

## Catalogo dei terremoti CPTI2 – App.1 al Rapporto Conclusivo

**a cura di P. Gasperini** (marzo 2004)

con contributi di R. Camassi, C. Mirto e M. Stucchi

e con la collaborazione di R. Azzaro, F. Bernardini, C. Chiarabba, E. Ercolani,  
I. Leschiutta, C. Meletti, G. Selvaggi e della società SGA

### Introduzione

In questo rapporto sono raccolte le descrizioni dettagliate dei contributi forniti, nell'ambito dell'iniziativa per la redazione della mappa di pericolosità sismica di riferimento, per produrre la versione aggiornata del il Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, detta CPTI2, da utilizzarsi per il progetto.

Il catalogo CPTI2 rappresenta una evoluzione del catalogo CPTI (GdI CPTI, 1999), avendo sviluppato le seguenti modifiche:

**Sezioni ante 1000 e 1000-1980.** Sono state apportate tre modifiche:

- a) per i terremoti della zona etnea è stata ricalcolata la magnitudo macrosismica **Mm**, che già in CPTI veniva calcolato usando una tabella  $I_0/Mm$  ad-hoc, utilizzando questa volta la relazione fornita da Azzaro e Barbano (1997):

$$Mm = 0.37 \pm (0.02)I_0 + 1.14 \pm (0.14)$$

che determina, a parità di  $I_0$ , valori di  $Mm$  inferiori alla relazione usata in precedenza. Successivamente  $Mm$  è stata utilizzata per ricalcolare **Ma** (calibrata a  $M_s$ ) secondo le procedure usate da CPTI;

- b) per tutti i terremoti è stata determinata **Mw**, calcolandola da  $M_s$  (utilizzando il valore medio  $Ma$  di CPTI) con le formule

$$\begin{aligned} Mw &= 0.673Ma + 1.938 & (M_s < 6.0) \\ Mw &= M_s & (M_s \geq 6.0) \end{aligned}$$

- c) per tutti i terremoti è stata determinata una magnitudo denominata **Msp**, utilizzabile come input agevole per l'utilizzo della relazione di attenuazione di Sabetta e Pugliese (1987), con le formule:

$$\begin{aligned} Msp &= (M_s + 0.584) / 1.079 & (M_s < 5.5) \\ Msp &= M_s & (M_s \geq 5.5) \end{aligned}$$

**Sezione 1981-2002.** Questa sezione è stata interamente compilata, sia per estenderla dal 1993 al 2002, sia perchè la sezione 1980-1992 di CPTI era lacunosa.

In particolare sono stati utilizzati i dati di due file di determinazioni strumentali, confrontati e integrati con i dati macrosismici. La determinazione delle magnitudo è illustrata nel seguito. In particolare:

- i) nella Parte 1 vengono descritte le procedure di revisione del catalogo strumentale 1980-2002;
- ii) nella Parte 2 viene descritta la procedura seguita per stimare relazioni empiriche tra le diverse definizioni di magnitudo in modo da ottenere stime omogenee di  $M_w$ ,  $M_s$  e  $M_I$  richieste per l'utilizzo delle relazioni di attenuazione in termini di PGA;
- iii) nella Parte 3 viene descritta nel suo insieme la procedura seguita per integrare i dati macrosismici disponibili e produrre il catalogo CPTI2.

## Parte 1 – Revisione del catalogo strumentale post-1980

Come detto nella introduzione, la sezione post-1980 del precedente catalogo di riferimento per le stime di pericolosità sismica (Gruppo di Lavoro CPTI, 1999) risultava particolarmente incompleta, sia per l'assenza dei dati recenti degli ultimi dieci anni sia per alcune incongruenze, riguardanti la valutazione delle magnitudo, che sono state individuate e risolte solo successivamente alla pubblicazione di CPTI stesso (Gasperini, 2001). A differenza delle altre due sezioni del catalogo (Ante 1000 e 1000-1980), la revisione di questa parte ha richiesto un particolare sforzo proprio per l'esigenza di ricostruire in modo affidabile l'intera sequenza degli eventi occorsi. A questo fine si è fatto riferimento sia alla recente revisione del database strumentale INGV integrato con le principali reti locali (Gruppo di Lavoro CSTI, 2001) sia al Bollettino sismico dell'INGV (INGV, 2003) sia ad *open files* prodotti nell'ambito dei Progetti GNDT "Amato" e "Gasperini". Questi ultimi sono evoluzioni dei primi due database che ne migliorano l'omogeneità e la completezza risolvendo alcuni dei problemi riscontrati nel loro utilizzo.

### **Criteri seguiti per produrre l'open file del progetto GNDT "Gasperini" (CSTI V1.1)**

La necessità di una revisione del Catalogo Strumentale dei Terremoti Italiani 1981-1996 (CSTI) V1.0 (Gruppo di Lavoro CSTI, 2001) nasce sia da alcuni limiti della procedura di localizzazione già segnalati all'atto della pubblicazione del catalogo, sia da una serie di difetti riscontrati, successivamente alla pubblicazione stessa, in occasione di alcuni recenti studi statistici che lo hanno utilizzato (Lolli e Gasperini, 2003; Faenza et al., 2003). Già a suo tempo era stato osservato che la localizzazione in automatico mediante il codice Hypoellipse, era particolarmente inattendibile per terremoti con Gap azimutale elevato avvenuti al di fuori limiti dell'area coperta dalle stazioni sismiche italiane. Per la pubblicazione di CSTI, si era perciò deciso di rimuovere dal catalogo gli eventi con Gap maggiore di 210 gradi e distanza dalla stazione più vicina superiore a 80 km che rischiavano di essere del tutto inattendibili soprattutto riguardo alla stima della profondità. In realtà questa misura cautelativa si è dimostrata non sufficiente ad evitare che un numero relativamente elevato di terremoti (anche se corrispondente ad una percentuale modesta del totale) risultasse mal localizzato. In questi, come anche in altri casi, legati a errori di associazione delle fasi sismiche, sono state osservate errate attribuzioni di magnitudo, anche relativamente elevate per quelle ricavate dalle ampiezze delle stazioni INGV, dovute al calcolo impreciso della distanza epicentrale.

Nell'ambito del citato progetto GNDT è stata quindi formulata una procedura modificata di localizzazione e calcolo della magnitudo che risolve se non tutti, certamente gran parte dei problemi citati.

Rispetto alla procedura seguita nel CSTI V1.0 (vedi Appendice 1), sono state apportate le seguenti modifiche:

- 1) è stata calcolata per ogni evento un'ulteriore soluzione ipocentrale con profondità bloccata a 10 km.
- 2) Il criterio di scelta è stato modificato in modo da prevedere di utilizzare la soluzione a profondità bloccata quando il gap minimo (tra tutte le diverse soluzioni) risultava  $> 180$  gradi e allo stesso tempo la distanza minima era  $> 50$  km, oppure indipendentemente dal gap se la distanza minima era  $> 200$  km.

- 3) nel calcolo delle magnitudo ampiezza  $M_a$  e durata  $M_d$ , sono state trascurate tutte le letture associate a stazioni con un residuo delle onde  $P > 5$  sec in valore assoluto, nella soluzione ipocentrale scelta (per evitare che venissero computate anche le fasi associate erroneamente).
- 4) è stato utilizzato un set di magnitudo Wood-Anderson e WA sintetiche corretto ed integrato rispetto a quello effettivamente utilizzato per il CSTI (vedi Allegato 1).
- 5) sono stati corretti alcuni errori di associazione dei terremoti con le magnitudo locali
- 6) non sono stati rimossi preliminarmente i terremoti con  $\text{gap} > 210$  e distanza minima  $> 80$ .

Con questa procedura modificata, gli eventi localizzati passano in totale dai 48946 di CSTI V1.0 (46764 quelli selezionati con  $\text{gap} < 210$  o distanza minima  $< 80$ ) a 48951 (46802 quelli che sarebbero selezionati con lo stesso criterio). Le magnitudo calcolate invece si riducono da 34999 a 34434 di cui 776 Wood-Anderson (reali o sintetiche), 455 da ampiezze di strumenti RSNC, 32962 da durate e 241 da catalogo ING

Per semplificare le procedure di confronto ed associazione dei dati risultanti dalla procedura descritta con gli altri cataloghi strumentali disponibili è stata prodotta una versione ridotta di CSTI 1.1 limitata agli eventi di interesse per la stima dell'*hazard*. In particolare:

- sono stati selezionati gli eventi ricalcolati con  $M_p \geq 3.8$  e gli eventi di Bollettino INGV con  $M_d$  o  $M_l \geq 3.5$
- le rilocalizzazioni sono state classificate di classe
  - 0) se il  $\text{gap} \leq 180$ , la distanza minima  $\leq 50$  km e lo  $\text{rms} \leq 1.0$
  - 1) se il  $\text{gap} \leq 210$ , la distanza minima  $\leq 200$  km e lo  $\text{rms} \leq 3.0$
  - 2) altrimenti
- le rilocalizzazioni sono state confrontate su base temporale con quelle del Bollettino disponibile sul sito INGV (solo a partire dal 1983)
- per gli eventi associati temporalmente (in genere  $dt \leq 30$  sec con controllo manuale) è stata scelta la localizzazione del CSTI se di classe 0 e 1, mentre se di classe 2 è stata utilizzata quella del Bollettino.
- gli eventi non associati di Bollettino e quelli ricalcolati di classe 0 e 1 (per il 1981 e 1982, in cui non è possibile il confronto con il Bollettino, anche quelli di classe 2) sono stati comunque inseriti
- per gli eventi con localizzazione da bollettino si è calcolato  $M_d = M_{d_{\text{ing}}} + 0.1$ . Inoltre si è posto  $M_a = M_{l_{\text{ing}}}$  per  $M_{l_{\text{ing}}} \geq 4.0$  e  $M_a = M_{l_{\text{ing}}} + 0.26$  per  $M_{l_{\text{ing}}} < 4.0$ . Queste correzioni empiriche sono basate sia su un test di confronto speditivo effettuato sugli eventi comuni tra CSTI e Bollettino, sia sulle evidenze riscontrate da Gasperini (2001). In fine, quando  $M_d \neq 0$  si è assunto sempre  $M_p = M_d$  altrimenti  $M_p = M_a$
- sono state selezionate a questo punto solo le  $M_p \geq 3.8$
- sono stati rimossi i doppi

Sono state controllate le differenze con il file originale di CSTI 1.0: rispetto ad un totale di 351 terremoti del periodo 1981-1996, con  $M_p \geq 3.8$ , che sarebbero scelti da CSTI V1.0, nel nuovo file:

1. 96 hanno parametri variati (84 la sola magnitudo)
2. 17 utilizzano la localizzazione del Bollettino
3. 17 sono stati aggiunti
4. 41 sono stati rimossi.

In totale sono inclusi nel file 310 terremoti con localizzazioni dal database CSTI. Ad essi sono stati aggiunti 960 terremoti tratti dal Bollettino e con magnitudo ricalcolata per un totale di 1270 eventi. Occorre notare che le soluzioni non affidabili inserite per gli anni 1981 e 1982 sono indicate nei *files* con un codice specifico (CSTI (2)) e vanno considerate con prudenza anche per quanto riguarda il calcolo della magnitudo.

Sempre ai fini di un confronto con gli altri *datasets* disponibili, è stata anche eseguita una rilocalizzazione con gli stessi criteri, utilizzando i dati delle letture del Bollettino per il periodo 1997-2002. Fino al 2001, sono stati usati i *datasets* forniti a suo tempo da Massimo Di Bona e Alessandro Amato integrati per il 1999 e il 2000 da alcune reti locali in Abruzzo, Marche e Toscana, mentre per il 2002 sono stati usati i file delle letture disponibili sul sito INGV. La procedura seguita è la stessa descritta per la parte pre 1997, ulteriormente modificata nel modo seguente:

- 1) quando presente, la Md viene sempre preferita alla Ma (sostituisce i criteri 3 e 4 nella subappendice 2)
- 2) per il 1997 e il 1998 sono state inserite magnitudo MI WA sintetiche calcolate da stazioni *Broad-Band*
- 3) sono inserite come magnitudo MI WA sintetiche, quando non presenti nel set precedente, quelle indicate nell'*header* dei *files* delle fasi del bollettino con fonte INGV.

