

VALUTAZIONI DELLA RISPOSTA SISMICA DELLA CITTÀ DI FIRENZE ALLE FORTI SCOSSE DELL'APPENNINO UMBRO-MARCHIGIANO (SETTEMBRE E OTTOBRE 1997)

Braun T. *, S. Donati **, C. Holtz *, L. Malagnini **, B. Palombo **, A. Rovelli **

* Osservatorio Ximeniano, Firenze

** Istituto Nazionale di Geofisica, Roma

Riassunto

I sismogrammi registrati durante la sequenza sismica dell'Appennino Umbro-marchigiano da 3 stazioni sismometriche a larga banda installate nella città di Firenze, su differenti unità litologiche, sono stati utilizzati per una valutazione preliminare della risposta sismica dei sedimenti della valle dell'Arno e dell'effetto topografico sul versante meridionale della collina di Fiesole. Usando la stazione installata ad Arcetri come rappresentativa dell'*input* al *bedrock*, è stata stimata una amplificazione mediamente fino a un fattore 5 in due bande di frequenza centrate su 3 e 6 Hz circa per la stazione di Oltrarno, e fino a un fattore 10 in una banda centrata intorno ai 9 Hz per la stazione di Fiesole. La registrazione di numerose repliche ha inoltre consentito l'uso delle funzioni di Green empiriche per valutare l'entità dello scuotimento del suolo nella città per i forti terremoti della sequenza, le cui registrazioni appaiono saturate sulle fasi di massima ampiezza. Per una magnitudo-momento pari a 6, le simulazioni del moto orizzontale del suolo per le tre stazioni mostrano valori compresi tra 2 e 5 gal per il picco di accelerazione, e tra 2 e 4 cm/s per il picco di velocità.

Nell'ambito di un progetto di ricerca sulla sismicità che interessa l'area di Firenze, l'Istituto Nazionale di Geofisica e l'Osservatorio Ximeniano avevano avviato, nel Marzo 1997, la realizzazione di un *array* di 6 stazioni sismiche nella città. Ogni stazione doveva essere dotata di acquisitore digitale Mars88-FD con sensore a larga banda LE-5s, e lavorare in modalità *trigger*. L'obiettivo del progetto era duplice: da una parte definire con dettaglio le strutture sismogenetiche intorno alla città e studiarne i meccanismi di rilascio; dall'altra, quantificare le variazioni della risposta nell'area urbana attraverso il confronto tra le registrazioni sulle diverse unità litologiche che caratterizzano la geologia superficiale della città.

Il 26 settembre 1997 due di queste stazioni erano già installate in fase sperimentale, e ciò ha consentito di registrare, anche se saturate, le scosse principali della sequenza dell'Appennino Umbro-Marchigiano. Le due stazioni sono ubicate sulla collina di Fiesole e presso l'Osservatorio di Arcetri (Figura 1).

Subito dopo l'inizio della sequenza, una terza stazione è stata installata in Oltrarno, nella zona di Porta Romana, registrando alcune delle repliche più forti contemporaneamente alle altre due stazioni precedentemente installate. Questo *set* di dati, anche se di dimensione limitata, consente di effettuare un utile *test* sulle potenzialità offerte dall'uso di un *array* sismico in area urbana, e di ottenere già alcune stime preliminari sull'entità dello scuotimento in diverse zone della città prodotto dai più forti terremoti dell'Appennino Umbro-Marchigiano che possono interessare l'area di Firenze.

L'ubicazione delle tre stazioni è stata scelta in quanto rappresentativa dei principali caratteri geologici e morfologici della città (Figura 1). La stazione di Arcetri (ARC) è installata su un affioramento delle formazioni della Falda Toscana, che costituisce il *bedrock* dell'area, in una situazione morfologica esente, per quanto possibile, da irregolarità topografiche. La stazione di Porta Romana (PRM) è situata sulle alluvioni oloceniche del Fiume Arno, in un'area dove i sedimenti recenti si trovano in diretto contatto con il substrato roccioso della Falda Toscana: questa situazione geologica è stata probabilmente responsabile dei forti risentimenti a seguito degli eventi che hanno storicamente causato i più forti effetti macrosismici nella città (28 settembre 1453 e 18 maggio 1895, entrambi del VII grado MCS). La stazione di Fiesole (FIE) infine è installata sulle pendici della collina omonima, tra la mezza costa e la sommità, circa 50 m al di sotto della rottura di pendio, con una elevazione approssimativamente di 200 m rispetto alla piana in cui si è sviluppata la città.

