

## 5. PROVE DI BILANCIAMENTO ENERGETICO: ANALISI DEI PARAMETRI DI SORGENTE RELATIVI AGLI EVENTI REGISTRATI DA UNA RETE SISMICA TEMPORANEA IN UMBRIA-MARCHE NEL PERIODO OTTOBRE-NOVEMBRE 1997

*Paolo Augliera<sup>(1)</sup>, Daniele Spallarossa<sup>(1)</sup>, Dino Bindi<sup>(2)</sup>*

<sup>(1)</sup> GNDT c/o DipTeRis, Università di Genova

<sup>(2)</sup> DipTeRis, Università di Genova

### 5.1 Introduzione

In questa relazione presentiamo i risultati relativi ad alcune delle analisi effettuate per la definizione delle sorgenti sismiche degli eventi contenuti nel data base compilato nell'ambito del progetto 6a1 (Struttura e Sorgente della Sequenza).

Le registrazioni analizzate sono relative al periodo tra il 18 ottobre ed il 3 novembre 1997. A partire dal 18 ottobre una rete sismica costituita da 11 stazioni era stata installata nel settore meridionale dell'area epicentrale interessata dalla sequenza umbro-marchigiana. La rete era situata tra Sellano, paese gravemente danneggiato dalla scossa del 14 ottobre 1997 ( $M_S=5.5$ ), e Norcia coprendo un'area di circa 30x30 km. Una copertura aggiuntiva era fornita da altre 4 stazioni poste nella parte settentrionale interessata dalla sequenza. La strumentazione era costituita da 10 sismometri Lennartz Le-3D (5 s and 1 s) equipaggiati con sistema d'acquisizione Mars Lite su dischi magneto ottici da 230 Mbytes e 5 sismometri Mark L-22 3-D (2 Hz) con RefTek 72A per l'acquisizione su un hard disk da 1.0 GBytes. Sono stati registrati circa 2000 terremoti con magnitudo locale maggiore di 2.5. Il dataset oggetto dello studio risulta costituito dalle forme d'onda di 621 terremoti (Fig. 1), cui sono state aggiunte le registrazioni relative alle stazioni più vicine delle reti sismiche regionali (RSM, Osservatorio Geofisico Sperimentale Macerata; RESIL, Regione Umbria - Oss. Bina di Perugia). Per una descrizione più completa del data set e delle metodologie per la compilazione si faccia riferimento a Govoni et al., 1999).

Per le successive analisi gli spettri sono stati corretti per i fattori di attenuazione, senza tenere conto degli effetti di sito locali, mentre uno strumento basato sull'inversione generalizzata GIT (Andrews, 1986; Boatwright et al., 1991; Castro et al., 1990) è in fase avanzata di messa a punto (Bindi et al., 1999). Tale strumento ci permetterà di otte-

---

Contributo dell'UO UNIGE

Dipartimento per lo studio del Territorio e delle sue Risorse, Settore di Geofisica, Viale Benedetto XV, 5, 16132, Genova