Anche in questo caso è stata effettuata una scrematura degli eventi minori e alcuni adattamenti finalizzati alla integrazione con gli altri set di dati disponibili:

- sono stati selezionati gli eventi ricalcolati con  $M_p \geq 3.8$  e gli eventi di Bollettino con Md o  $M_I \geq 3.5$
- le rilocalizzazioni sono state classificate come in precedenza.
- le rilocalizzazioni di classe 2 sono comunque state scartate mentre le altre sono state confrontate temporalmente con quelle del Bollettino INGV.
- per gli eventi associati temporalmente (in genere  $dt \leq 30$  sec con controllo manuale) la localizzazione scelta è stata quella del Bollettino mentre per la magnitudo è stata mantenuta quella ricalcolata sulla base dei dati utilizzati per la rilocalizzazione.
- gli eventi ricalcolati non associati temporalmente di classe 0 sono stati comunque inseriti
- sono stati inseriti anche tutti gli eventi di bollettino non associati. Per questi si è calcolato come per il periodo precedente  $M_d = M_{d_{ing}} + 0.1$ . Inoltre si è posto  $M_a = M_{I_{ing}}$  per  $M_{I_{ing}} \geq 4.0$  e  $M_a = M_{I_{ing}} + 0.26$  per  $M_{I_{ing}} < 4.0$ . Quando  $M_d \neq 0$  si è assunto sempre  $M_p = M_d$  altrimenti  $M_p = M_a$
- sono state selezionate, a questo punto, solo le  $M_p \geq 3.8$ .
- non sono stati osservati dopponi.

In totale sono inclusi 401 terremoti dal 1997 al 2002 con magnitudo ricalcolata e, tutti escluso uno, con localizzazione da Bollettino.

Può essere utile ribadire qui che, in base a quanto descritto da Gasperini (2001) le magnitudo  $M_p$  così calcolate dovrebbero essere del tutto equivalenti alla definizione di Richter di magnitudo locale  $M_I$ .

### **Note sulla costruzione dell'open file del progetto GNDT "Amato"**

Il catalogo strumentale realizzato in ambito del progetto copre il periodo 1981-2002 e comprende il maggior numero possibile di localizzazioni, magnitudo (durata) e tempi di arrivo di fasi P e S per terremoti avvenuti nella regione Italiana. Il catalogo contiene più di 73,000 terremoti localizzati e più di 700,00 fasi P e 600,000 fasi S registrate sia dalla rete nazionale dell'INGV che dalle principali reti sismiche permanenti regionali e locali (OGS-CRS, Univ. Genova, Resil Umbria, Rete Reg. Abruzzo (SSN), Rete regionale Marche, Univ. Cosenza, reti ENI-AGIP, rete INGV-OV, INGV-CT).

Le localizzazioni sono state ottenute in maniera omogenea usando il codice Hypoellipse. E' stato usato un modello di velocità 1D unico per tutta le regione, ottimizzato per minimizzare i residui delle fasi P. Sono stati usati diversi parametri di peso dei dati in funzione della distanza epicentrale e del residuo delle fasi per ottenere coordinate ipocentrali affidabili.

Per ogni stringa evento viene fornita, oltre ai parametri ipocentrali, la stima degli errori, del valore finale dell'rms di localizzazione, del gap azimuthale e del numero di fasi usate per la localizzazione. Tali parametri sono ovviamente importanti per effettuare selezioni di qualità sui terremoti del catalogo. In particolare per il periodo 1981-1996 sono state usate le fasi e le associazioni del catalogo GNDT 1981-1996. Il catalogo comprende 39723 terremoti registrati a un totale di 467 stazioni. Per il periodo 1997-2002 sono state determinate nuove associazioni degli eventi, consistenti con quelle originarie dei bollettini delle diverse reti. Sono state controllate le associazioni sia prima che dopo la localizzazione verificando i terremoti che avevano valori di residuo superiori ad una predeterminata soglia. Il data set finale di questo periodo comprende 32644 terremoti localizzati, registrati a un totale di 411 stazioni sismiche.

## **Parte 2 – Calcolo di relazioni empiriche e produzione del database di magnitudo**

### **Calcolo delle relazioni empiriche tra magnitudo Mw, Ms, MI e mb**

L'obiettivo del CPTI2 è quello di fornire una stima di magnitudo compatibile con le più diffuse leggi di attenuazione che sono espresse in funzione della magnitudo onde superficiali Ms e della magnitudo momento Mw. Poiché per i dati strumentali recenti è disponibile in genere la sola MI (vedi Sezione 1) occorre stimare relazioni tra questa e le citate Ms e Mw. Nel corso del lavoro si è anche riesaminato il problema in modo più ampio considerando anche le relazioni di Mw e mb con Ms e Mw e di Ms con Mw che riguardano la parte storica del catalogo.

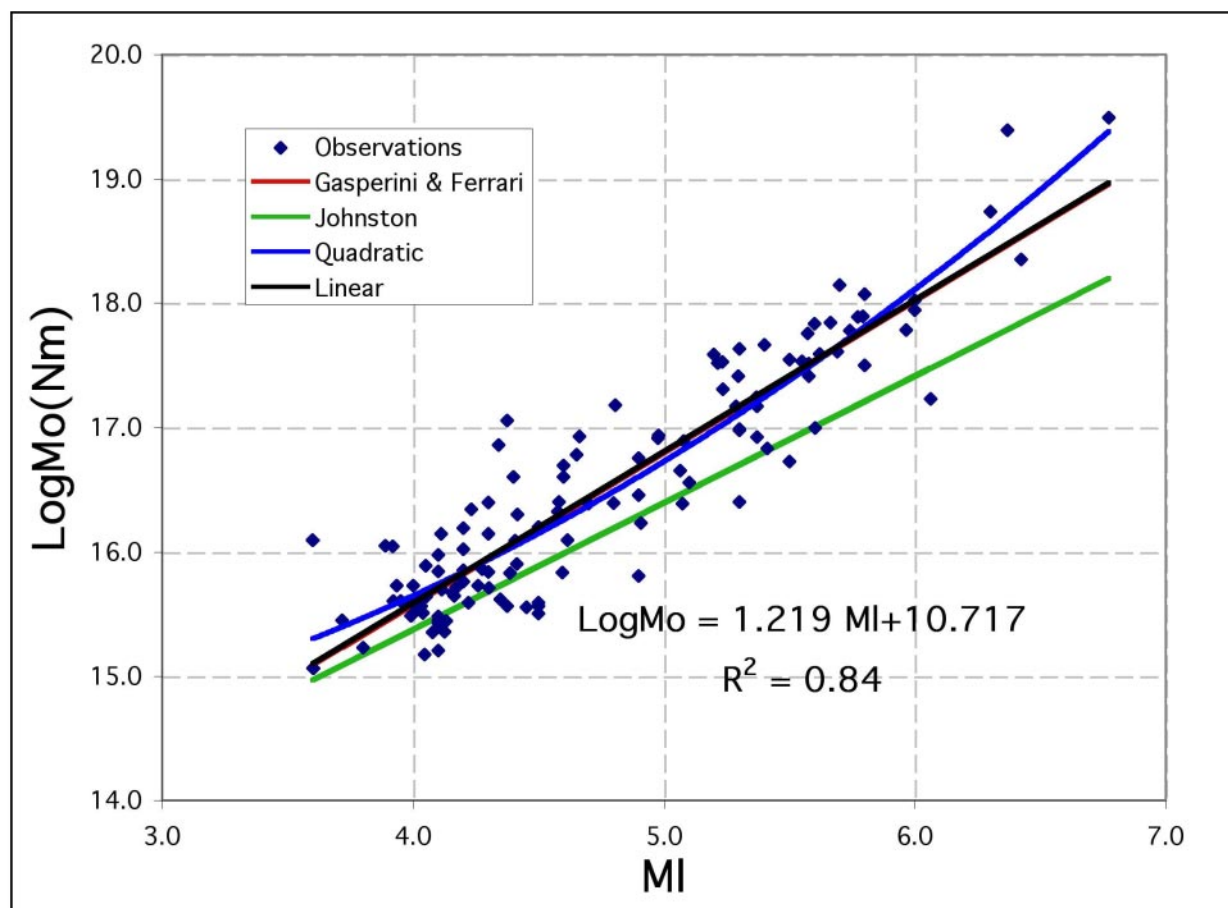
Le fonti di stime di magnitudo considerate attendibili (di cui sia nota cioè con ragionevole certezza la modalità di calcolo) sono, il file (corretto) di Gasperini (2001) per la MI Wood-Anderson (WA) e WA sintetica (vedi sezione precedente e Allegato 1), le MI WA sintetiche dell'INGV (magnitudo fissate nei file di bollettino dal 1997 al 2002), il database di Margottini et al. (1993) per Ms, mb e MI (mB è stata ignorata in quanto non permette un confronto attendibile con le altre definizioni di magnitudo), il catalogo PDE del NEIC (PDE, 2003) e il lavoro di Ambraseys (1990), questi ultimi due, limitatamente a mb e Ms in quanto le MI da essi riportate non sono con certezza magnitudo WA. Per gli eventi duplicati nei vari cataloghi la priorità, per Ms e mb, è data a Margottini et al. (1993) quindi al PDE quindi ad Ambraseys (1990) ed infine, in mancanza, sono stati utilizzati i valori eventualmente indicati sui cataloghi CMT e RCMT, mentre per MI si preferiscono le MI di Gasperini (2001) e dell'INGV quindi quelle di Margottini (non sono mai inserite quelle di Ambraseys e del PDE).

Per quanto riguarda le stime di momento sismico sono stati considerati il catalogo CMT di Harvard (Harvard Seismology, 2003), il catalogo RCMT dell'INGV (Pondrelli et al., 2002), il lavoro di Ambraseys (1990) e 2 stime di origine geologica/geodetica effettuate da (Boschi et al., 1992) per il terremoto di Messina del 1908 e da Ward e Valensise (1989) per quello della Marsica del 1915. Per gli eventi duplicati nei vari datasets la priorità è stata data al catalogo RCMT (158) poi al CMT (49) e quindi ad Ambraseys (11).

Complessivamente i terremoti con magnitudo o momento noti sono 4175 (615 stime di Ms, 2242 di mb, 2256 di MI e 218 di Mo) mentre quelli che dispongono di almeno due diverse stime, e quindi vengono utilizzati per i confronti e le regressioni sono 862 (292 Ms, 851 mb, 659 MI e 218 Mo).

### Momento sismico-MI

Il *dataset* contiene 121 stime di MI associate a momenti sismici. Nonostante quelle calcolate da Gasperini (2001) siano basate su assunzioni leggermente diverse ( $V_0=2080$  anziché 2800,  $H_0=0.7$  anziché 0.8) rispetto a quelle (standard) di Margottini e INGV, la differenza risultante è inferiore a 0.1 unità e quindi può essere in prima istanza trascurata.