La Figura 2 mostra le *time history* di velocità e accelerazione per la componente NS relative a una delle repliche registrate alle tre stazioni (4 ottobre 1997 alle ore 05:51, $M = 3.4$). Le forme d'onda appaiono molto diverse tra loro, riflettendo le diverse situazioni geologiche e morfologiche: ampiezze maggiori e durata prolungata delle oscillazioni di più bassa frequenza (alcuni Hz) su PRM, tipiche delle coperture sedimentarie, e presenza di treni d'onda di alta frequenza (intorno ai 10 Hz) su FIE, che è una chiara evidenza di un forte effetto di diffrazione dovuto alle irregolarità topografiche. La peculiarità della risposta delle stazioni risulta confermata per tutti gli eventi registrati.

Si sono selezionati i due più forti eventi le cui forme d'onda appaiono non saturate ($M=3.4$ e $M=4.0$) e, per quantificare l'entità delle variazioni locali del moto orizzontale del terreno nella città, si sono applicate due diverse tecniche: la prima consiste nel calcolo dei rapporti spettrali delle componenti orizzontali delle stazioni FIE e PRM, usando la stazione ARC come riferimento rappresentativo dell'*input* al *bedrock*; la seconda utilizza invece il rapporto spettrale, per ogni stazione, tra le componenti orizzontali e la componente verticale, ipotizzata in questo caso rappresentativa del moto al *bedrock*. Le forme spettrali sono state smussate con un operatore di *smoothing* che, per ogni valore della frequenza, calcola la media in un intervallo di 0.3 Hz. Entrambe le tecniche forniscono una stima empirica della funzione di trasferimento degli strati più superficiali. La Figura 3 mostra il confronto tra i risultati che si ottengono con le due tecniche. In entrambi i casi viene messa in evidenza per PRM una amplificazione fino a un fattore 5 in un'ampia banda di frequenza, con due picchi a 3 e 6 Hz circa, che potrebbe essere interpretata come una evidenza dell'effetto di bordo della valle, in prossimità della transizione alluvioni-roccia; per FIE l'amplificazione del moto risulta più elevata (un fattore 10) ma più "monocromatica" con un picco intorno ai 9 Hz, che è un andamento tipico dell'effetto topografico di un ripido pendio.

