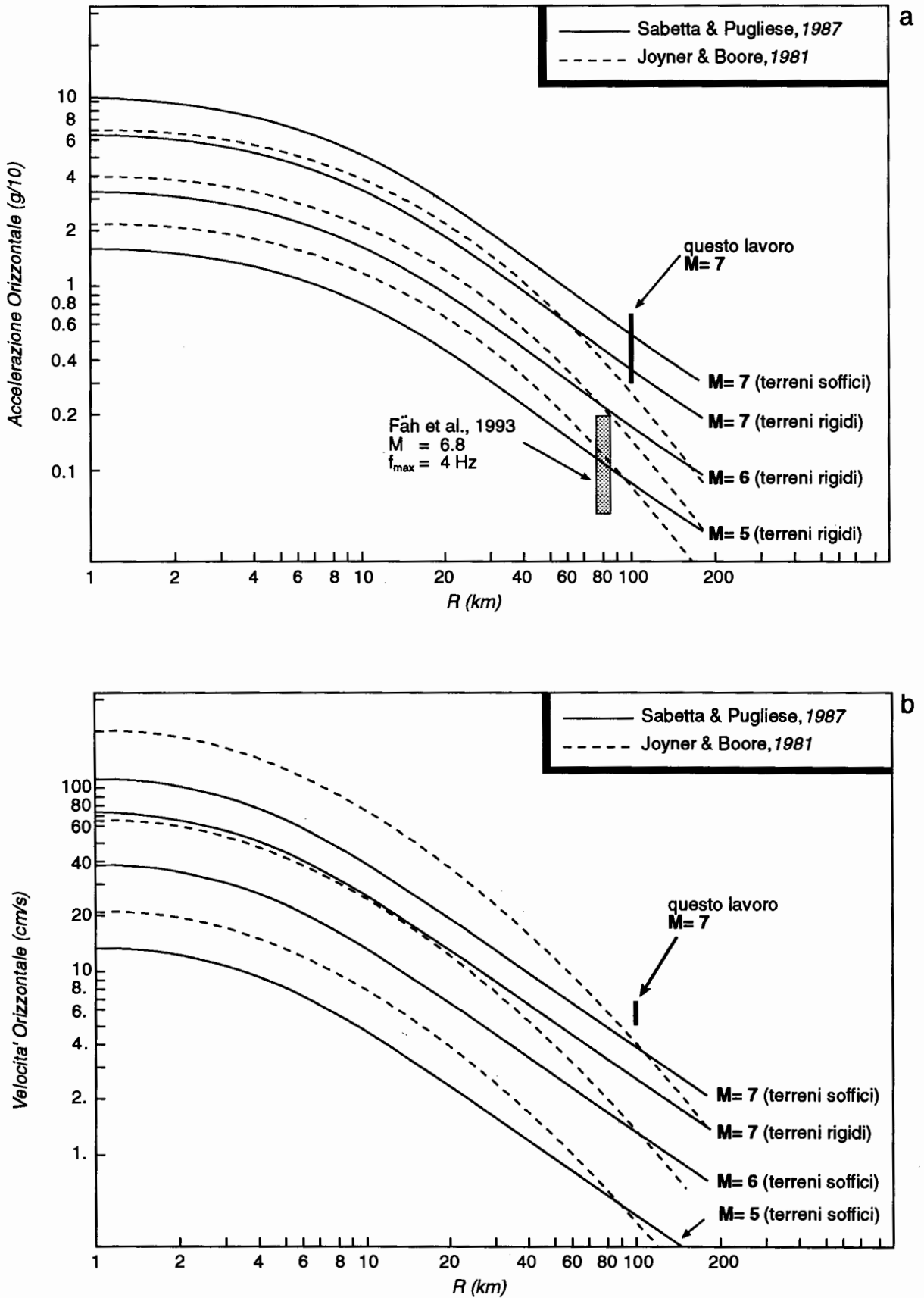


Fig. 9. - Intervallo di variabilità (barra verticale) stimato per il picco di accelerazione (a) e per il picco di velocità (b) attraverso i risultati mostrati in Fig. 5, confrontato con le previsioni basate sulla regressione di SABETTA e PUGLIESE (1987). I risultati di FÄH *et alii* (1993) sono invece rappresentati dal rettangolo nero.