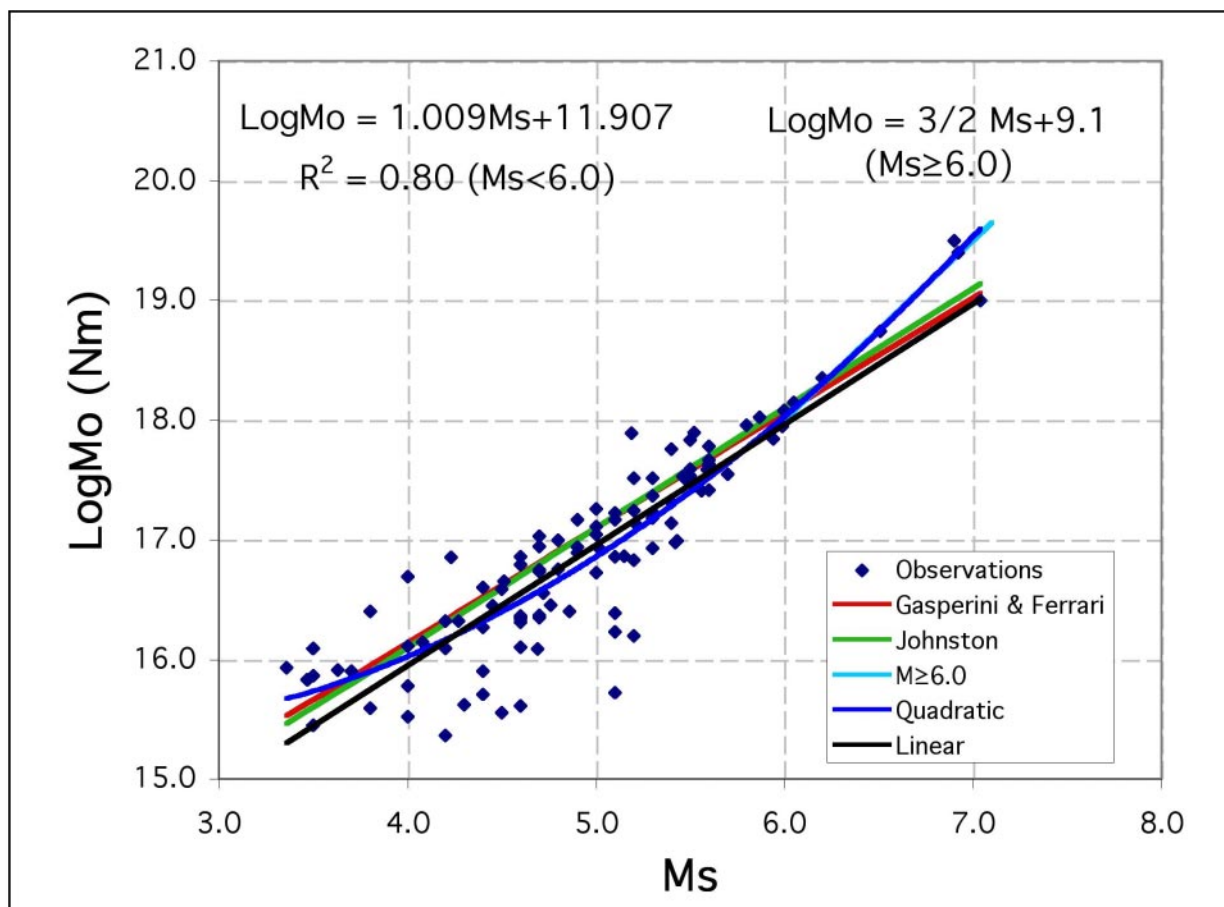
Come si può vedere la regressione lineare con coefficiente  $1.2187(\pm 0.0479)$  ed intercetta  $10.7169 (\pm 0.2305)$  spiega oltre l'84% della varianza (s.d.=0.37) e l'adattamento non è significativamente migliore per una relazione quadratica. Il confronto con una precedente stima prodotta da Gasperini e Ferrari (2000) per l'Italia su un *dataset* molto più esiguo (32 dati) indica un ottimo accordo (la differenza media è 0.1 unità mentre la massima è 0.12). Al contrario la differenza è netta rispetto alla relazione ricavata da Johnston (1996) per le "regioni continentali stabili". Questo è probabilmente da attribuire alla mancanza di controllo sulle modalità di stima di MI da parte di Johnston. In termini di Magnitudo momento la relazione diventa

$$M_w = 0.812(\pm 0.032)MI + 1.145(\pm 0.154) \quad (3.0 < MI < 7.5, \text{ s.d. } 0.25)$$

A rigore, la validità della relazione dovrebbe essere limitata al *range* di magnitudo utilizzate per la sua stima. Tuttavia, è ragionevole comunque estenderla ulteriormente di circa 0.5 gradi ad entrambi gli estremi.

### Momento sismico- $M_s$

Il dataset contiene 109 stime di  $M_s$  associate a momenti sismici.



In questo caso la relazione quadratica fornisce un fit significativamente migliore soprattutto per quanto riguarda gli estremi. Tuttavia l'uso di una relazione quadratica è complessivamente problematico anche per gli effetti indesiderabili che può produrre alle magnitudo basse dove la progressiva riduzione di pendenza con il diminuire della magnitudo non sembra essere un effetto fisicamente giustificabile. Al contrario l'aumento di pendenza alle magnitudo elevate potrebbe essere dovuto a precise motivazioni fisiche. Di conseguenza si preferisce utilizzare la regressione solo per  $M_s < 6$ . Al di sopra di tale valore i dati a disposizione nel nostro dataset sono però insufficienti a vincolare una regressione empirica. Occorre considerare che  $M_s$  viene presa come riferimento dalla definizione di  $M_w$  data da Hanks e Kanamori (1979) ed inoltre esistono lavori (Eckström e Dziewonski, 1988) che confermano la coincidenza tra le due definizioni almeno nell'intervallo tra 6 e 7-7.5. La soluzione più semplice che garantisce anche il rispetto di uno standard internazionalmente accettato e' dunque quello di assumere tale coincidenza. Si noti anche che la regressione stimata conferma l'equivalenza di  $M_s$  e  $M_w$  per  $M_s=6$  ( $\text{Log Mo} \approx 18.0$ )

Per la relazione stimata il coefficiente è  $1.0091(\pm 0.0487)$ , l'intercetta  $11.9070(\pm 0.2433)$ , la varianza spiegata è circa l'80% e la s.d. 0.378. In questo caso il confronto sia con la relazione fornita da Gasperini e Ferrari (2000) per l'Italia che con quella lineare ricavata da Johnston (1996) mostra un ottimo accordo con differenze massime dell'ordine di 0.1-0.2 unità.

In termini di Magnitudo momento la relazione diventa



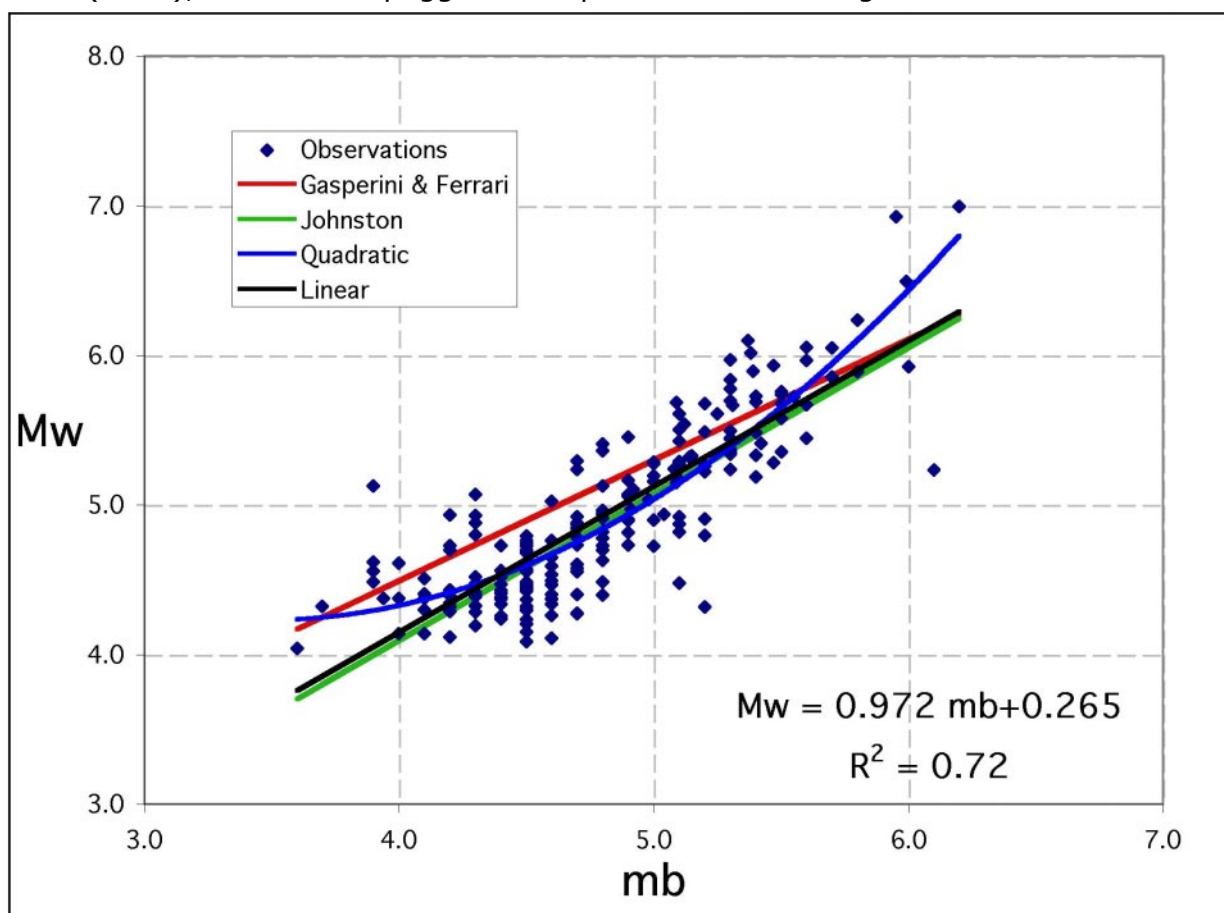
$$M_w = 0.673(\pm 0.032)M_s + 1.938(\pm 0.162) \quad (3.0 < M_s < 6.0, \text{ s.d. } 0.25)$$

Il cui coefficiente per altro coincide quasi perfettamente con il valore (2/3) suggerito sulla base di considerazioni teoriche da (Eckström e Dziewonski, 1988). Come detto invece per  $6.0 \leq M_s < 7.5$  si assume semplicemente  $M_w = M_s$ . In base a queste considerazioni è ragionevole assumere l'inversa della relazione stimata per il calcolo di  $M_s$  da  $M_w$  al di sotto di 6

$$M_s = 1.485 M_w - 2.880 \quad (3.0 < M_s < 6.0, \text{ s.d. } 0.37)$$

### Momento sismico- $m_b$

Il dataset contiene 204 stime di  $M_s$  associate a momenti sismici. Nonostante il maggior numero di dati tuttavia, il fit risulta, come già osservato da Gasperini e Ferrari (2000), nettamente peggiore che per le altre due magnitudo.



Anche in questo caso la relazione quadratica fornisce un *fit* significativamente migliore. Risulta tuttavia evidente che si tratta di un puro effetto numerico legato all'elevata dispersione e al troncamento dei dati, in quanto già per  $m_b$  di poco inferiori a 3.5 la curva tende a crescere al diminuire della magnitudo  $m_b$ . In questo caso una correzione lineare per magnitudo elevate non sembra essere la soluzione migliore, dal momento che  $m_b$  tende a saturare attorno a 6. In effetti, i valori di  $m_b$  superiori a questo limite sono molto rari e spesso legati ad errori di calcolo o a particolari condizioni (ad es. stress drop elevati). Più ragionevolmente, è preferibile limitare l'uso

di questo tipo di magnitudo per la stima del momento a valori inferiori al limite di saturazione (ad es. 5.5).

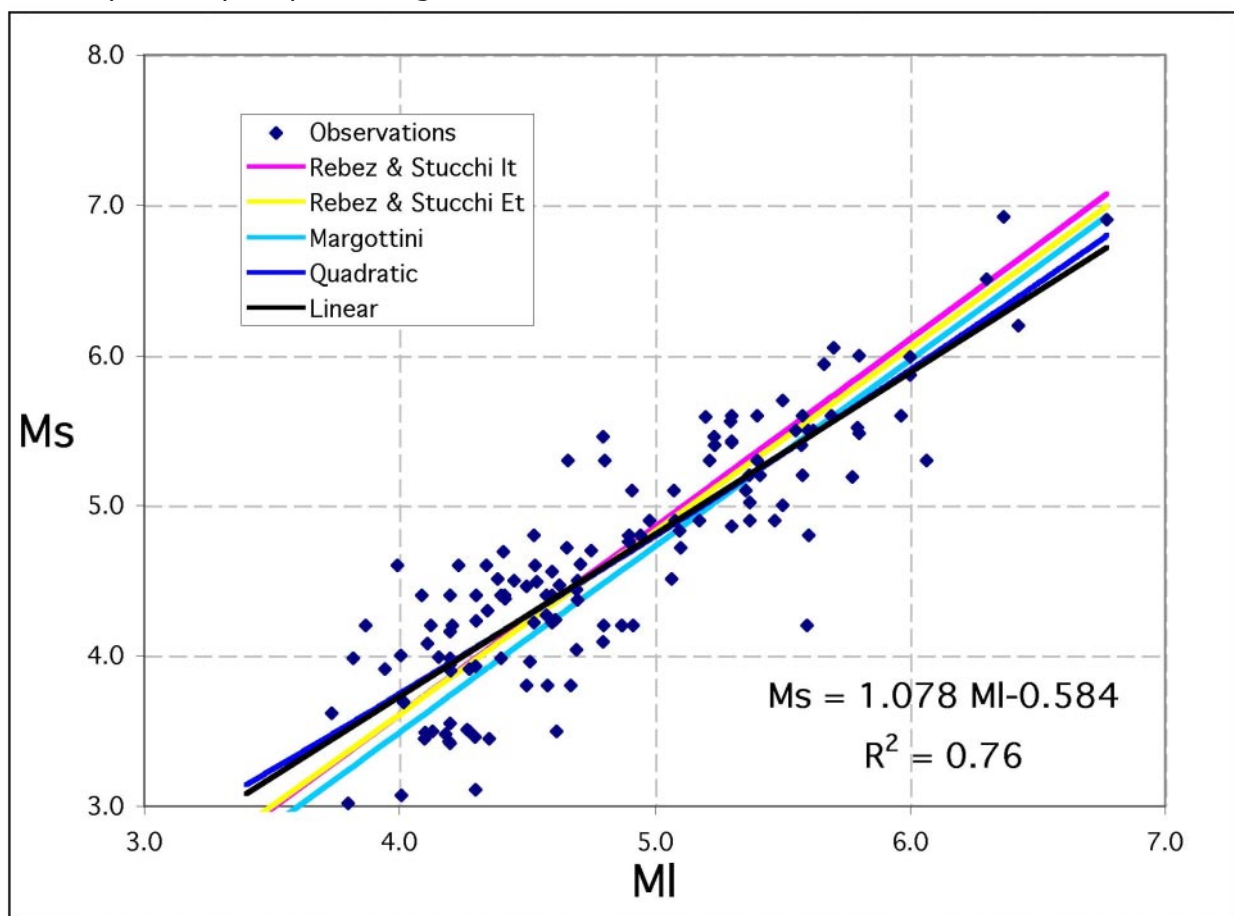
Il coefficiente della relazione lineare vale  $1.4573(\pm 0.0646)$  e l'intercetta  $9.3980(\pm 0.3120)$ , la varianza spiegata è solo il 71% e la s.d. 0.463. In questo caso, il confronto mostra un buon accordo con la relazione lineare di Johnston (1996) ma non con quella di Gasperini e Ferrari (2000). Tale discrepanza può essere giustificata dalla diversa consistenza dei *datasets* usati e dall'elevata dispersione dei dati.