Responsabile: M. Cattaneo

Contatto n. 98.03208.PF54

e-mail 1° autore: augliera@dipteris.unige.it

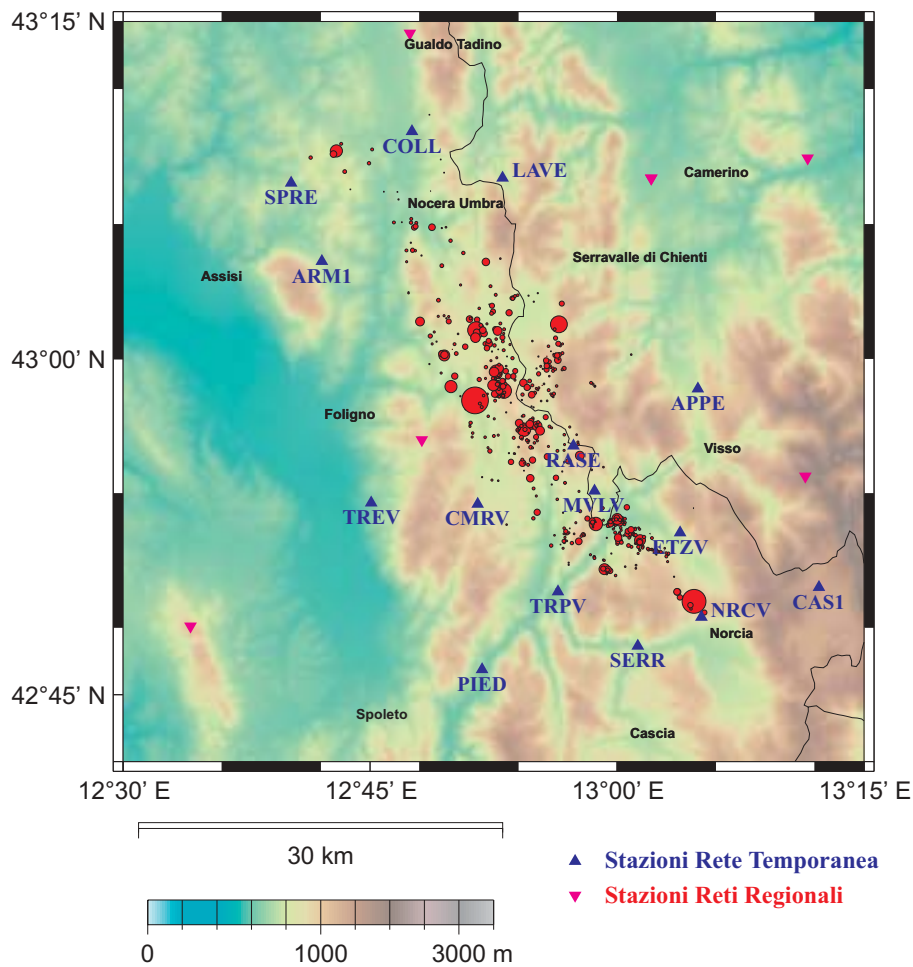


Fig. 1 - Mappa delle stazioni temporanee ed eventi localizzati nel periodo 18 ottobre - 3 novembre 1997 (la figura a colori è riportata in Appendice a pag. 170).

nera stime più affidabili su tutte le stazioni, sia dei parametri di sorgente che degli effetti di sito locali. L'analisi dei parametri sorgente qui presentata è stata effettuata per le 10 stazioni riportate in Tab. 1.

Il tema principale di questo lavoro riguarda il calcolo dei parametri momento sismico, dimensioni della rottura e stress drop degli eventi collezionati nel data base. I risultati vengono presentati sotto forma di relazioni di scala e in particolare nelle relazioni momento sismico in funzione della magnitudo e momento sismico in funzione delle dimensioni della rottura. Questa seconda relazione è confrontata con quella relativa all'ipotesi di self-similarity del processo di rottura (stress drop indipendente dalla magnitudo).

## 5.2 Metodo

Nelle analisi svolte abbiamo considerato gli spettri delle fasi S misurate sulla com-

Tab. 1 - Coordinate stazioni, strumentazione, campionamento (Hz) e tipologie del sito di installazioni (per alcune stazioni il campionamento è variato nel corso della campagna).

<p><b>APPE</b> Appennino  42.9772°N 13.0812°E 800 m LE Marslite MO/230 LE3D/5s 125 Hz  <i>Sito: cemento armato su suolo parzialmente consolidato</i></p>
<p><b>ARM1</b> Armenzano  43.0728°N 12.7013°E 750 m LE Marslite MO/230 LE3D/5s 125 Hz  <i>Sito: sensore sepolto nel terreno</i></p>
<p><b>CAS1</b> Castelluccio  42.8292°N 13.2045°E 1450 m LE Marslite MO/230 LE3D/5s 125 Hz  <i>Sito: sensore su fondazione in cemento armato su roccia</i></p>
<p><b>COLL</b> Colle  43.1687°N 12.7932°E 500 m LE Marslite MO/230 LE3D/1s 125 Hz  <i>Sito: sensore su base in cemento armato posta su materiale di riporto</i></p>
<p><b>LAVE</b> Laverino  43.1333°N 12.8843°E 650 m LE Marslite MO/230 LE3D/1s 125 Hz  <i>Sito: sensore su base in c.a. su riempimento</i></p>
<p><b>PIED</b> Piedipaterno  42.7688°N 12.8627°E 330 m LE Marslite MO/230 LE3D/1s 125 Hz  <i>Sito: sensore su base in c.a. su riempimento</i></p>
<p><b>RASE</b> Rasenna  42.9352°N 12.9573°E 930 m LE Marslite MO/230 LE3D/1s 125 Hz  <i>Sito: sensore su base in c.a. su riempimento</i></p>
<p><b>SERR</b> Serravalle  42.7862°N 13.0217°E 520 m LE Marslite MO/230 LE3D/5s 125 Hz  <i>Sito: su roccia in posto</i></p>
<p><b>SPRE</b> San Presto  43.2933°N 12.6708°E 700 m LE Marslite MO/230 LE3D/1s 125 Hz  <i>Sito: sensore su base in c.a. su roccia</i></p>
<p><b>TREV</b> Trevi  42.8925°N 12.7520°E 360 m LE Marslite MO/230 LE3D/5s 125 Hz  <i>Sito: sensore su base in c.a. su riempimento</i></p>

