

Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1990

2

Enzo Boschi
Emanuela Guidoboni
Graziano Ferrari
Gianluca Valensise
Paolo Gasperini

Istituto Nazionale di Geofisica
SGA storia geofisica ambiente

Stima dei parametri sintetici: nuove elaborazioni

Paolo Gasperini* e Graziano Ferrari**

* Università di Bologna ** SGA Storia Geofisica Ambiente

56

Nella prima versione di questo Catalogo sono state descritte in dettaglio le procedure utilizzate per il calcolo dei parametri sismologici che servono a rappresentare sinteticamente gli eventi sismici inclusi. In questa nuova versione il calcolo è stato rieseguito, non solo per gli eventi nuovi o modificati ma anche per quelli che, rispetto alla versione precedente, non hanno subito variazioni del contenuto informativo di base. Per quanto riguarda la localizzazione dell'epicentro macrosismico e la valutazione dell'intensità epicentrale gli algoritmi di calcolo sono rimasti sostanzialmente identici. Le uniche differenze riguardano l'accorpamento delle intensità incerte al grado immediatamente inferiore anziché a quello superiore e la scelta di limitare ad un solo grado anziché due la differenza tra intensità massima ed epicentrale. Nel primo caso è stata osservata infatti, attraverso un confronto delle distanze medie dall'epicentro per i diversi gradi di intensità, una maggiore "affinità" dei gradi incerti con il grado inferiore piuttosto che non con quello superiore, mentre nel secondo si è ritenuto che la differenza di due gradi fosse eccessiva, per una applicazione sistematica, in assenza di precise evidenze di amplificazione anomala.

Per quanto riguarda invece la magnitudo equivalente, l'algoritmo utilizzato in questa versione differisce significativamente da quello precedente in quanto tiene conto sia di recenti lavori in questo campo (Johnston 1996a, 1996b) sia di sviluppi originali basati anche sulla verifica dei risultati ottenuti in precedenza. Occorre osservare che in questa versione del Catalogo sono stati aggiunti numerosi eventi dell'ultimo secolo che dispongono di stime di magnitudo strumentale e quindi possono essere utilizzati per la taratura delle relazioni empiriche per il calcolo della magnitudo equivalente. L'utilizzo di tali dati avrebbe comunque modificato i coefficienti delle relazioni stesse rispetto alla prima versione.

Le modifiche alla procedura di valutazione della magnitudo consistono essenzialmente nella introduzione di "pesi" che tengono conto della diversa affidabilità dei dati di base e nel trattamento autonomo di alcune classi di intensità in precedenza incerte accorpate alle classi intere immediatamente superiori.

È stato inoltre utilizzato come parametro di riferimento, su cui tarare le relazioni empiriche con i campi macrosismici, non più la magnitudo M_s ricavata dal lavoro di Margottini *et al.* (1993) bensì la magnitudo momento M . È ben noto infatti che il momento sismico scalare M_0 rappresenta uno stimatore della "dimensione" di un terremoto molto più significativo di qualsiasi definizione di magnitudo. Il motivo principale è che tale parametro ha una formulazione che possiede un significato fisico in quanto è legata alle dimensioni della sorgente, all'ampiezza della deformazione cosismica e alle caratteristiche fisiche del materiale in cui la frattura sismogenetica si produce. Grazie a tale definizione il valore del momento scalare non subisce effetti di "saturazione", come succede invece alla magnitudo, in quanto la sua stima sismologica viene effettuata utilizzando l'intero spettro dell'energia elastica irradiata e non solo una piccola porzione di esso. In realtà, poiché la determinazione del momento sismico richiede registrazioni sismometriche di tipo "moderno", sono disponibili stime sismologiche dirette di tale parametro solo per i terremoti avvenuti a partire dalla fine degli anni '70. La principale fonte di tali stime è a tutt'oggi il *database* CMT (Centroid Moment Tensor), disponibile sia a stampa (Dziewonski *et al.* 1983 e successivi lavori trimestrali

pubblicati su *Physics of the Earth and Planetary Interiors*), sia in rete informatica presso il *Web-server* della Harvard University. Per quanto riguarda l'Italia, un'importante fonte di dati è il lavoro di Ambraseys (1990). Infine, sono anche disponibili due stime geologico-geodetiche relativamente ai terremoti di Messina del 1908 (Boschi *et al.* 1992) e di Avezzano del 1915 (Ward e Valensise 1989).

Complessivamente, sono disponibili 40 valutazioni di momenti scalari di terremoti italiani significativi dal 1976 al 1990. Solo per una quindicina circa di questi sono anche disponibili, in questo Catalogo, i dati macrosismici di piano quotato utilizzabili per la taratura delle relazioni empiriche. Tale operazione non può quindi essere effettuata efficacemente dal punto di vista statistico, solo sulla base di stime dirette di momento sismico, ma deve necessariamente utilizzare anche stime indirette di momento ricavate dai dati di magnitudo classica.