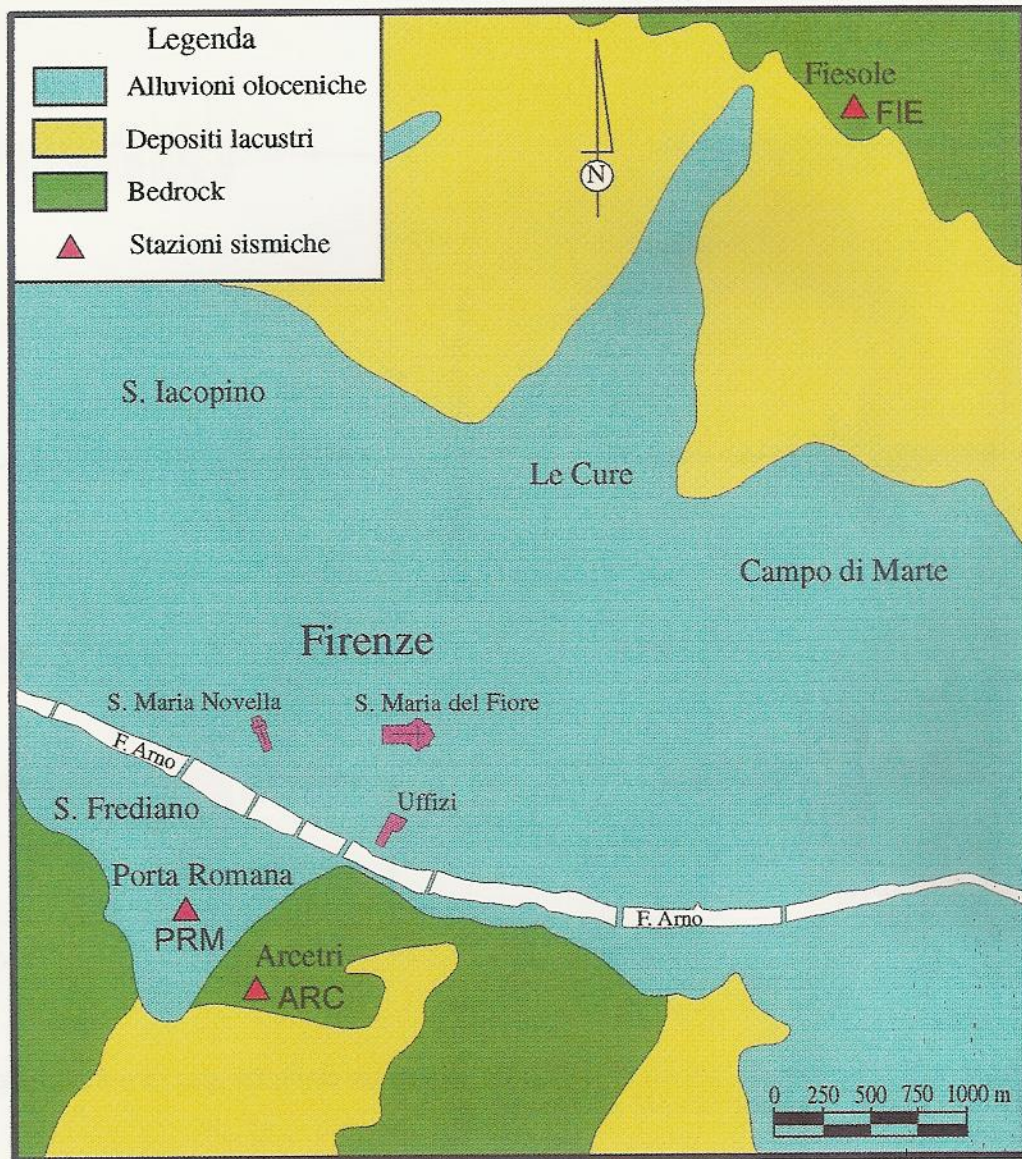


Figura 1. Carta geologico-tecnica della città di Firenze con l'ubicazione delle tre stazioni sismiche che hanno registrato la sequenza dell'Appennino Umbro-Marchigiano del settembre-ottobre 1997.