In termini di Magnitudo momento la relazione diventa

$$M_w = 0.972(\pm 0.043)m_b + 0.265(\pm 0.208) \quad (3.0 < m_b \leq 5.5, \text{ s.d. } 0.31)$$

### **Ms-MI**

I dati disponibili per questa regressione sono 130.

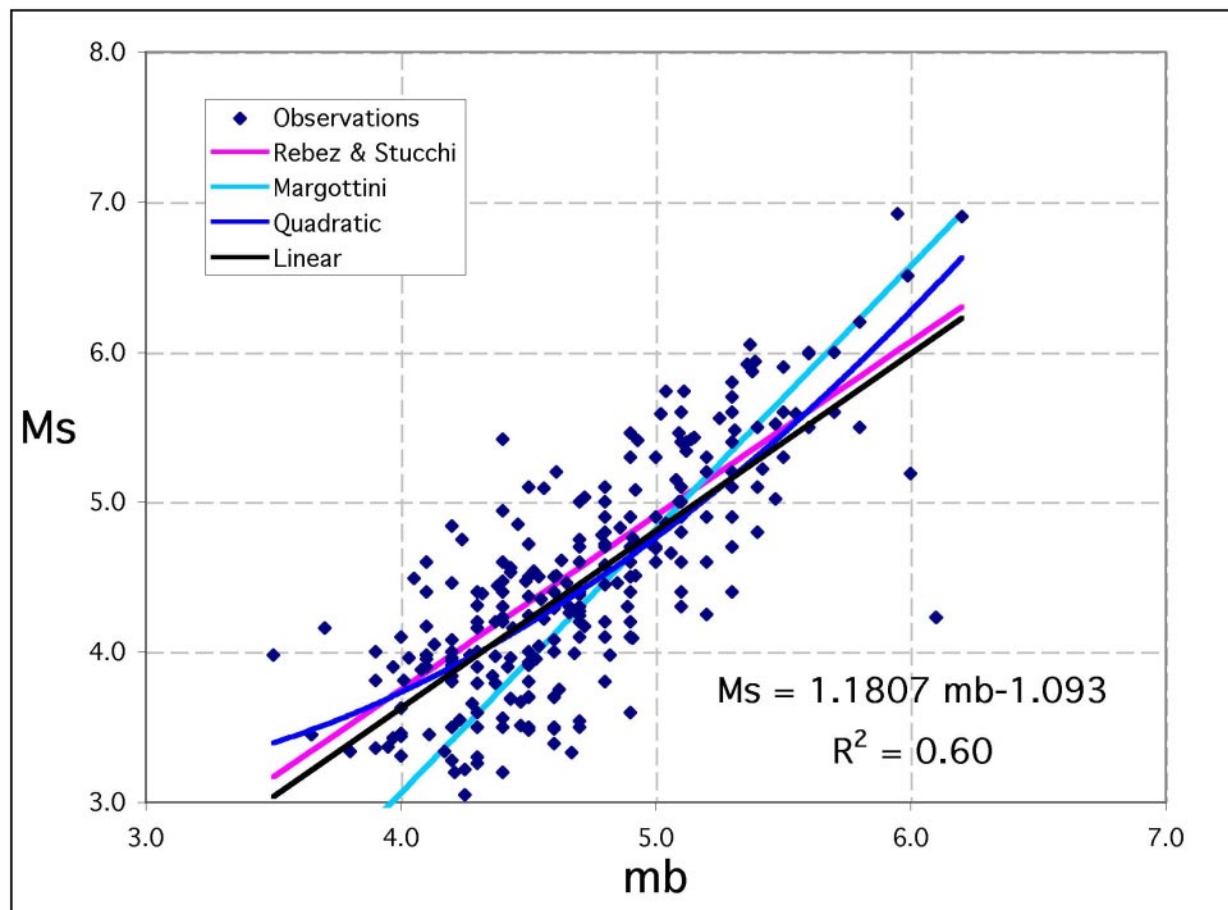


Come si può vedere, la regressione lineare con coefficiente  $1.0787(\pm 0.0529)$  ed intercetta  $-0.5837 (\pm 0.2577)$  spiega circa il 76% della varianza (s.d.=0.40) e l'adattamento non viene affatto migliorato da una relazione quadratica. Il confronto con le regressioni calcolate da Margottini (1993) e da Rebez e Stucchi (1996) per l'Italia (quest'ultima già utilizzata sia per NT4.1 che per CPTI99) indica un discreto accordo (la differenza media è di 0.11 e -0.02 unità rispettivamente). Si noti anche che la relazione ricavata da Rebez e Stucchi per l'Etna è quasi coincidente con quella relativa all'intera area Italiana, almeno nel *range* di magnitudo qui rappresentato (la differenza media è 0.02 unità e la massima 0.08). Si ritiene quindi che non sia necessario ricorrere ad una seconda relazione per l'area etnea.

$$M_s = 1.079M_I - 0.584 \quad (3.0 < M_I < 7.5, \text{ s.d. } 0.40)$$

### ***M<sub>s</sub>-m<sub>b</sub>***

I dati disponibili per questa regressione sono 280.



La regressione lineare con coefficiente  $1.1807(\pm 0.0584)$  ed intercetta  $-1.0930(\pm 0.2779)$  spiega circa il 60% della varianza (s.d.=0.47). Anche in questo caso, anziché inseguire la saturazione di  $m_b$ , è preferibile limitare l'utilizzo della relazione solo per  $m_b \leq 5.5$ . Il confronto sia con la regressione di Margottini (1993) che con quella di Rebez e Stucchi (1996) indica un buon accordo vista anche l'elevata dispersione dei dati. Si propone di utilizzare la relazione

$$M_s = 1.181m_b - 1.093 \quad (3.0 < m_b < 5.5, \text{ s.d. } 0.47)$$

### **Calcolo della magnitudo $M_w$ e $M_s$ per tutti i record del database utilizzato per le regressioni empiriche**

La procedura di calcolo prevede innanzi tutto di assegnare un'incertezza ad ogni stima di magnitudo (anche quelle che non ne hanno una esplicitamente riportata nella fonte) al fine di utilizzare l'inverso del suo quadrato come peso naturale nel calcolo delle medie.

Per quanto riguarda la magnitudo momento è stato effettuato un confronto su un set di 23 momenti stimati indipendentemente da fonti diverse. Lo scarto quadratico medio tra i logaritmi è risultato dell'ordine di 0.27 equivalente ad una differenza dell'80% in termini di momento ed ad uno scarto quadratico medio di 0.18 per la Mw. Si è deciso quindi di assumere tale valore come incertezza associata alle stime di Mw provenienti da meccanismi CMT e RCMT. Per le due stime geologiche è stata invece assunta arbitrariamente un'incertezza di 0.5 in termini di Log Mo (un fattore 3 su Mo) corrispondente a 0.33 in termini di Mw.

Per le altre magnitudo sono stati ricavati i valori delle deviazioni standard medie utilizzando le deviazioni standard riportate da alcune fonti (in genere Gasperini e Margottini). Tali valori sono 0.09 per MI 0.28 per Ms e 0.37 per mb. Per le stime di magnitudo effettuate con poche misure (meno di 10) tali deviazioni globali sono certamente stimatori più attendibili della dispersione della misura che non le deviazioni ricavate per ogni singola stima. Occorre notare però che, per MI, le deviazioni standard utilizzate per questo calcolo si riferiscono quasi esclusivamente alle valutazioni di Gasperini (effettuate utilizzando residui di stazione) e quindi non rispecchiano esattamente le incertezze della stima per le altre fonti. Più realisticamente si è deciso di assumere un'incertezza per le MI di 0.22 unità (circa 2.5 volte la deviazione standard stimata) corrispondente alla deviazione media dei dati di Margottini.

Il valore dell'incertezza associata ad ogni stima di magnitudo può essere assunta pari alla deviazione standard della media delle misure, ovvero alla deviazione standard del campione (determinata come sopra) divisa per la radice quadrata del numero di osservazioni.

L'utilizzo delle regressioni lineari per la stima di Mw e Ms quando non esistono stime dirette, induce un errore di regressione che può essere valutato, almeno in prima approssimazione, pari al valore della deviazione standard  $sd_R$  della regressione. L'incertezza totale della stima indiretta  $e_I$  si potrebbe ricavare sommando la deviazione standard della regressione con l'errore indotto dalla incertezza del valore di partenza  $e_d$  che è pari al prodotto del coefficiente di regressione  $a_R$  con quest'ultima incertezza

$$e_I = sd_R + a_R e_d$$

Tale valore di incertezza però è certamente una sovrastima dell'errore in quanto l'incertezza della regressione è in parte dovuta alle stesse incertezze delle misure che, anche se assunte prive di errore nella regressione, ne sono in realtà affette. Una possibile correzione empirica può essere quella di sottrarre un termine che tiene conto dell'errore medio delle misure pari a  $a_R E_d$  dove  $E_d$  è appunto l'errore medio assunto per le misure.

La mancanza di rigore statistico di queste considerazioni può essere giustificata dal fatto che le stime di incertezza sono utilizzate essenzialmente per la pesatura relativa e non intendono rappresentare una vera e propria valutazione degli errori di misura.

La magnitudo Mw di tutti i terremoti che dispongono di una misura di momento, viene assunta pari alla corrispondente stima diretta con relativo errore, mentre in mancanza di questa viene calcolata la media pesata delle stime indirette effettuate attraverso le regressioni con le altre magnitudo disponibili (Ms, mb, MI). Il peso di ogni stima è assunto naturalmente pari all'inverso dell'errore quadrato, mentre l'errore della media è calcolato come l'inverso della radice quadrata della somma dei pesi. La stessa procedura viene seguita per Ms includendo nella media anche il valore stimato dalla regressione con il momento sismico quando questo è disponibile. In definitiva si è proceduto come segue:

1. La deviazione standard di ogni stima di  $M_s$ ,  $m_b$  e  $M_I$  è assunta uguale alla deviazione standard delle misure relative a tale stima, se disponibile e se il numero  $N$  di misure di magnitudo è  $\geq 10$ . In caso contrario viene fissata uguale alla deviazione standard media dell'intero set per ogni definizione di magnitudo, cioè 0.28 per  $M_s$ , 0.37 per  $m_b$ , 0.22 per  $M_I$ .
2. L'errore di ogni stima è posto uguale alla deviazione standard così ricavata, divisa per la radice quadrata del numero di misure  $N$ .
3. L'errore delle stime indirette di  $M_w$  (da  $M_s$ ,  $m_b$  e  $M_I$ ) e di  $M_s$  (da  $m_b$ ,  $M_I$  e  $M_w$ ) è calcolato come

$$e_i = s_{dR} + a_R (e_d - E_d)$$

dove  $s_{dR}$  vale 0.40 per  $M_s$ , 0.47 per  $m_b$ , 0.25 per  $M_I$  e  $E_d$  vale 0.19 per  $M_s$ , 0.26 per  $m_b$ , 0.21 per  $M_I$ .