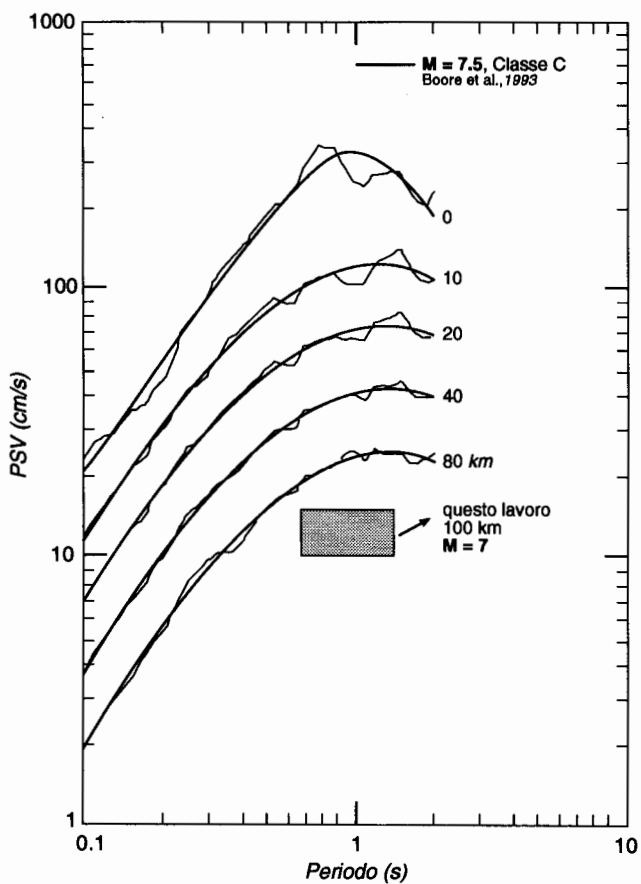
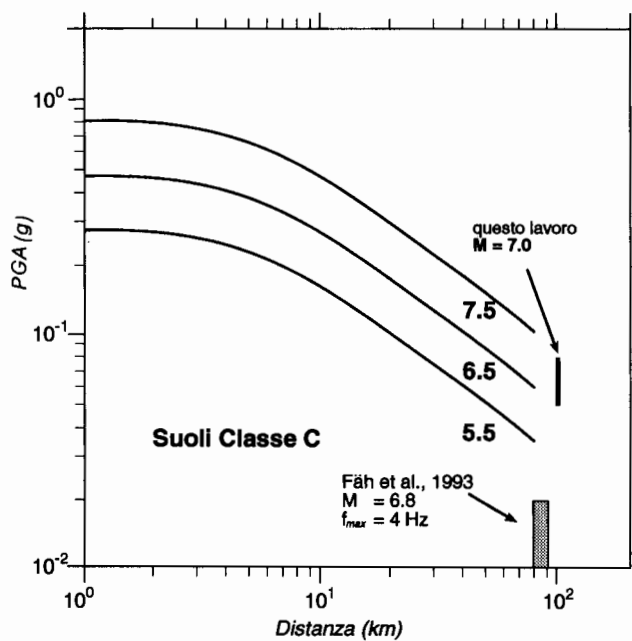


Fig. 10. - Intervallo di variabilità stimato in questo lavoro per terreni soffici nella città di Roma (classe C, nella classificazione di BOORE *et alii*, 1993) per il picco di accelerazione (la barra verticale in a) e per il picco di velocità (il rettangolo in b). Il confronto con le regressioni ricavate per la California è più che soddisfacente.