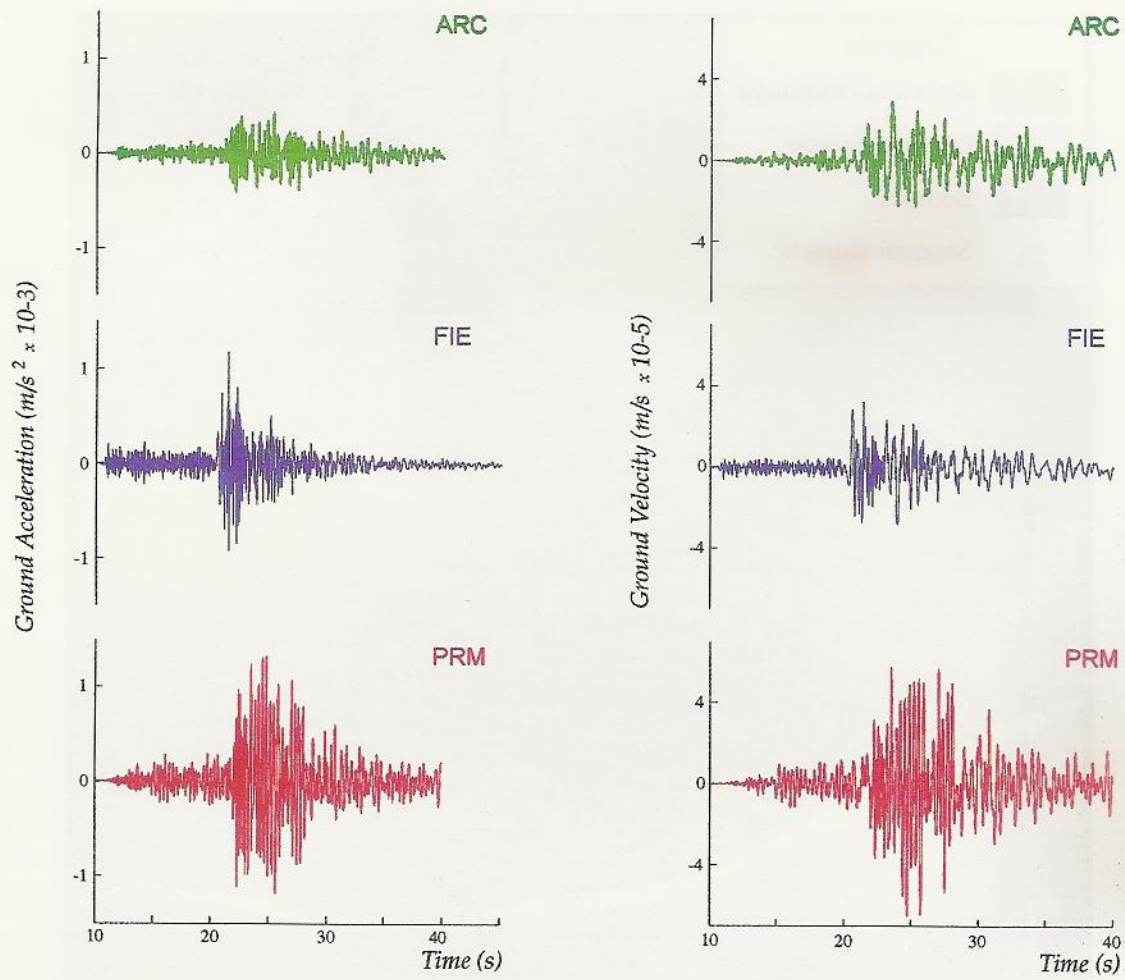


Figura 2. Forme d'onda del moto del suolo registrato dalle tre stazioni installate nella città di Firenze il 4 ottobre 1997 alle ore 05:51.