ponente verticale (trasformando le tracce in spostamento). La scelta della componente verticale è stata fatta per minimizzare gli effetti di amplificazione locale, in accordo con il metodo noto come Receiver Function Technique (Borcherdt, 1970). In Fig. 2 sono riportati i rapporti spettrali calcolati alle singole stazioni.

Gli spettri sono stati corretti per il geometrical spreading  $1/R$ , dove  $R$  è la distanza ipocentrale, e per il fattore di attenuazione legato al  $Q$  (vedi paragrafo relativo). Per questo scopo, è stato calcolato il  $Q$  di coda per alcune delle stazioni in esame (in particolare APPE, PIED, RASE, SERR, TREV per verificare eventuali variazioni azimutali del  $Q$  di coda).

Il valore della magnitudo utilizzata in questo report è quella Wood-Anderson equivalente (vedi paragrafo Magnitudo).

Gli spettri sono stati dapprima valutati visivamente per eliminare eventuali outliers.

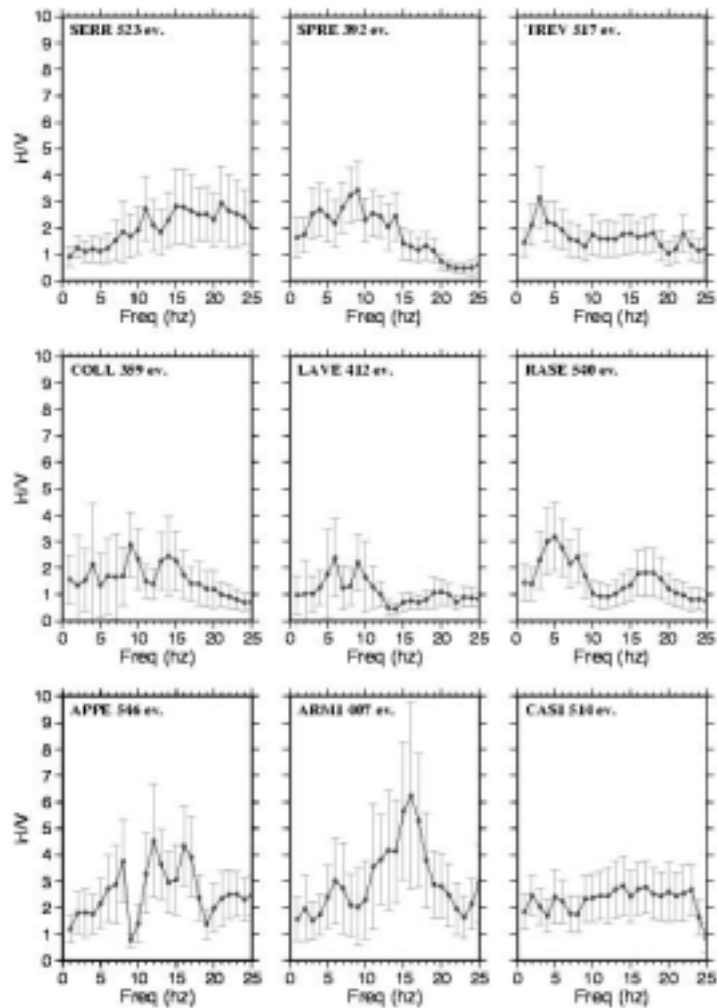


Fig. 2 - Rapporti spettrali per le stazioni utilizzate.