4. Se è disponibile una misura diretta,  $M_w$  e relativo errore sono assunti come rappresentativi del terremoto altrimenti essi vengono calcolati come

$$M_w = \frac{w_{M_s} M_{w_{M_s}} + w_{m_b} M_{w_{m_b}} + w_{M_I} M_{w_{M_I}}}{w_{M_s} + w_{m_b} + w_{M_I}}$$

$$erM_w = \frac{1}{\sqrt{w_{M_s} + w_{m_b} + w_{M_I}}}$$

dove  $w_{M_s}$ ,  $w_{m_b}$ ,  $w_{M_I}$  sono rispettivamente gli inversi degli errori al quadrato delle stime indirette di  $M_w$  attraverso  $M_s$ ,  $m_b$  e  $M_I$  se diversi da 0 oppure 0 in caso contrario, e  $M_{w_{M_s}}$ ,  $M_{w_{m_b}}$ ,  $M_{w_{M_I}}$  le stime indirette di  $M_w$  attraverso  $M_s$ ,  $m_b$  e  $M_I$ .

5. Analogamente per  $M_s$ , se è disponibile una misura diretta, il valore misurato e il relativo errore sono assunti come rappresentativi del terremoto, altrimenti essi vengono calcolati come

$$M_s = \frac{w_{M_w} M_{s_{M_w}} + w_{m_b} M_{s_{m_b}} + w_{M_I} M_{s_{M_I}}}{w_{M_w} + w_{m_b} + w_{M_I}}$$

$$erM_s = \frac{1}{\sqrt{w_{M_w} + w_{m_b} + w_{M_I}}}$$

dove  $w_{M_w}$ ,  $w_{m_b}$ ,  $w_{M_I}$  sono rispettivamente gli inversi degli errori al quadrato delle stime indirette di  $M_s$  attraverso  $M_w$ ,  $m_b$  e  $M_I$  se diversi da 0 oppure 0 in caso contrario, e  $M_{s_{M_w}}$ ,  $M_{s_{m_b}}$ ,  $M_{s_{M_I}}$  le stime indirette di  $M_s$  attraverso  $M_w$ ,  $m_b$  e  $M_I$ .

Come già rilevato in precedenza, la procedura per la stima degli errori non è rigorosa in termini statistici e può fornire risultati non del tutto accurati. Ad esempio è possibile, quando il numero di osservazioni è elevato (20-100), che stime indirette forniscano errori (ad es. per  $M_w$ ) nettamente inferiori a quelli delle stime dirette. In questo caso l'errore stimato deve essere considerato con prudenza ma rappresenta tuttavia il corretto segnale di una stima complessivamente molto ben vincolata dalla grande abbondanza di dati. Sono state stimate, entro i *range* di validità delle regressioni, le  $M_s$  per un totale di 3634 eventi e le  $M_w$  per 3633.

## **Parte 3 – Integrazione tra dati macrosismici e strumentali e produzione del catalogo CPTI2**

### **Calcolo delle magnitudo $M_w$ e $M_s$ per gli eventi con dati macrosismici**

È stata predisposta una versione aggiornata del codice Boxer (3.3) che corregge alcuni difetti banali (di formato ecc.) e modifica il procedimento di calcolo della magnitudo per quanto riguarda la pesatura dei dati e il calcolo degli errori associati. Inoltre, sulla base del database di intensità finale e delle nuove stime di magnitudo strumentale (vedi descrizione nelle sezioni precedenti), sono stati calcolati nuovi coefficienti per il calcolo della magnitudo ( $M_w$  e  $M_s$ ) dalla distribuzione dei risentimenti e dall'intensità epicentrale. A questo fine è stato predisposto un nuovo programma (BoxCoef) che verrà presto reso anche di pubblico dominio. Esso utilizza quasi esattamente lo stesso input di Boxer per costruire un nuovo file di parametri di ingresso contenente i coefficienti ricalcolati. Basta infatti rinominare il file (OutParm.dat) prodotto da BoxCoef come InpParm ed utilizzare quest'ultimo come input di Boxer 3.3 (le istruzioni parametriche presenti diverse da quelle relative ai coefficienti vengono tutte copiate da InpParm a OutParm). Per utilizzare BoxCoef è anche necessario che nei record di intestazione di terremoto sia fornita la magnitudo strumentale ed il relativo errore e che il formato record evento (istruzione FORMATE) includa i relativi campi di lettura all'ottavo e al decimo posto.

Rispetto alle modalità utilizzate fino ad ora per calcolo della magnitudo le modifiche riguardano essenzialmente, come detto, lo schema di pesatura e il calcolo delle incertezze. Il peso di ogni osservazione (intensità epicentrale e area dell'isosisma) viene pesata con l'inverso del numero di punti di intensità anziché con l'inverso del logaritmo quadrato di tale numero, come nelle precedenti versioni di Boxer. Inoltre in fase di calcolo dei coefficienti di regressione (programma BoxCoef) tale peso viene moltiplicato per l'inverso dell'errore al quadrato della stima di magnitudo strumentale. Tali i pesi sono normalizzati in modo che la loro somma sia pari al numero totale di osservazioni. Per stimare ragionevolmente gli errori nella fase di ricalcolo delle stime di magnitudo macrosismica, il valore della deviazione standard della regressione viene salvato sul file dei parametri di output unitamente al fattore di normalizzazione del peso in funzione del numero di dati (corrispondente al numero di dati di intensità che corrispondono ad un peso unitario). In tale fase infatti, per pesare le stime effettuate con le aree di risentimento relative a intensità diverse, può essere utilizzato solo il peso legato a tale numero in quanto la magnitudo strumentale ed il relativo errore non sono disponibili per tutti i terremoti.

La varianza di ogni stima di magnitudo macrosismica viene così stimata speditivamente come il prodotto della deviazione standard della regressione al quadrato diviso per il numero di punti di intensità, normalizzato attraverso il fattore calcolato in fase di regressione. La magnitudo macrosismica di ogni evento viene calcolata come media pesata decimata (sono escluse le due code del 20%) delle stime relative a aree di risentimento per intensità diverse e l'errore come radice quadrata dell'inverso della somma dei pesi (limitata alle stime utilizzate nella media decimata).

L'assunzione più critica di questo procedimento è che la stima della varianza globale del dato sia pari o almeno proporzionale alla varianza della magnitudo strumentale divisa per il numero di dati di intensità dell'osservazione, normalizzato al numero di dati che corrisponde ad una osservazione media per il campione utilizzato. Si tratta di un metodo empirico che rispecchia criteri ragionevoli ma mancante di

rigore statistico. Tuttavia la sua applicazione ai fini della pesatura delle diverse stime permette di migliorarne l'affidabilità in quanto "emargina" dal calcolo le stime meno affidabili (basate su magnitudo molto incerte o su aree di risentimento con pochi punti).

Le relazioni empiriche sono state ricavate indipendentemente sia per Mw che per Ms. Rispetto alle precedenti versioni di Boxer, che utilizzavano le regressioni calcolate da Gasperini e Ferrari (2000), sono state variate le classi di raggruppamento delle intensità. Grazie al più elevato numero di dati rispetto al citato lavoro è stato possibile trattare separatamente le classi intermedie anche per le intensità basse. Inoltre sono state calcolate regressioni valide anche per le classi VIII-IX e IX, precedentemente non utilizzate in quanto ritenute non affidabili. Analogamente al precedente lavoro di Gasperini e Ferrari (2000) è stata utilizzata la legge empirica derivata da Sibol et al. (1987)

$$M = a + bI_0^2 + c\text{Log}_{10}(AI) \quad (1)$$

dove  $AI$  è l'area del cerchio di raggio  $RI$ , corrispondente alla distanza epicentrale media decimata dei punti di intensità  $I$ . Coerentemente con la procedura precedentemente adottata, è stato rimosso il termine in  $I_0$  quando, dal test di analisi della varianza (ANOVA), il relativo coefficiente risulta non significativamente diverso da 0 (ciò accade per le classi maggiori di VII-VIII per Mw e di VIII per Ms). I coefficienti stimati da utilizzare rispettivamente per il calcolo di Mw e Ms sono riportati nelle Tabelle 1 e 2 .

Tabella 1						
Coefficienti della relazione di Sibol et al. (1987) per Mw						
I	N	a	b	c	r.m.s	R <sup>2</sup>
Felt	33	3.162 ± 0.297	0.023 ± 0.003	0.049 ± 0.018	0.31	79.0
II	93	2.688 ± 0.168	0.020 ± 0.002	0.066 ± 0.010	0.33	82.3
II-III	63	2.661 ± 0.159	0.025 ± 0.002	0.055 ± 0.010	0.30	86.5
III	249	2.660 ± 0.092	0.023 ± 0.001	0.064 ± 0.006	0.34	82.6
III-IV	147	2.637 ± 0.125	0.025 ± 0.002	0.062 ± 0.008	0.34	80.2
IV	287	2.655 ± 0.080	0.022 ± 0.001	0.074 ± 0.005	0.32	85.1
IV-V	141	2.865 ± 0.151	0.026 ± 0.002	0.059 ± 0.011	0.38	74.8
V	183	2.943 ± 0.101	0.021 ± 0.001	0.080 ± 0.008	0.31	83.4
V-VI	67	3.625 ± 0.150	0.021 ± 0.003	0.046 ± 0.015	0.32	76.5
VI	92	3.547 ± 0.120	0.023 ± 0.002	0.048 ± 0.009	0.32	81.8
VI-VII	54	3.658 ± 0.173	0.020 ± 0.003	0.058 ± 0.014	0.31	80.4
VII	55	3.915 ± 0.188	0.017 ± 0.004	0.076 ± 0.016	0.28	83.1
VII-VIII	26	4.222 ± 0.228	0.013 ± 0.004	0.089 ± 0.020	0.24	87.2
VIII	20	4.307 ± 0.327	0.014 ± 0.005	0.092 ± 0.023	0.21	87.4
VIII-IX	8	5.780 ± 0.261		0.113 ± 0.031	0.24	68.8
IX	8	5.545 ± 0.353		0.166 ± 0.051	0.26	63.8

Parallelamente sono anche state ricalcolate le relazioni empiriche tra magnitudo e intensità epicentrale da utilizzare con i terremoti storici i cui dati non sono sufficienti per l'applicazione del metodo delle aree di risentimento. A questo scopo si è proceduto raggruppando e mediando i dati di magnitudo per classi di intensità epicentrale, quindi sono state ricavate ai minimi quadrati le relazioni lineari dirette, da utilizzare per il calcolo della magnitudo macrosismica e inverse per fornire una stima di intensità epicentrale ai terremoti con soli dati strumentali. Le regressioni sono state limitate al range di intensità epicentrali da V-VI a XI in quanto le classi superiori risultano vuote,