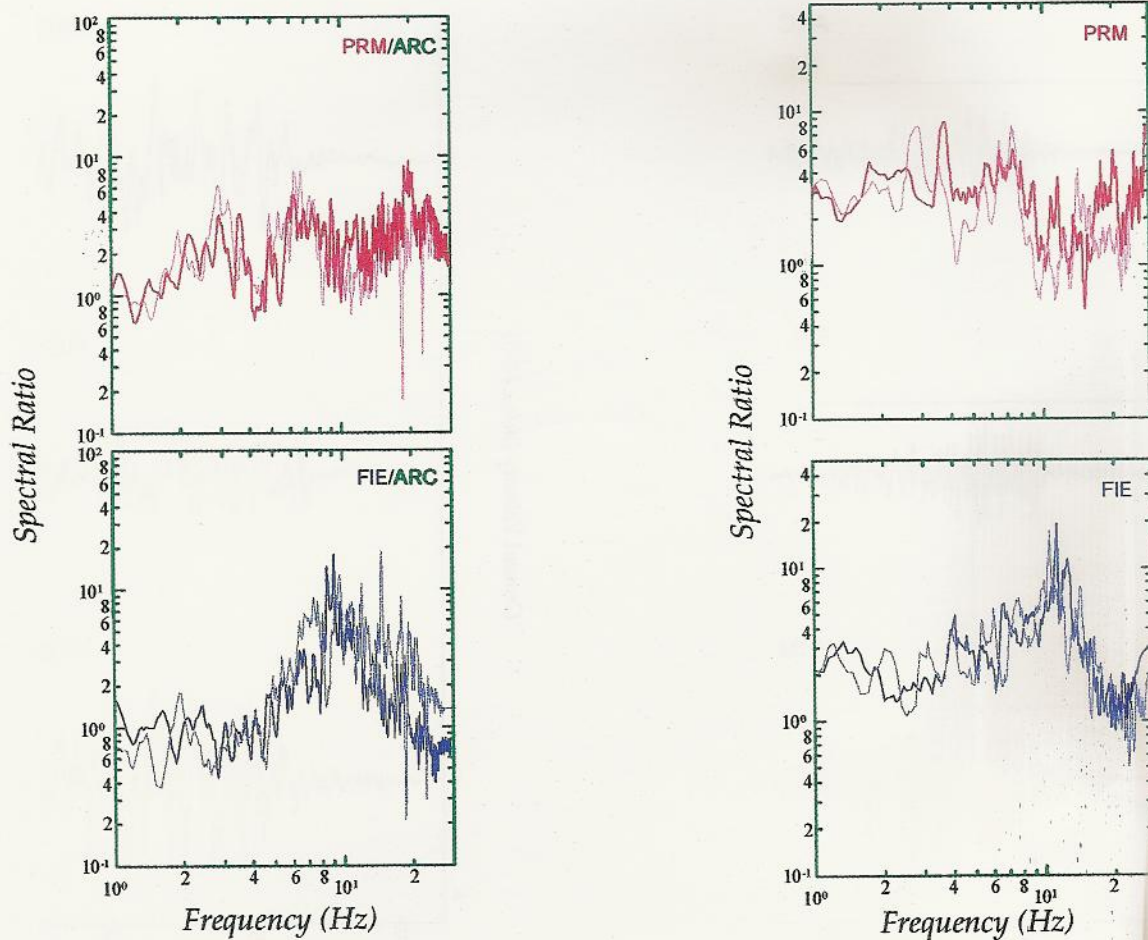


Figura 3. Stime empiriche delle funzioni di trasferimento dei siti PRM e FIE. Sono mostrati a sinistra i rapporti spettrali tra le componenti orizzontali del moto usando la stazione ARC come riferimento e a destra i rapporti tra la componente orizzontale e la componente verticale del moto.

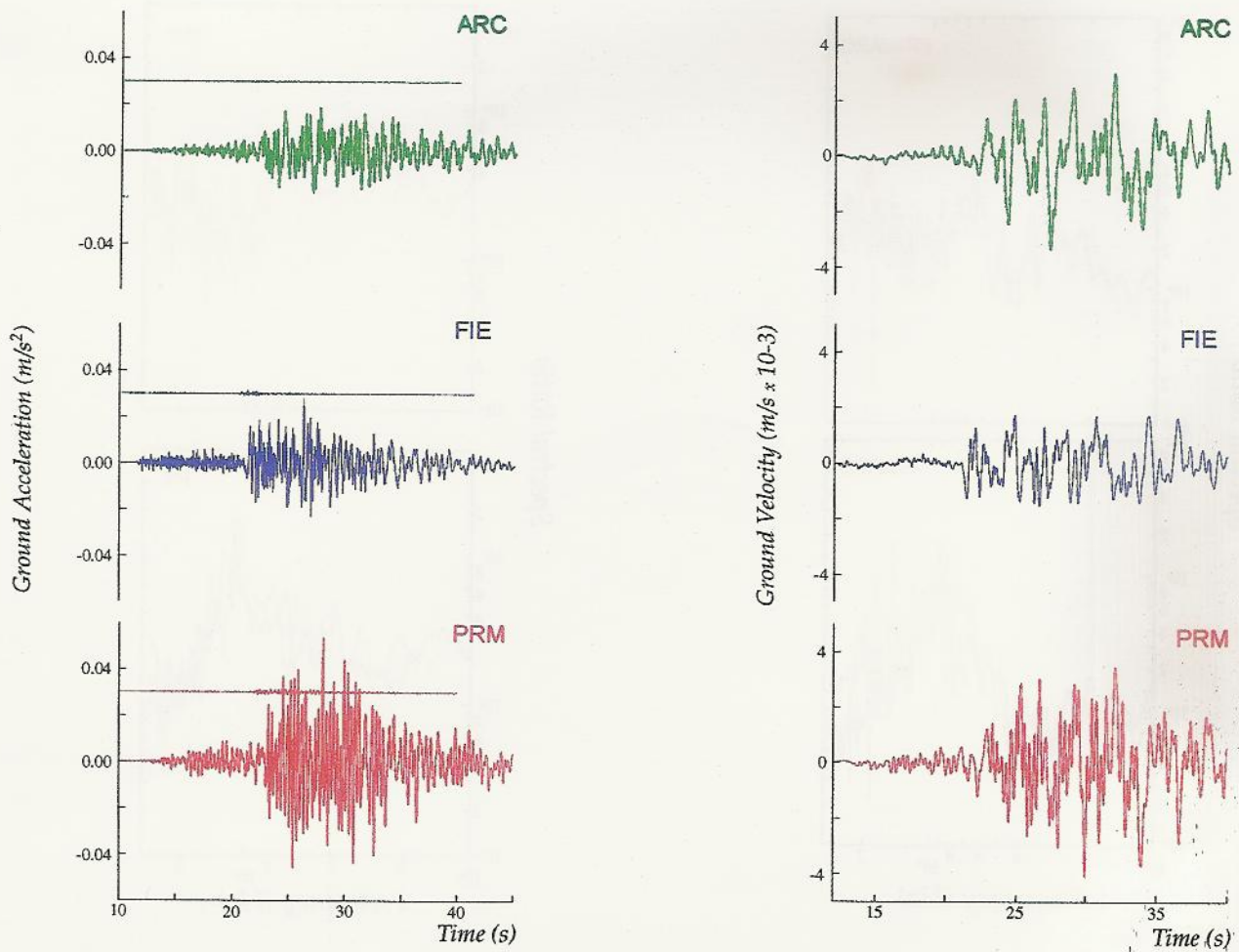


Figura 4. Simulazioni dell'evento del 26 settembre 1997 (ore 11:40) ottenute con il metodo delle funzioni di Green empiriche. Alle accelerazioni simulate è sovrapposta la registrazione dell'evento mostrato in Figura 2, usata come funzione di Green empirica.