Tale indagine ha mostrato evidenti disturbi alla componente verticale della stazione PIED che è stata completamente esclusa dall'analisi successiva. Per ogni terremoto si è valutato lo spettro che è stato fittato utilizzando il modello  $\omega^2$  (Brune, 1970). In Fig. 3 sono riportati alcuni esempi dell'interpolazione eseguiti sulla stazione APPE per spettri calcolati per eventi con magnitudo da 2.0 a 3.5 con passo 0.5. La procedura di fit è stata applicata a tutto il data set disponibile (9 stazioni con eventi da magnitudo 1.5 a 4.4). Tale operazione porta alla definizione dei valori del livello spettrale a bassa frequenza e della corner frequency da cui si ricavano stress drop e momento sismico.

### 5.2.1 Fattore $Q$

Il fattore  $Q_c$  rappresenta la misura del decadimento temporale dell'ampiezza della coda del sismogramma ed è attribuibile allo scattering ed all'attenuazione intrinseca

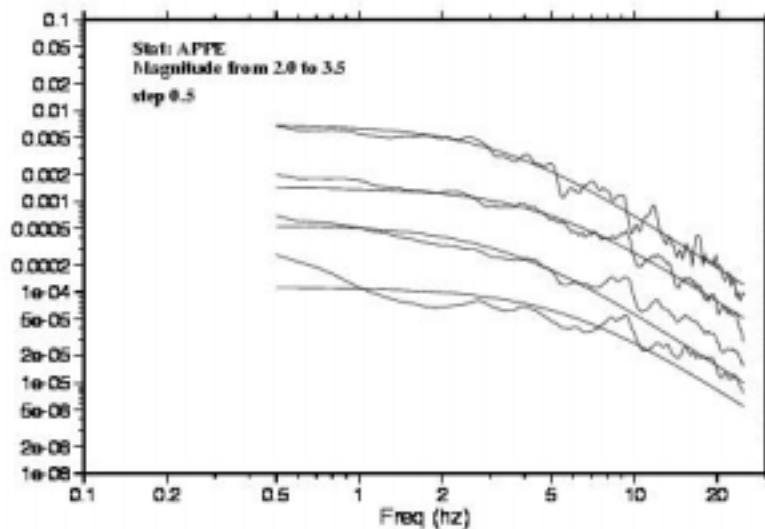


Fig. 3 - Esempio di interpolazione automatica dello spettro di terremoti.

(Beroza et al., 1995). Assumendo il modello di back-scattering singolo (Aki and Chouet, 1975) consideriamo che le onde di coda siano generate principalmente da scattering singolo di onde di volume la cui ampiezza spettrale viene espressa da:

$$A(f,t) = A_0(f) t^{-1} \exp(-p ft/Q_c)$$

ove  $A(f,t)$  è la densità d'ampiezza spettrale per la frequenza  $f$  ed il *lapse time*  $t$  (intervallo di tempo tra tempo origine del terremoto e tempo attuale),  $A_0(f)$  include tutti gli effetti di sorgente e sito per le onde di volume e  $Q_c$  è il fattore di qualità del mezzo. Un fit su scala logaritmica di questa equazione fornisce direttamente una stima di  $A_0$  e  $Q_c$ . Per prevenire gli effetti di differenti *radiation pattern* le finestre temporali analizzate partono ad un *lapse time* maggiore del doppio del tempo d'arrivo della fase S (Rautian and Khalturin, 1978). Per il calcolo di  $Q_c$  filtriamo i segnali registrati ad una data stazione considerando 20 bande di frequenza (da 1 a 20 Hz con passo 1 Hz). La densità d'ampiezza spettrale viene calcolata su 15 finestre mobili di 256 campioni (circa 2 secondi) con sovrapposizione del 50%. Viene inoltre effettuato un *cos-tapering* del 5%. I valori di  $Q_c$  sono stati calcolati per 5 delle stazioni considerate ed il valore trovato viene utilizzato per la correzione degli spettri.

La relazione media ottenuta è del tipo:

$$Q_c(f) = 35.0 * f^{0.8}$$

e non sono state riscontrate forti variazioni azimutali del valore.