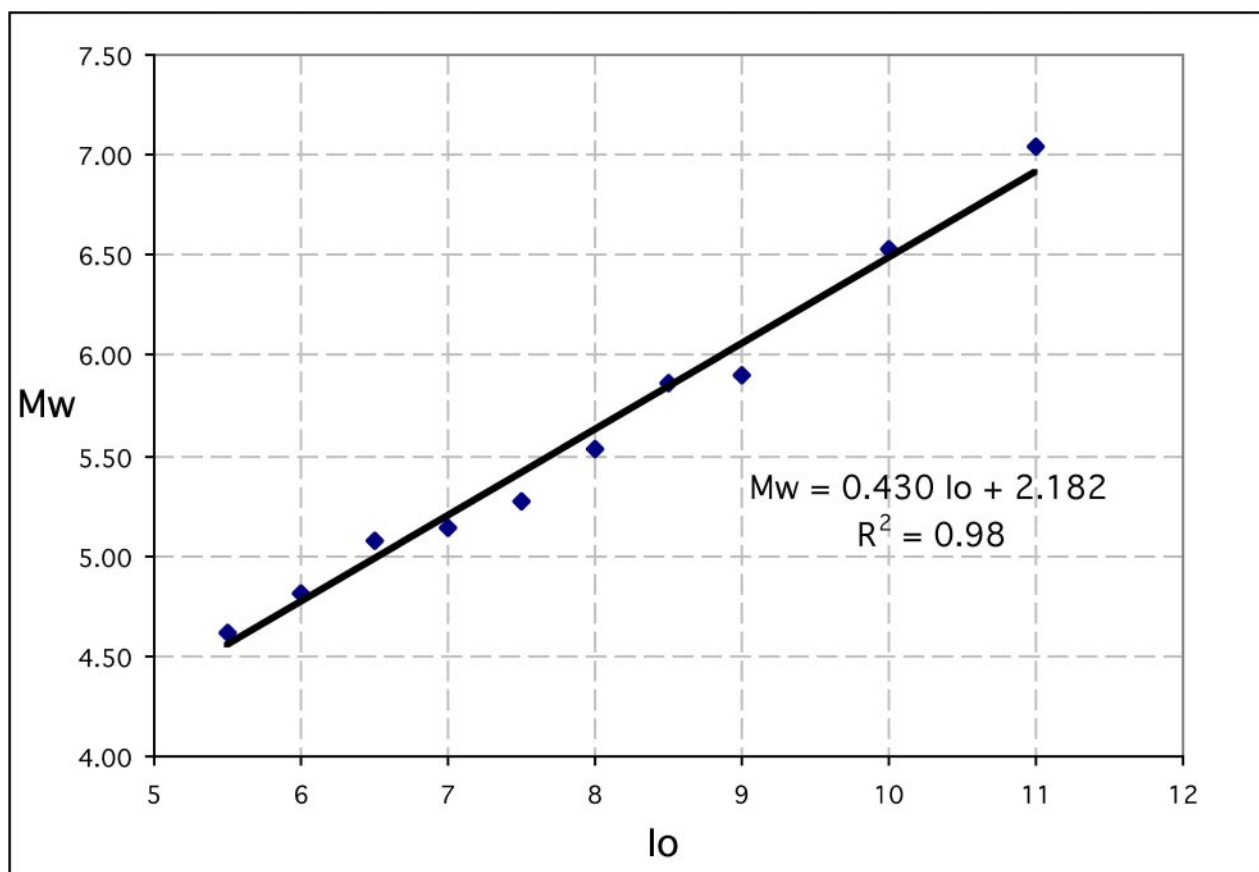
mentre le classi inferiori sono manifestamente incomplete a causa delle modalità di selezione dei terremoti presenti nel catalogo ( $M \geq 4.0$ ,  $I \geq V-VI$ ).

<b>I</b>	<b>N</b>	<b>a</b>	<b>b</b>	<b>c</b>	<b>r.m.s</b>	<b>R<sup>2</sup></b>
Felt	33	3.162 ± 0.297	0.023 ± 0.003	0.049 ± 0.018	0.31	79.0
II	93	2.688 ± 0.168	0.020 ± 0.002	0.066 ± 0.010	0.33	82.3
II-III	63	2.661 ± 0.159	0.025 ± 0.002	0.055 ± 0.010	0.30	86.5
III	249	2.660 ± 0.092	0.023 ± 0.001	0.064 ± 0.006	0.34	82.6
III-IV	147	2.637 ± 0.125	0.025 ± 0.002	0.062 ± 0.008	0.34	80.2
IV	287	2.655 ± 0.080	0.022 ± 0.001	0.074 ± 0.005	0.32	85.1
IV-V	141	2.865 ± 0.151	0.026 ± 0.002	0.059 ± 0.011	0.38	74.8
V	183	2.943 ± 0.101	0.021 ± 0.001	0.080 ± 0.008	0.31	83.4
V-VI	67	3.625 ± 0.150	0.021 ± 0.003	0.046 ± 0.015	0.32	76.5
VI	92	3.547 ± 0.120	0.023 ± 0.002	0.048 ± 0.009	0.32	81.8
VI-VII	54	3.658 ± 0.173	0.020 ± 0.003	0.058 ± 0.014	0.31	80.4
VII	55	3.915 ± 0.188	0.017 ± 0.004	0.076 ± 0.016	0.28	83.1
VII-VIII	26	4.222 ± 0.228	0.013 ± 0.004	0.089 ± 0.020	0.24	87.2
VIII	20	4.307 ± 0.327	0.014 ± 0.005	0.092 ± 0.023	0.21	87.4
VIII-IX	8	5.780 ± 0.261		0.113 ± 0.031	0.24	68.8
IX	8	5.545 ± 0.353		0.166 ± 0.051	0.26	63.8

In tabella 3 e 4 sono riportati, rispettivamente per Mw e Ms, i valori medi utilizzati per la regressione, le relative deviazioni standard, il numero di dati in ogni classe e la magnitudo risultante dalla regressione. In figura 1 e 2, sono mostrati i corrispondenti grafici di dispersione mentre i valori dei coefficienti, sia per le relazioni dirette che per quelle inverse sono riportati in tabella 5. Si noti che i valori dei coefficienti per Ms coincidono quasi esattamente con quelli ricavati da Rebez e Stucchi (1999) ed utilizzati per il CPTI. Come stima dell'errore di previsione per le magnitudo stimate dalle relazioni lineari con Io viene assunto il valore dello scarto quadratico medio, mediato a sua volta su tutte classi di intensità, pari a 0.34 per Mw e 0.46 per Ms (si noti il migliore adattamento ai dati di intensità di Mw rispetto a Ms).

<b>Io</b>	<b>Mw media</b>	<b>r.m.s.</b>	<b>N dati</b>	<b>Mw calc</b>
V-VI	4.62	0.40	32	4.55
VI	4.81	0.37	182	4.76
VI-VII	5.07	0.34	18	4.98
VII	5.14	0.35	52	5.19
VII-VIII	5.27	0.38	20	5.41
VIII	5.54	0.43	24	5.62
VIII-IX	5.86	0.16	3	5.84
IX	5.90	0.39	7	6.05
IX-X	n.d.	n.d.	n.d.	6.27
X	6.53	0.52	6	6.48
X-XI	n.d.	n.d.	n.d.	6.70
XI	7.04	0.12	2	6.91





**Figura 1**

**Tabella 4**  
**Valori medi di Ms per classi di Io (r.m.s. medio 0.46)**

<b>Io</b>	<b>Ms media</b>	<b>r.m.s.</b>	<b>N dati</b>	<b>Ms calc</b>
V-VI	4.08	0.56	32	4.02
VI	4.33	0.51	182	4.30
VI-VII	4.70	0.47	18	4.58
VII	4.80	0.50	52	4.86
VII-VIII	4.98	0.55	20	5.14
VIII	5.41	0.57	24	5.42
VIII-IX	5.76	0.22	3	5.70
IX	5.81	0.53	7	5.98
IX-X	n.d.	n.d.	n.d.	6.26
X	6.62	0.47	5	6.54
X-XI	n.d.	n.d.	n.d.	6.82
XI	7.18	0.20	2	7.10

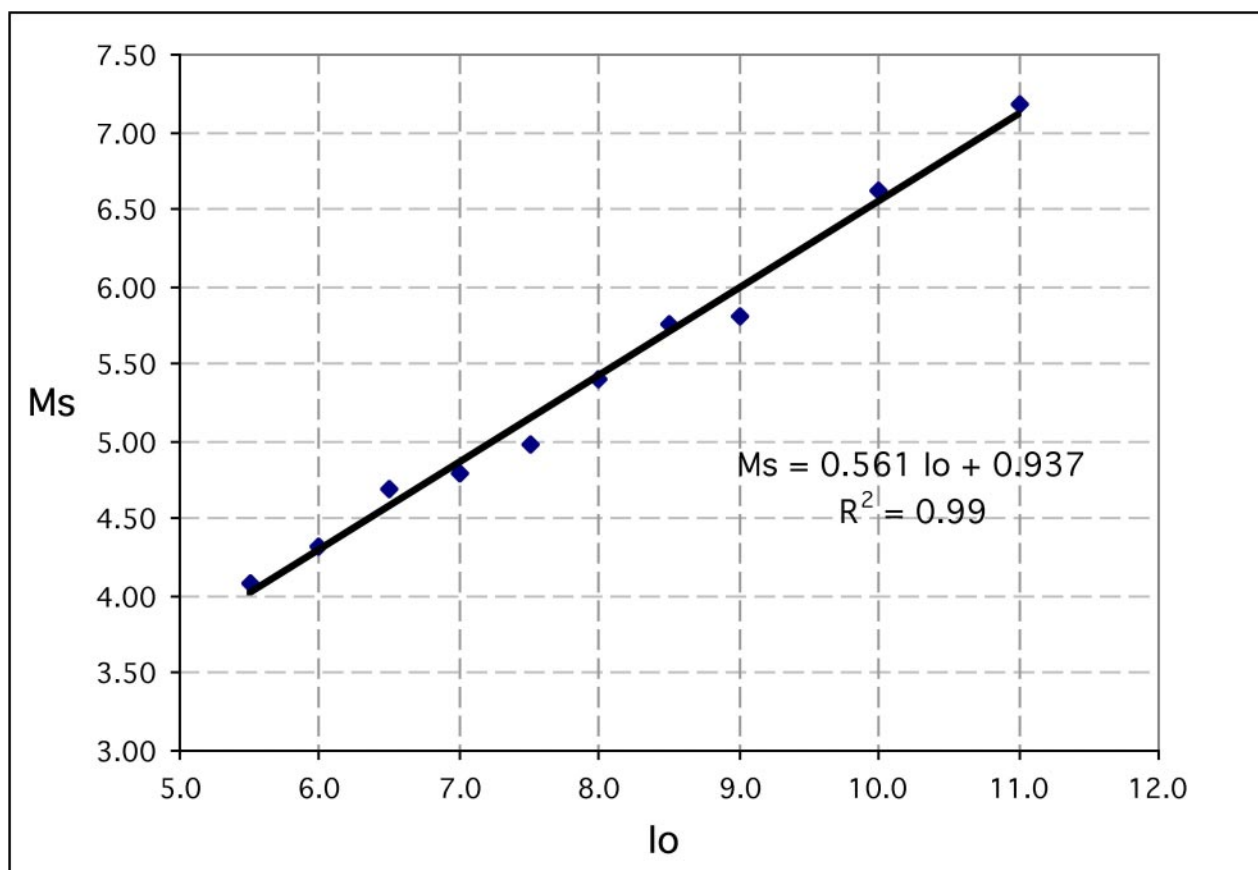


Figura 2

Tabella5		
Coefficienti di regressione magnitudo-intensità		
Regressione	Coefficiente	Intercetta
Mw-Io	0.423 ± 0.020	2.182 ± 0.158
Io-Mw	2.288 ± 0.104	-4.864 ± 0.587
Ms-Io	0.561 ± 0.020	0.937 ± 0.165
Io-Ms	1.765 ± 0.064	-1.570 ± 0.350

### Calcolo delle magnitudo medie pesate (Maw e Mas) e di Io per ogni terremoto

Per ogni terremoto presente in catalogo con dati di intensità (campo di risentimento) sono state calcolate la localizzazione macrosismica, l'intensità epicentrale e quando possibile (vedi Gasperini e Ferrari, 2000) le magnitudo macrosismiche (Mew e Mes) con le relazioni delle Tabelle 1 e 2. Il calcolo è stato effettuato attraverso la versione modificata di Boxer (3.3), separatamente per ogni classe di intensità attraverso la formula (1), quindi sono stati stimati i valori medi ed i corrispondenti errori con la procedura sopra descritta (utilizzando la media decimata al 20-25% quando erano disponibili più di 4 classi).

In accordo con la precedente versione di Boxer (3.2) (Gasperini, 2002) la magnitudo  $M_e$  non è stata calcolata quando si disponeva di una sola classe con meno di 4 dati. Per ogni terremoto che disponeva di una stima di  $I_0$  sono state calcolate le magnitudo macrosismiche ( $M_{mw}$  e  $M_{ms}$ ) risultanti dalle regressioni lineari di Tabella 5. Quando era disponibile anche la  $M_e$  corrispondente è stata eseguita una media tra  $M_e$  e  $M_m$  pesata con l'inverso dei relativi errori al quadrato, con errore pari alla radice quadrata dell'inverso della somma dei pesi. I valori di magnitudo e gli errori così ottenuti sono riportati nel catalogo finale alle colonne MWM, MSM DWM e DSM (mentre i campi TWM e TSM sono lasciati bianchi).

Le magnitudo medie pesate finali (MAW e MAS) e i rispettivi errori (DAW e DAS) corrispondono al valore macrosismico o strumentale corrispondente, quando uno solo dei due è disponibile, oppure, quando entrambi sono presenti, vengono calcolati con una procedura di pesatura analoga a quella descritta sopra combinando i dati macrosismici e strumentali (MW, MS ed errori DW e DS sul file catalogo) con l'eccezione dei casi in cui è disponibile una magnitudo momento ricavata dall'inversione del momento tensore ( $TW="O"$ ), nel qual caso MAW e DAW sono assunti pari a quelli del dato strumentale.