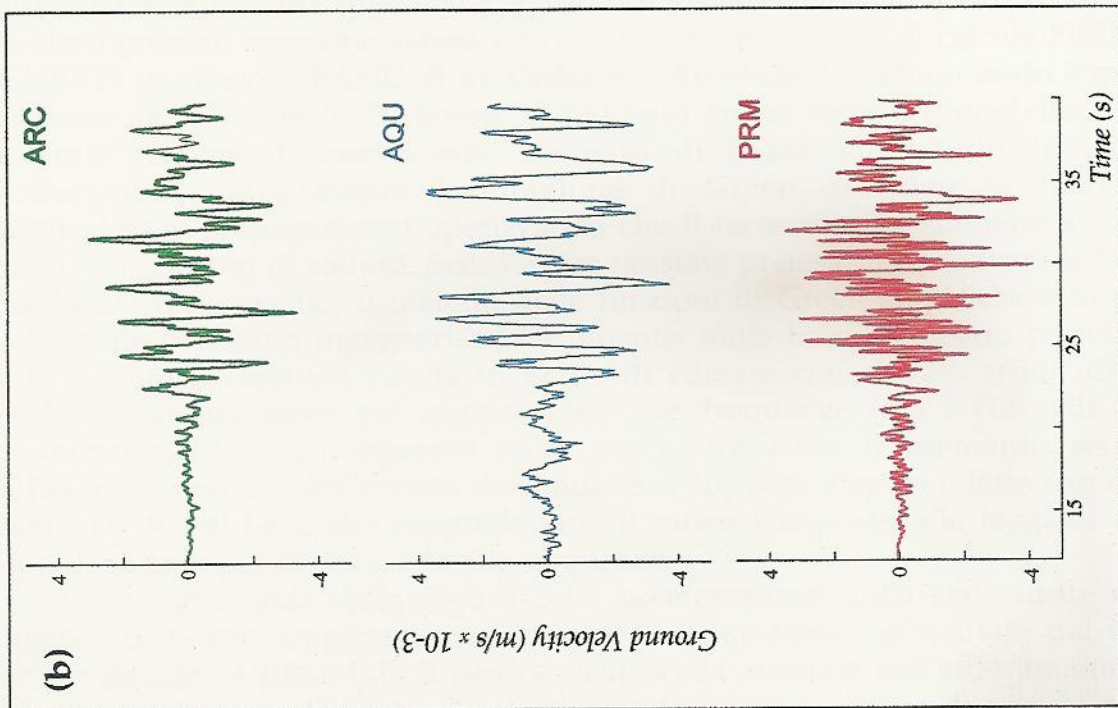
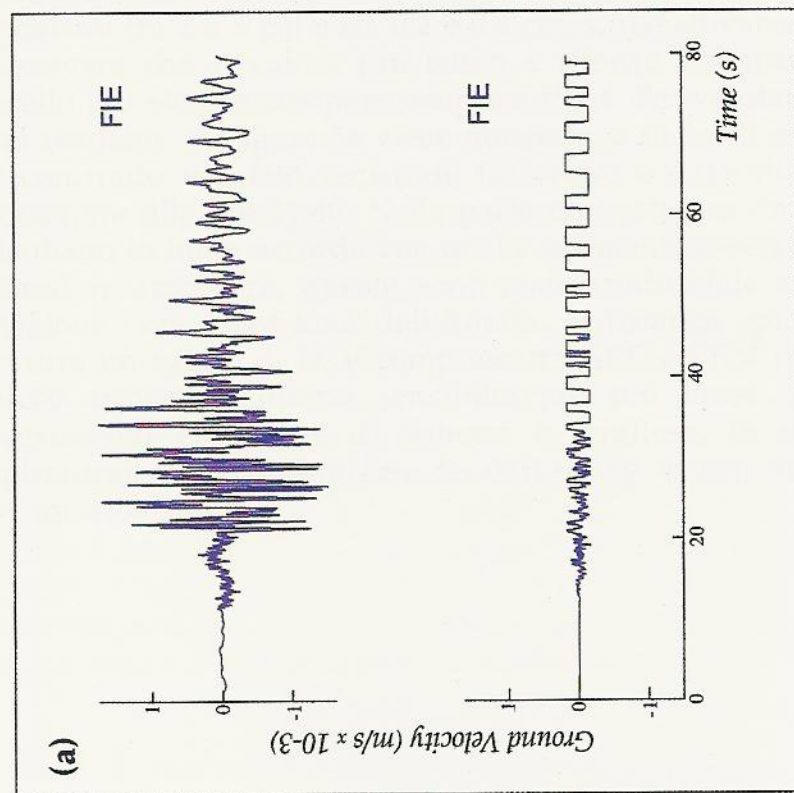