### 5.2.2 Magnitudo

Per tutti gli eventi sismici presenti nel data base è stata valutata una magnitudo loca-

Tab. 2 - Relazione Momento Magnitudo (fit per  $1.5 < M_L < 4.4$ )

Sigla Stazione	Relazione del tipo $\text{Log Mo} = a * M_L + b$	St. Dev. a	St. Dev. b
APPE	$\text{Log Mo} = 1.26 M_L + 16.44$	0.01	0.04
ARM1	$\text{Log Mo} = 0.88 M_L + 18.21$	0.02	0.05
CAS1	$\text{Log Mo} = 1.36 M_L + 16.74$	0.02	0.04
COLL	$\text{Log Mo} = 1.19 M_L + 17.30$	0.03	0.07
LAVE	$\text{Log Mo} = 0.98 M_L + 17.72$	0.02	0.04
PIED	problemi su componente Z	—	—
RASE	$\text{Log Mo} = 1.16 M_L + 17.19$	0.02	0.04
SERR	$\text{Log Mo} = 1.09 M_L + 17.09$	0.01	0.04
SPRE	$\text{Log Mo} = 1.10 M_L + 17.56$	0.02	0.04
TREV	$\text{Log Mo} = 1.18 M_L + 17.13$	0.02	0.04

le Wood-Anderson equivalente. A tal fine i segnali sismici sono stati corretti per la risposta strumentale. Successivamente tramite la convoluzione con la risposta teorica di un sismometro Wood-Anderson è stato ottenuto un segnale sismico “sintetico”.

Per ogni evento e per ogni registrazione è stata stimata la massima ampiezza picco-picco delle fase S (~3 s di finestra temporale) sul segnale sintetico. La stima della magnitudo per ogni singola stazione è stata quindi ottenuta utilizzando la seguente relazione disponibile in letteratura (Boore and Joyner, 1984):

$$M_w = \log_{10}(max) + \log_{10}(dx/100) + 0.0031 * (dx - 100) + 3.0$$

dove *max* rappresenta la semi-ampiezza massima (in mm) e *dx* è la distanza epicentrale misurata in km. Per ogni evento infine la magnitudo è stata calcolata come media delle magnitudo misurate sulle singole stazioni, scartando i valori con scostamento maggiore di 2\*sigma rispetto al valore medio.

Il data set in questione può ritenersi completo per magnitudo (Wood-Anderson equivalente) superiori a 2.2; a partire da tale soglia è stato calcolato il parametro b della relazione Gutenberg-Richter che risulta essere pari a 1.09.

### 5.3 Discussione

Il primo risultato dell’analisi riguarda la definizione di una relazione momento sismico-magnitudo per il settore in esame (Fig. 4). Il fit è estremamente valido come si può notare dalle standard deviation riportate in Tab. 2. Non si notano particolari problemi nell’intervallo di magnitudo compreso tra  $M \geq 2$  e  $M \leq 4.0$ . La relazione media trovata è del tipo:

$$\text{Log Mo} = 1.17 M_L + 17.15$$

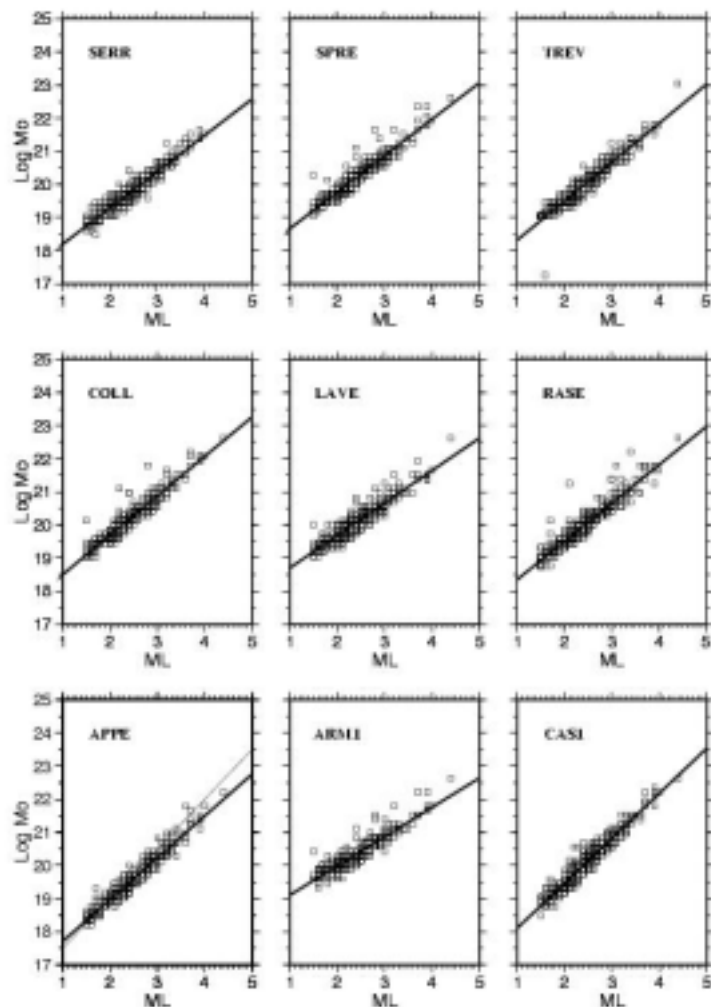


Fig. 4 - Relazione momento sismico - magnitudo.

e risulta valida dunque in questo intervallo di magnitudo. Per gli eventi principali della sequenza umbro-marchigiana, utilizzando i dati riportati in Ekstrom et al. (1998) si estrapola una relazione del tipo  $\text{Log Mo} = 1.51 M_L + 16.03$ .

In Fig. 4 tale relazione è riportata a tratto sottile nel grafico relativo alla stazione APPE. A tratto pieno sono invece riportate le relazioni calcolate nel presente lavoro. Nell'intervallo considerato c'è un buon accordo tra le differenti relazioni. Solo la stazione ARM1 si differenzia rispetto alla media nella relazione  $\text{Mo-M}_L$ , se consideriamo però quanto riportato in Fig. 2 notiamo come questa stazione sia quella maggiormente interessata da un vistoso effetto di sito. In Fig. 5 è riportata la relazione tra dimensione della sorgente e momento sismico. Diagonalmente sono riportate le linee di stress drop costanti per i valori di 10 e 100 Mpa. Per alcune stazioni si notano dei comportamenti anomali. Ad esempio le stazioni ARM1, CAS1, COLL e SPRE sembrano violare la self-simila-

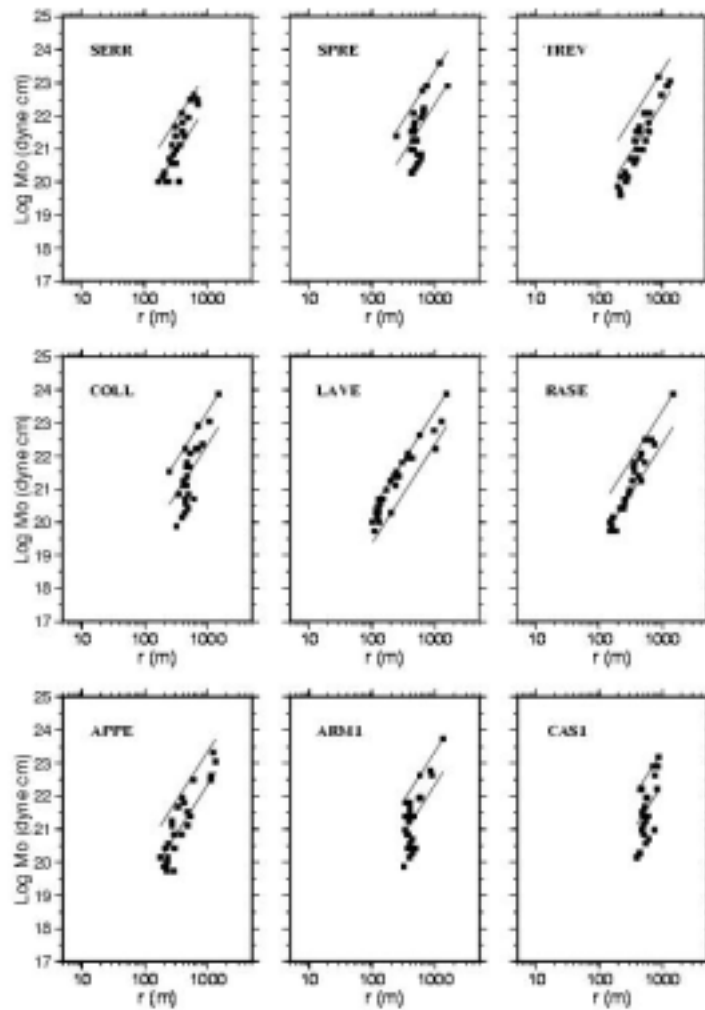


Fig. 5 - Relazione tra dimensione della sorgente e momento sismico. Sono riportate le linee a stress drop costante per i valori di 10 e 100 Mpa.