Per quanto riguarda  $I_0$ , essa viene calcolata, per tutti gli eventi solo strumentali, come media pesata delle stime inverse che si ottengono dalle relazioni di Tabella 5 da  $M_w$  e  $M_s$ , arrotondata al semi-intero più vicino. La seconda colonna  $I_0$  del file catalogo risultante contiene  $I_0$  stimata macrosismicamente quando disponibile oppure il valore calcolato quando la precedente è mancante.

### **Calcolo della magnitudo $M_{sp}$**

Al fine di utilizzare consistentemente la relazione di attenuazione proposta da Sabetta e Pugliese (1987) che è definita rispetto a  $M_s$  se  $M_s \geq 5.5$  e a ML quando in caso contrario per ogni evento del catalogo è stato calcolato un valore di magnitudo che viene indicato con la sigla MSP che coincide con la stima mediata di  $M_s$  (MAS) se questa è maggiore od uguale a 5.5 e in caso contrario viene ricavata applicando inversamente la relazione tra ML e  $M_s$  ovvero

$$MSP = (MAS + 0.584) / 1.079$$

È stato anche verificato che, anche se le magnitudo indicate da Sabetta e Pugliese (1987) per 17 terremoti utilizzati per la stima della relazione di attenuazione non coincidono esattamente con quelle presenti nel nostro database, la media delle loro differenze risulta di 0.01 unità. Si può quindi ragionevolmente ritenere che le stime da noi fatte siano utilizzabili in modo consistente con la relazione di attenuazione.

### **Costruzione del catalogo CPTI2**

In analogia a CPTI, il catalogo contiene solo eventi "principali" secondo una finestra spazio-temporale di 90 giorni e 30 km, con  $I_0 \geq 5-6$  o  $M_s \geq 4.0$ . Fa eccezione la zona dell'Etna per la quale è stata usata una soglia più bassa ( $M_s \geq 3.4$ ).

Per la compilazione è stato adottato un formato molto simile per campi ed incolonnamento a quello adottato a suo tempo per CPTI1999. In particolare esso coincide esattamente con il precedente formato per i campi:

N (nuovo numero d'ordine),

Tr (gestito in automatico: DI per i terremoti con N dati di intensità utilizzati >0, CP per gli altri),

Anno, Me, Gi, Or, Mi, Se,

AE,

RT (gestito in modo non standard va integrato con il campo RT\_CPTI99),

Np,

Imx (non aggiornato per i terremoti con dati),

Io (vedi sopra),

TI (non gestito, bianco per tutti i terremoti),

Lat, Lon,

TI (viene posto = "A" per tutte le localizzazioni macrosismiche, bianco in tutti gli altri casi).

I campi successivi sono stati così modificati (tra un campo e l'altro è sempre inserito uno spazio):

MWM (I3) Magnitudo macrosismica combinata in termini di Mw

DWM (I2) errore della precedente magnitudo

TWM (I1) tipo della precedente magnitudo (non gestito)

MSM (I3) Magnitudo macrosismica combinata in termini di Ms

DSM (I2) errore della precedente magnitudo

TSM (I1) tipo della precedente magnitudo (En per i terremoti etnei)

MW (I3) Magnitudo strumentale Mw

DW (I2) errore della precedente magnitudo

TW (I1) tipo della precedente magnitudo ("C" calcolata, "O" osservata)

MS (I3) Magnitudo Ms strumentale

DS (I2) errore della precedente magnitudo

TS (I1) tipo della precedente magnitudo ("C" calcolata, "O" osservata)

MAW (I3) Magnitudo Mw (media pesata)

DAW (I2) errore della precedente magnitudo

MAS (I3) Magnitudo Ms combinata (media pesata)

DAS (I2) errore della precedente magnitudo

NCFT (I3) numero di CFTI (presente solo per i CPT99)

NNT (I4) numero di NT (presente solo per i CPT99)

ZS (A4) numero zona sismogenetica ZS8 oppure Int/Est

I0 (I3) Intensità epicentrale combinata (vedi testo)

N\_CPTI99 (I5) numero d'ordine dell' evento corrispondente in CPTI99

RT\_CPTI99 (I5) codice Rt dell'evento corrispondente in CPTI99

## Bibliografia

- Ambraseys, N.N., 1990, Uniform magnitude re-evaluation of European earthquakes associated with strong-motion records, *Earth. Eng. Struct. Dyn.*, 19, 1-20.
- Johnston A.C., 1996, Seismic moment assessment of earthquakes in stable continental regions-I, *Instrumental seismicity*, *Geophys. J. Int.*, 124, 381-414.
- Eckström G., e Dziewonski A. M., 1988, Evidence of bias in estimating of earthquake size, *Nature*, 332, 319-323.
- Faenza L., Marzocchi W. e Boschi E., 2003, A non-parametric hazard model to characterize the spatio-temporal occurrence of large earthquakes; an application to the Italian catalogue, *Geophys. J. Int.*, 155, 521-531.
- Gasparini P., 2001, Local magnitude reevaluation for recent Italian earthquakes (1981-1996), *Journal of Seismology*, 6, 503-524.
- Gasparini P., 2002, Boxer User Manual, Version 3.2 (for Macintosh), Disponibile in rete all'indirizzo: <ftp://ibogfs.df.unibo.it/boxermac32.zip>
- Gasparini P. e Ferrari G., 2000, Deriving numerical estimates from descriptive information: the computation of earthquake parameters, *Annali di Geofisica*, 43, 729-746.
- Gruppo di Lavoro CPTI, Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, 1999, Editrice Compositori, Bologna, pp. 88 (ISBN 88-7794-201-0), disponibile anche in rete all'indirizzo: <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI/home.html>
- Gruppo di Lavoro CSTI, Catalogo Strumentale dei Terremoti Italiani dal 1981 al 1996 (versione 1.0), 2001, CLUEB, Bologna, CDROM (ISBN 88-491-1734-5), disponibile anche in rete agli indirizzi:  
[http://gndt.ingv.it/Pubblicazioni/CDROM/Gasperini/CD\\_ROM\\_Gasperini\\_Leggimi.htm](http://gndt.ingv.it/Pubblicazioni/CDROM/Gasperini/CD_ROM_Gasperini_Leggimi.htm)  
[http://ibogfs.df.unibo.it/user2/paolo/www/gndt/Versione1\\_0/Leggimi.htm](http://ibogfs.df.unibo.it/user2/paolo/www/gndt/Versione1_0/Leggimi.htm)
- Hanks T.C., e Kanamori H., 1979, A moment magnitude scale, *J. Geophys. Res.*, 84, 2348-2350.
- Harvard Seismology, 2003, CMT Catalog, disponibile in rete all'indirizzo: <http://www.seismology.harvard.edu/CMTsearch.html>
- INGV, 2003, Bollettino sismico strumentale, Disponibile in rete agli indirizzi: <ftp://ftp.ingv.it/bollet/> e <http://www.ingv.it/~roma/frames/frame-boll.html>
- Lolli B. e Gasparini P., Aftershocks hazard in Italy Part I: Estimation of time-magnitude distribution model parameters and computation of probabilities of occurrence, 2003, *Journal of Seismology*, 7, 235-257.
- Margottini C., Ambraseys, N.N. e Screpanti A., 1993, La magnitudo dei terremoti italiani del XX secolo, Enea, Roma.
- PDE, 2003, Preliminary Determination of Epicenters, National Earthquake Information Center (NEIC), disponibile in rete all'indirizzo: [http://neic.usgs.gov/neis/epic/epic\\_global.html](http://neic.usgs.gov/neis/epic/epic_global.html)
- Pondrelli S., Morelli A., Ekström G., Mazza S., Boschi E., Dziewonsky A.M., 2002, European-Mediterranean regional centroid moment tensor catalog 1997-2000, *Phys. Earth. Plan. Int.*, 130, 71-101.
- Sabetta F. e Pugliese A., 1987, Attenuation of peak horizontal acceleration and velocity from Italian strong-motion records, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 77, 1491-1513.
- Rebez A. e Stucchi M., 1999, Determinazione dei coefficienti della relazione tabellare  $I_0/M_s$ , in Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, Editrice Compositori, Bologna.
- Sibol M.S., Bollinger G.A. e Birch E.J.B., 1987, Estimations of magnitudes in Central and Eastern North America using intensity and felt area, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 77, 1635-1654.

## Subappendice 1

### Procedura di localizzazione utilizzata per CSTI (dall'introduzione al catalogo CSTI)

È stato utilizzato per l'intero territorio Italiano un unico modello di velocità a due strati più semispazio molto simile a quello in uso presso la RSNC.

Strato	Velocità P (km/sec)	Profondità (km)	Spessore (km)	Vp/Vs
1	5.0	0.	10.	1.73
2	6.0	10.	20.	1.73
3	8.1	30.	-	1.73

È stato inoltre deciso di lasciare sempre libera la determinazione della profondità ipocentrale in quanto, anche se in molti casi tale parametro non è ben vincolato dai dati disponibili. Per meglio vincolare la stima della profondità, sono state sempre utilizzate le letture delle onde S presenti. Sono stati adottati tre diversi schemi di calcolo: il primo assume 10 km come profondità di partenza ed include uno schema di pesatura con la distanza con peso unitario al di sotto di 150 km e peso nullo per distanze maggiori di 300 km. Non sono invece stati utilizzati altri tipi di pesatura con l'azimut o con i residui. Il secondo schema utilizzato è senza peso in distanza con profondità di partenza 10 km. Infine, per favorire una corretta valutazione degli eventi profondi, il terzo schema assume come profondità di partenza 200 km anziché 10 km. I file archivio e localizzazione forniti rappresentano un "collage" dei risultati delle tre localizzazioni di ogni evento, tra cui viene scelta quella con minimo *rms*. Il numero dello schema di calcolo adottato di volta in volta viene indicato alla colonna 119 del *summary record*.

Nel campo "preferred magnitude" (col 37-38 del *summary record*) è riportata la magnitudo considerata più affidabile secondo i criteri descritti in subappendice 2. Il codice della magnitudo scelta è riportata in colonna 80. Il codice "L" indica una magnitudo Wood-Anderson vera o Wood-Anderson sintetica, calcolata da stazioni Broad-Band, il codice "A" indica la magnitudo ampiezza calcolata dai dati dei sismometri verticali a corto periodo della RSNC, il codice "D" indica la magnitudo durata secondo la formula proposta nel lavoro citato. Limitatamente agli anni dal 1981 al 1984, nei casi in cui nessuna di queste magnitudo è disponibile, è stata inserita (con codice "I"), quando presente, la magnitudo fornita dal catalogo ING. L'associazione è stata effettuata automaticamente solo sulla base della corrispondenza tra tempi e localizzazioni nei due cataloghi con un margine di tolleranza di 5 sec e di 50 km.

Alle colonne 70-71 e 72-73 sono riportate rispettivamente la magnitudo ampiezza e durata solo quando la stima è considerata "reliable" secondo i criteri stabiliti nel citato lavoro. Quindi è possibile che tali stime non vengano riportate affatto anche quando esistano misure di ampiezza e durata nei dati delle letture. Per motivi diversi, legati alle differenti modalità di calcolo della magnitudo da parte di Hypoellipse, è possibile che sia fornita la magnitudo durata anche quando sul file archivio questa non viene calcolata per nessuna stazione.

Complessivamente vengono fornite 34999 magnitudo di cui 722 Wood-Anderson (reali o sintetiche), 442 da ampiezze di strumenti RSNC, 33565 da durate e 270 da catalogo ING.

### **Scelta degli eventi**

Per evitare che l'immagine complessiva della sismicità sia fortemente alterata da localizzazioni poco significative in quanto mal vincolate dalla distribuzione delle stazioni, è stato deciso di rimuovere, dal file riassuntivo delle localizzazioni (Italia.sum), gli eventi per cui l'epicentro risulti manifestamente "fuori rete". In particolare non viene fornita la localizzazione quando questa si trova ad oltre 80 km dalla stazione più vicina ed allo stesso tempo il "gap" azimutale è maggiore di 210 gradi. Tali localizzazioni sono invece presenti nei file di archivio. Complessivamente sono stati selezionati in questo modo 46764 eventi, su un totale di 48946 eventi localizzati. Nel database sono presenti complessivamente 765102 fasi sismiche, di cui 288736 fasi S.