Figura 5. (a) Confronto tra la velocità stimata per la stazione di Fiesole (componente NS) e la registrazione (saturata) del terremoto delle 11:40 del 26/09/97. (b) Confronto tra le simulazioni (stazioni ARC e PRM in Firenze) e la registrazione della stazione a larga banda AQU (L'Aquila) situata a una distanza epicentrale di circa 100 km.

La disponibilità per le tre stazioni di forme d'onda non saturate a magnitudo intermedie ha inoltre consentito l'uso della tecnica delle funzioni di Green empiriche per valutare l'entità dello scuotimento orizzontale del suolo nella città relativo alla massima magnitudo-momento della sequenza ($M = 6$) i cui sismogrammi appaiono saturati. Si sono utilizzati i codici di calcolo SIMFI3 e GENBET3 in versione BASIC di M. Ordaz e J. Arboleda. Il metodo usato è quello proposto da B. Joyner e D. Boore, che si basa su un semplice modello per la somma *random* di sub-eventi. L'evento di bassa magnitudo (preso in accelerazione) rappresenta la funzione di Green del sistema (sorgente infinitesima + propagazione), ipotizzando che il terremoto da simulare abbia lo stesso meccanismo di rottura. Senza avere nessuna pretesa di riprodurre le forme d'onda del forte evento, il metodo delle funzioni di Green empiriche è tuttavia molto utile in campo ingegneristico in quanto, sulla base di quanto pubblicato nella recente letteratura, risulta in grado di stimare con elevata affidabilità le accelerazioni del moto nel campo delle alte frequenze ($f > 1$ Hz). Gli unici parametri richiesti in ingresso nella procedura sono il momento sismico dell'evento minore e dell'evento da simulare, e lo *stress drop* (si è fatto uso di un valore $D_s = 100$ bar), che rappresentano il vincolo imposto alle leggi di scala rispettivamente per le basse e le alte frequenze.

Le forme d'onda della Figura 2 (in accelerazione) sono state usate quali funzioni di Green empiriche per stimare l'accelerazione orizzontale del moto alle tre stazioni. Utilizzando il *particle motion* alla stazione sull'affioramento del *bedrock* (ARC), si è verificato che il sub-evento ha meccanismo di rottura molto simile all'evento da simulare. La Figura 4 mostra il risultato ottenuto per velocità e accelerazione. A magnitudo 6 risultano per le tre stazioni valori oscillanti tra 2 e 5 gal e tra 0.2 e 0.4 cm/s, rispettivamente per PGA e PGV. È da osservare che il valore più basso è riferito sistematicamente a ARC, mentre quello più elevato compete sempre a PRM. Per valutare criticamente l'affidabilità del risultato, in Figura 5a viene mostrato, a titolo di esempio per la stazione FIE, il confronto tra dato registrato (saturato) e dato simulato per l'evento del 26 settembre alle ore 11:40. Nella parte non saturata (fasi P) le ampiezze simulate risultano in buon accordo con quelle realmente osservate. Per quanto riguarda le massime ampiezze, queste sono state confrontate con i valori registrati alla stazione *very broad-band* dell'Aquila, a distanza epicentrale confrontabile, che mostra un valore di PGV compreso tra ARC e PRM (Figura 5b). Tutti i valori di picco trovati risultano sensibilmente più bassi di quanto previsto dalle regressioni empiriche di Sabetta e Pugliese, in un intervallo di distanze epicentrali in cui il *data base* dei dati *strong motion* non è particolarmente ricco di informazioni.