Per questo motivo, a partire dal *database* delle magnitudo dei terremoti italiani di questo secolo, rideterminate da Margottini *et al.* (1993), è stata effettuata preliminarmente la stima del momento sismico di ogni evento, sulla base di regressioni polinomiali ai minimi quadrati con i momenti sismici misurati direttamente. In effetti, una stima di momento che utilizzi un solo tipo di magnitudo risente delle stesse limitazioni che affliggono il valore di magnitudo stesso. Nei casi invece in cui siano disponibili più valutazioni di differenti magnitudo, la media tra i diversi valori può in parte superare tali limitazioni poiché equivale ad una stima in cui lo spettro di frequenza è decisamente più ampio.

Calcolo della magnitudo momento

per i terremoti italiani che dispongono di dati strumentali

È stata seguita, almeno inizialmente, la procedura proposta da Johnston (1996a) eseguendo regressioni polinomiali tra il logaritmo del momento sismico e le magnitudo M_s , m_b e M_1 disponibili, pesate con l'inverso della deviazione standard combinata della magnitudo e del logaritmo del momento. La procedura si discosta dal citato lavoro di Johnston sia per quanto riguarda il criterio di scelta del grado del polinomio, sia per il fatto che non vengono rimossi eventuali *outlayer*. Il motivo di quest'ultima scelta è legato sia al basso numero di dati, che quindi non permette affidabili stime statistiche, sia anche al fatto che nel *set* esaminato non si osservano, in effetti, dati fortemente devianti. Per quanto riguarda la scelta del grado è stata preferita una tecnica detta *backward elimination* (Draper e Smith 1980), basata sull'analisi della varianza della regressione, attraverso la quale in pratica viene scelto il grado più alto per il quale si verifica, rispetto ai gradi inferiori, una riduzione significativa della varianza sulla base della statistica F di Fisher.

tabella 1

Parametri di regressione tra $\log(M_0)$ (M_0 in dyne cm) e magnitudo strumentali M . La forma della relazione è polinomiale secondo la formula $\log(M_0) = aM^2 + bM + c$. Lo scarto quadratico medio (rms) viene calcolato tra i valori di magnitudo momento misurati e quelli stimati attraverso la relazione di Hanks e Kanamori (1979).

M	grado	n	a	b	c	R^2	rms
M_s	2	36	0.14 ± 0.04	-0.47 ± 0.45	22.9 ± 1.2	0.91	0.26
m_b	2	35	0.58 ± 0.21	-4.5 ± 2.1	31.9 ± 5.1	0.70	0.36
M_1	1	32		1.22 ± 0.08	17.73 ± 0.44	0.87	0.30

In tabella 1 sono riportati i coefficienti di regressione ed i parametri di bontà del *fit* corrispondenti per le diverse magnitudo strumentali. Nel caso della regressione con M_s , che è anche il campione più abbondante, viene scelto un polinomio di secondo grado e la regressione fornisce un buon adattamento ai dati con oltre il 90% di varianza spiegata

dal modello. Per la m_b il polinomio scelto è ancora di secondo grado ma l'adattamento risulta decisamente peggiore. In entrambi i casi la forma della curva di regressione per $M < 4$ (che tende a saturare per bassi valori) rende queste relazioni inapplicabili al di sotto di tale soglia. Per M_1 infine la forma della relazione funzionale scelta è lineare con un buon adattamento ai dati in quanto anche qui la varianza spiegata dal modello è quasi il 90%.

Dalle relazioni polinomiali sopra descritte è possibile quindi, per ogni valutazione indipendente di magnitudo disponibile nel *database*, stimare il valore del logaritmo decimale del momento sismico, e quindi della magnitudo momento sismico secondo la definizione data da Hanks e Kanamori (1979):

$$M = 2/3 \log(M_0) - 10.7$$

con M_0 misurato in dyne cm.

Attraverso la determinazione degli intervalli di previsione standard (Draper e Smith 1980), è anche possibile stimare il corrispondente errore associato. Mediamente tale errore (che in realtà è funzione del valore della magnitudo introdotta nella relazione) risulta di circa 0.34 unità di magnitudo momento per M_s , di 0.40 unità per m_b e di 0.36 unità per M_1 . Quando sono disponibili più magnitudo per lo stesso evento ed è quindi possibile calcolare la media, pesata con l'inverso delle varianze, delle differenti stime, l'errore, pari alla radice quadrata dell'inverso della somma dei pesi, si riduce fino a circa 0.2 unità di magnitudo.