## Subappendice 2

### Criteri di stima della magnitudo preferita $M_p$ (da Gasperini, 2002)

Per ogni lettura di durata  $T_s$  (in secondi) di una stazione posta a meno di 300 km dall'epicentro viene calcolata la magnitudo  $M_d$  attraverso la seguente formula:

$$M_d = 2.514 \log T_s - 2.121 + M_{dres}$$

dove i residui di stazione  $M_{dres}$  (riportati in Tabella 1) sono dati dalla somma di due termini, il primo è il residuo di stazione ricavato per il set di taratura con MI Wood-Anderson (WA) (vedi Gasperini, 2002) ed il secondo come residuo aggiuntivo su tutto il set di magnitudo ricalcolate (ibidem). Vengono utilizzate per il calcolo solo le stazioni con almeno 10 dati nel set di taratura con MI WA e/o con almeno 100 dati su tutto il set di magnitudo ricalcolate. Il residuo è applicato, separatamente nei due casi, solo se maggiore in valore assoluto della corrispondente deviazione standard.

Per ogni lettura di ampiezza del terreno  $A$  (in  $\mu m$ ) e periodo  $T$  (in secondi) di una stazione posta a più di 5 km e meno di 600 km dall'epicentro, viene calcolata l'ampiezza equivalente  $A_{WA}$  per un sismometro Wood-Anderson secondo la formula

$$A_{WA} = A \cdot V_0 / ((T/T_0)^2 - 1)^2 + 4 H_0^2 (T/T_0)^2)^{1/2}$$

dove  $T_0 = 0.8$  sec,  $H_0 = 0.7$  e  $A_0 = 2080$  (vedi Hurhammer e Collins, 1990 e Hurhammer et al., 1996)

Dall'ampiezza così calcolata viene ricavata la stima di magnitudo ampiezza  $M_a$  in funzione della distanza epicentrale  $D$  da

$$M_a = \log_{10}(A_{WA}) + \text{Tab}(D) + 0.1 + M_{ares}$$

$\text{Tab}(D)$  è ricavata per interpolazione lineare dalla tabella di Richter (1935) con le correzioni alle brevi distanze di Jennings e Kanamori (1983) (vedi Tabella 2) mentre lo 0.1 aggiuntivo tiene conto della differenza osservata per l'Italia da Gasperini (2002) tra le componenti orizzontali (WA) e verticali (strumenti RSNC). I residui di stazione  $M_{ares}$  sono riportati in Tabella 3 e sono ottenuti con modalità analoghe a quelle utilizzate per quelli della magnitudo durata.

Sia per  $M_d$  che per  $M_a$  la magnitudo di ogni terremoto viene ricavata come semplice media aritmetica di delle stime disponibili per terremoto stesso.

Si noti che l'applicazione dei residui di stazione è particolarmente importante per la magnitudo  $M_a$  in quanto il loro valore medio è 0.23 unità a causa di una probabile sottostima di circa un fattore 2 nella taratura delle ampiezze della RSNC (Gasperini, 2002).

Oltre che ad  $M_a$  ed  $M_d$ , per circa 1800 terremoti sono disponibili stime di magnitudo WA e WA sintetiche ricavate da componenti orizzontali di stazioni Broad-Band (utilizzando i parametri di Hurhammer e Collins, 1990 e la Tabella 1 di compensazione con la distanza). Nel seguito tali stime, che vengono associate ai terremoti con criterio temporale semi automatico, sono indicate con MI.

La procedura di stima della magnitudo preferita  $M_p$  è la seguente (da Gasperini, 2002):

- quando entrambe  $M_l$  e  $M_d$  sono disponibili e la durata è meno di 40 secondi ( $M_d < 1.9$ )  $M_p = M_d$  altrimenti  $M_p = M_l$ .
- quando solo  $M_l$  e  $M_a$  sono disponibili, si pone sempre  $M_p = M_l$ .
- quando solo  $M_d$  e  $M_a$  sono disponibili e la durata è minore di 450 secondi ( $M_d < 4.55$ )  $M_p = M_d$ , altrimenti  $M_p = M_a$ .
- quando  $M_a$  e  $M_d$  sono disponibili e il numero di stazioni utilizzate per una delle due stime è minore od uguale alla metà di quelle utilizzate per l'altra stima, il precedente criterio viene trascurato e si sceglie la stima con il maggior numero di dati.

### **Bibliografia**

- Gasperini, P., 2002, Local magnitude revaluation for recent Italian earthquakes (1981-1996), *Journal of Seismology*, Vol 6, pp. 503-524.
- Jennings, P.C., and Kanamori, H., 1983, Effect of distance of local magnitudes found from strong-motion records, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **73**, 265-280.
- Richter, C.F., 1935, An instrumental earthquake magnitude scale, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **25**, 1-31.
- Uhrhammer, R.A., and Collins, E.R., 1990, Synthesis of Wood-Anderson seismograms from broadband digital records, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **80**, 702-716.
- Uhrhammer, R.A., Loper, S., and Romanowicz, B., 1996, Determination of local magnitude using BDSN broadband records, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86B**, 1314-1330.

**Tabella 1**  
**Stazioni utilizzate per la magnitudo Md e relativi residui**

<b>Sigla</b>	<b>Res</b>	<b>Sigla</b>	<b>Res</b>	<b>Sigla</b>	<b>Res</b>	<b>Sigla</b>	<b>Res</b>
ALP	-0.09	CP9	0.18	LVI	0.12	RCL	-0.08
AMC	0.07	CRE	0.00	MC1	-0.16	RDP	0.12
AOI	-0.05	CS9	0.08	MCT	0.17	RFI	0.09
AQU	0.03	CSM	-0.13	MDI	0.10	RMF	-0.18
AR1	0.04	CSO	-0.03	MEU	0.12	RMP	0.14
ARV	0.00	CSZ	-0.04	MG9	0.07	RNI	-0.08
AS1	0.02	CTI	-0.16	MGR	0.13	RSM	0.06
ASS	0.00	CVT	0.10	MLN	-0.09	SA1	0.11
ATN	0.23	DA9	-0.01	MME	0.18	SAL	0.05
AU9	0.18	DDS	-0.06	MNO	0.17	SANG	0.31
AZI	0.08	DOI	0.01	MNS	0.03	SB1	0.00
BAD	-0.10	DRE	-0.16	MO9	0.17	SC9	0.30
BALI	0.00	DUI	0.05	MPRI	-0.06	SD1	0.07
BD1	0.10	EB9	0.07	MS9	0.00	SDI	0.02
BDI	0.11	EL1	-0.12	MSI	0.25	SFI	-0.02
BN9	0.00	ERC	0.10	MU9	0.04	SGO	0.10
BNI	0.01	FAI	0.15	ORI	0.17	SL9	0.11
BOB	0.07	FB9	-0.01	ORO	0.02	SO9	0.06
BOO	-0.12	FG2	0.09	PA1	0.05	SOI	0.17
BR9	0.00	FG3	0.07	PAG	-0.01	SS9	-0.04
BRT	0.21	FG4	0.13	PANI	-0.03	SSO	0.11
BSS	0.19	FG5	0.06	PGD	0.01	SST	0.00
BUA	-0.12	FIR	-0.06	PGLZ	0.00	TDS	0.21
CA9	0.09	FO1	-0.26	PII	0.21	TRI	0.00
CAE	-0.10	FVI	-0.14	PL9	0.06	TRI1	-0.06
CAV	-0.04	GE9	0.02	PLRO	-0.13	TS9	0.08
CH1	0.01	GIB	0.13	PO9	-0.03	TU9	0.05
CI9	0.09	GMB	0.27	POBI	-0.08	UDIO	-0.06
CIO	-0.23	GR9	0.02	PQ9	0.06	USI	0.08
CK1	0.02	GRI	0.23	PRT	-0.05	VAI	0.02
CKI	0.11	GU9	0.13	PS9	0.11	ZC9	0.06
CMR	-0.02	LCI	0.23	PZI	0.12	ZOU	-0.14
CO9	-0.11	LSR	-0.05	RA1	-0.07		
COLI	-0.12	LT9	0.08	RBL	-0.19		

**Tabella 2**  
**Tabella di correzione della magnitudo MI con la distanza (Richter, 1935) con**  
**correzioni per le distanze inferiori a 100 km secondo Jennings e Kanamori**  
**(1983)**

D	LgA <sub>0</sub>	D	LgA <sub>0</sub>	D	LgA <sub>0</sub>	D	LgA <sub>0</sub>	D	LgA <sub>0</sub>	D	LgA <sub>0</sub>
5	-1.58	105	-3.03	205	-3.56	305	-4.05	405	-4.48	505	-4.75
10	-1.72	110	-3.08	210	-3.59	310	-4.08	410	-4.50	510	-4.76
15	-1.86	115	-3.10	215	-3.62	315	-4.10	415	-4.51	515	-4.77
20	-1.98	120	-3.12	220	-3.65	320	-4.12	420	-4.52	520	-4.78
25	-2.08	125	-3.15	225	-3.68	325	-4.15	425	-4.54	525	-4.79
30	-2.18	130	-3.19	230	-3.70	330	-4.17	430	-4.56	530	-4.80
35	-2.26	135	-3.21	235	-3.72	335	-4.20	435	-4.57	535	-4.81
40	-2.34	140	-3.23	240	-3.74	340	-4.22	440	-4.59	540	-4.82
45	-2.40	145	-3.28	245	-3.77	345	-4.24	445	-4.61	545	-4.83
50	-2.47	150	-3.29	250	-3.79	350	-4.26	450	-4.62	550	-4.84
55	-2.53	155	-3.30	255	-3.81	355	-4.28	455	-4.63	555	-4.85
60	-2.60	160	-3.32	260	-3.83	360	-4.30	460	-4.64	560	-4.86
65	-2.65	165	-3.35	265	-3.85	365	-4.32	465	-4.66	565	-4.87
70	-2.70	170	-3.38	270	-3.88	370	-4.34	470	-4.68	570	-4.88
75	-2.75	175	-3.40	275	-3.92	375	-4.36	475	-4.69	575	-4.89
80	-2.80	180	-3.43	280	-3.94	380	-4.38	480	-4.70	580	-4.90
85	-2.86	185	-3.45	285	-3.97	385	-4.40	485	-4.71	585	-4.91
90	-2.91	190	-3.47	290	-3.98	390	-4.42	490	-4.72	590	-4.92
95	-2.96	195	-3.50	295	-4.00	395	-4.44	495	-4.73	595	-4.93
100	-3.00	200	-3.53	300	-4.02	400	-4.46	500	-4.74	600	-4.94

**Tabella 3**  
**Stazioni utilizzate per la magnitudo Ma e relativi residui**

<b>Sigla</b>	<b>Res</b>	<b>Sigla</b>	<b>Res</b>	<b>Sigla</b>	<b>Res</b>	<b>Sigla</b>	<b>Res</b>
AQU	0.21	CTI	0.14	LVI	0.12	RDP	0.01
AR1	0.47	CVT	0.09	MAO	0.23	RFI	0.09
ARV	0.43	DOI	0.27	MCT	0.27	RMP	0.06
AS1	0.48	DUI	0.60	MDI	0.35	RSM	0.05
ASS	0.47	EB9	0.19	MEU	0.19	SA1	0.07
ATN	0.51	ERC	0.62	MGR	0.24	SAL	-0.25
AU9	0.15	FAI	0.48	MME	0.24	SC9	-0.03
AZI	0.86	FB9	0.00	MNO	-0.11	SDI	0.42
BDI	0.44	FG2	0.51	MNS	0.38	SFI	-0.03
BNI	0.64	FG3	0.60	MO9	0.02	SGO	0.61
BOB	-0.09	FG4	0.95	MSI	0.20	SL9	0.08
BR9	0.00	FG5	0.00	MU9	0.04	SOI	0.30
BRT	-0.18	FVI	-0.23	ORI	-0.06	SS9	-0.05
CA9	0.08	GE9	0.03	ORO	0.26	TDS	0.81
CH1	0.15	GIB	-0.18	PGD	0.49	TRI	0.27
CI9	0.08	GMB	0.62	PII	0.23	TU9	0.14
CKI	0.12	GRI	0.21	PL9	0.20	USI	0.04
CP9	0.56	GU9	-0.21	PQ9	0.07	VAI	0.10
CRE	0.50	LCI	0.00	PZI	0.23	VVI	0.80
CS9	0.22	LT9	0.06	RBL	0.46	ZC9	0.09