rità della legge di scala, presentando un valore costante della dimensione della sorgente dell'ordine dei 400-500 m, indipendente dal momento. Per altre stazioni si nota un comportamento interessante, ad esempio si potrebbe ipotizzare una differenziazione per differenti gruppi di terremoti. Tale fatto potrebbe indicare inoltre una zonazione nel valore dello stress drop con differenziazioni in funzione della posizione epicentrale o della profondità dei terremoti. Una simile ipotesi è però ancora da verificare pienamente. Infatti gli effetti di amplificazione locale potrebbero avere mascherato il riconoscimento delle corner frequencies, poichè gli spettri non sono stati corretti per eventuali effetti di sito. Se gli effetti di sito possono invalidare la stima della corner frequency ( $f_c$ ), dato che lo stress drop dipende dal cubo della frequenza (o delle dimensioni della rottura), gli errori sulla misura della  $f_c$  risultano fortemente amplificati. Uno sviluppo ulteriore riguarderà l'utilizzo di differenti metodi per il calcolo della corner frequency. Ad esempio, la durata  $t_s$



della *relative source time function* (RSTF) permette di stimare il raggio della sorgente in maniera indipendente. In un'applicazione di questa tecnica sulle registrazioni effettuate nelle Alpi Occidentali questa metodologia ha evidenziato la possibilità di estendere la self-similarity del processo di rottura sino a magnitudo intorno a 2.0 (Lanza et al., 1999).

**Ringraziamenti.** Grazie a Stefano Parolai (attualmente OGS-Macerata) ed a tutto il gruppo XGUMS (eXperimental Group for Umbria-Marche Seismicity)

### **Bibliografia**

- Aki K. and B. Chouet (1975): Origin of coda wave: source, attenuation and scattering effects. *J. Geophys. Res.*, **80**, 3322-3342.
- Andrews D. J. (1986): Objective determination of source parameters and similarity of earthquakes of different size. In: S. Dag, J. Boatwright and C. H. Scholz (Editors), *Earthquake source mechanism*, American Geophysical Union Monograph 37, 259-267.
- Beroza G. C., A. T. Cole, W. L. Ellsworth (1995): Stability of coda wave attenuation during the Loma Prieta, California, earthquake sequence. *J. Geophys. Res.*, **100**, 3977-3987.
- Bindi D., S. Parolai, D. Spallarossa and P. Augliera (1999): Site effect estimation by means of the Generalized Inversion Technique (GIT). 5th Meeting EEGS, Budapest, H, Sept 6-9, 1999.
- Boatwright J., L. C. Seekins and C. S. Mueller (1991): Ground motion amplification in the Marina. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **81**, 1980-1997.
- Boore D. M. and W. B. Joyner (1984): A Note on the Use of Random Vibration Theory to predict peak amplitudes of transient signals. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **74**, 2035-2039.
- Borcherdt R. D. (1970): Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **60**, 29-61.
- Brune J. N. (1970): Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *Geophys. Res. Lett.*, **75**, 4997-5009.
- Castro R. R., J. G. Anderson and S. K. Singh (1990): Site response attenuation and source spectra of S waves along the Guerrero, Mexico, subduction zone. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **80**, 1481-1503.
- Ekstrom G., A. Morelli, E. Boschi and A. M. Dziewonsky (1998): Moment tensor analysis of the Central Italy earthquake sequence of September-October 1997. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1971-1974.
- Lanza V., D. Spallarossa, M. Cattaneo, D. Bindi and P. Augliera (1999): Source parameters of small events using constrained deconvolution with empirical Green's functions. *Geophys. J. Int.*, **137**, 651-662.
- Govoni A., Spallarossa D., Augliera P. and L. Trojani (1999): The 1997 Umbria Marche Earthquake Sequence: the Data Set of the GNDT-UNIGE, OGS-DINMA, SSN and OGSM temporary networks. Internet: <http://wave.crs.ogs.trieste.it/Umbria97/>
- Rautian T. G. and V. I. Khalturin (1978): The use of the coda for determination of the earthquake source spectrum. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **68**, 923-948.