Calcolo della magnitudo momento

per i terremoti che dispongono di piani quotati dell'intensità

Nell'introduzione alla precedente versione del Catalogo sono stati descritti abbastanza in dettaglio i diversi metodi utilizzati in passato per la valutazione della magnitudo dei terremoti con soli dati macrosismici. In particolare, sono stati discussi i vantaggi di relazioni che utilizzino tutto l'insieme del campo di intensità risentita, piuttosto che singoli valori di intensità massima o epicentrale. Come forma della relazione era stata scelta allora quella ricavata da Sibol *et al.* (1987)

$$M = a + b I_0^2 + c \log^2(FA)$$

modificata per tenere conto non solo dell'area totale di risentimento FA ma di tutte le aree corrispondenti alle diverse intensità.

Tale relazione, che ha mostrato di fornire un buon stimatore della magnitudo, indipendente dalla profondità epicentrale, non possiede in effetti una precisa giustificazione fisica. Recentemente è stata proposta da Frankel (1994) e successivamente ripresa da Johnston (1996b) una relazione funzionale che include un termine proporzionale al logaritmo e uno alla radice quadrata dell'area di risentimento. Tale relazione sarebbe in qualche modo deducibile dal modello teorico del decremento dell'ampiezza delle onde sismiche con la distanza prodotto dall'attenuazione anelastica e dalla divergenza sferica. Tuttavia i *test* eseguiti con i dati del Catalogo hanno mostrato che la relazione di Frankel ha un adattamento ai dati decisamente peggiore di quella di Sibol. Uno dei motivi può essere ricercato nel fatto che, non includendo l'intensità epicentrale, la formula di Frankel non è compensata per gli effetti della profondità della sorgente, che invece possono avere un'influenza rilevante, soprattutto per le aree corrispondenti a intensità basse, in relazione alla diversa eccitazione di onde superficiali. In base a queste considerazioni si è pertanto deciso di utilizzare ancora la formula di Sibol anche per questa nuova versione del Catalogo.

Grazie al fatto che il campione di terremoti che dispongono sia di dati macrosismici sia di stime di magnitudo, e che quindi possono essere utilizzati per la taratura delle relazioni empiriche, è più che raddoppiato in questa nuova versione, è stato possibile effet-

tuare diversamente alcune scelte nella procedura in modo da migliorare l'affidabilità delle stime. In particolare, è stato possibile eliminare, dal campione utilizzato per il confronto con i dati strumentali, le aree la cui superficie viene stimata attraverso meno di 4 punti ed è inoltre stato anche possibile conservare i gradi incerti VI-VII, VII-VIII e VIII-IX come classi autonome. In tutti gli altri casi i gradi incerti sono stati conglobati nel grado immediatamente inferiore in quanto, come già detto in precedenza, è stata verificata una maggiore affinità delle distanze medie in tal senso. È stato possibile utilizzare anche la classe di località corrispondenti alla classificazione "felt", che invece non era stata considerata nella precedente versione.

L'algoritmo di stima della magnitudo è in tutto simile a quello descritto nell'introduzione della precedente versione del Catalogo, con la differenza che nelle regressioni è stato introdotto uno schema di peso, funzione dell'affidabilità dei dati di base. Tale peso viene calcolato come il prodotto di tre fattori:

- (i) l'inverso della varianza della stima strumentale di magnitudo;
- (ii) un fattore legato alla classe di approfondimento dello studio macrosismico: 1.0 per gli studi di primo livello, 2.0 per quelli di terzo livello e 1.5 per quelli di secondo livello;
- (iii) il logaritmo decimale del numero di osservazioni utilizzate per la stima della distanza media.

Tali scelte non sono certamente le uniche possibili e non possono essere quindi totalmente giustificate teoricamente. Tuttavia esse rappresentano opzioni ragionevoli che sono frutto di un lungo lavoro di ricerca attraverso analisi di stabilità dei risultati.

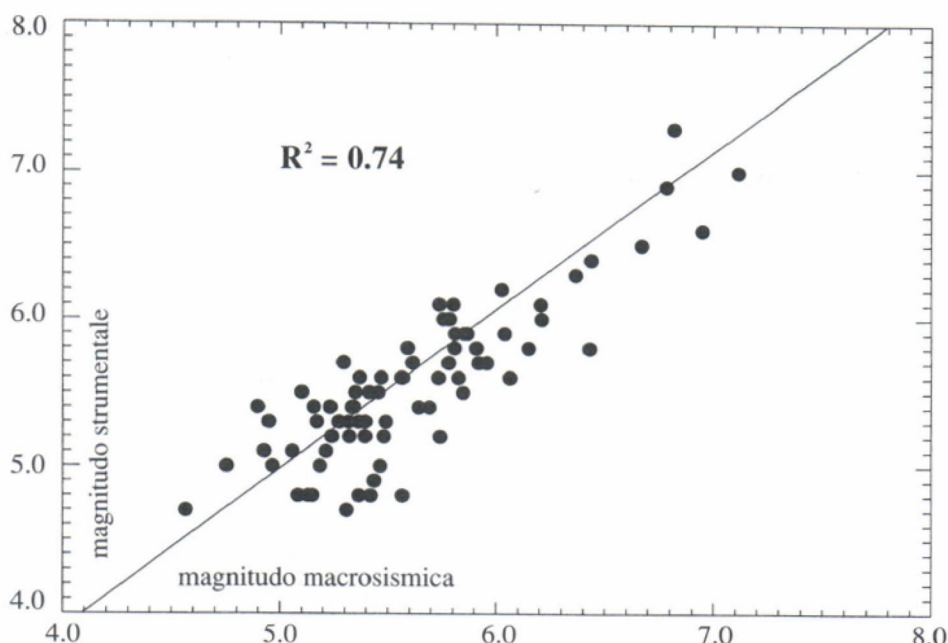
In tabella 2 sono riportati i valori dei coefficienti delle regressioni e dei relativi parametri di valutazione della bontà del *fit* ottenuti per le aree di risentimento corrispondenti alle diverse intensità osservate.

tabella 2

Parametri di regressione tra *M* e i valori dei parametri macrosismici. La forma della relazione lineare bivariata secondo la formula di Sibol *et al.* (1987) è $M = a + b I_0^2 + c \log^2(A_I)$ dove *A_I* è l'area (in km²) di un cerchio di raggio pari alla distanza media *R_I* dall'epicentro dei punti con intensità *I*. Si noti che il valore di *R*² è calcolato come rapporto tra la varianza spiegata dalla regressione e quella rispetto alla media pesata della variabile dipendente.

intensità	n	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	<i>R</i> ²	rms
FELT	23	4.34 ± 0.29	0.022 ± 0.014	0.015 ± 0.003	0.69	0.21
II	43	3.55 ± 0.32	0.025 ± 0.015	0.024 ± 0.002	0.85	0.26
III	60	3.42 ± 0.22	0.038 ± 0.012	0.023 ± 0.002	0.85	0.24
IV	64	3.03 ± 0.18	0.074 ± 0.012	0.019 ± 0.002	0.88	0.20
V	65	3.28 ± 0.13	0.103 ± 0.011	0.012 ± 0.002	0.89	0.19
VI	56	3.82 ± 0.13	0.070 ± 0.013	0.015 ± 0.002	0.85	0.25
VI-VII	39	4.20 ± 0.16	0.094 ± 0.017	0.009 ± 0.003	0.80	0.24
VII	49	4.39 ± 0.18	0.091 ± 0.018	0.009 ± 0.004	0.79	0.28
VII-VIII	29	5.08 ± 0.10	—	0.110 ± 0.010	0.80	0.23
VIII	20	5.35 ± 0.15	—	0.116 ± 0.015	0.79	0.27
VIII-IX	7	5.88 ± 0.70	—	0.086 ± 0.068	0.25	0.39
IX	9	6.35 ± 0.51	—	0.048 ± 0.063	0.14	0.44
X	2	—	—	—	—	—

Come si può osservare, non si hanno informazioni sufficienti per calcolare le regressioni relative alle intensità risentite maggiori o uguali al X grado. Inoltre, analogamente a quanto osservato nella precedente versione del Catalogo, per quelle di intensità superiore al VII grado è risultato, in base al *test* di Fisher, che il coefficiente di *I*₀ è sostanzialmente indeterminato e quindi tale parametro deve essere eliminato dalla regressio-



ne in quanto influente. Si vede anche, infine, come le regressioni per le intensità VIII-IX e IX, oltre a essere basate su troppo poche osservazioni, forniscano anche valori molto bassi di R^2 . Per tale motivo sono quindi state escluse dalla procedura di calcolo. Come già nella precedente versione del Catalogo, si possono ricavare, per ogni evento per il quale sono disponibili dati macrosismici, più valutazioni della magnitudo, a partire dalle aree di risentimento delle diverse intensità osservate, che poi possono confluire in un'unica stima attraverso un'operazione di media. Inoltre, a partire dalle regressioni lineari bivariate, che mettono in relazione la variabile dipendente, magnitudo, con i parametri macrosismici indipendenti, intensità epicentrale e superficie dell'area di risentimento, è possibile ricavare gli intervalli di previsione sulla variabile dipendente, per ogni dato disponibile. Analogamente al caso delle valutazioni da dati strumentali, è così possibile valutare l'incertezza associata ad ogni singola stima di magnitudo momento. È quindi anche possibile utilizzare tale incertezza per costruire uno schema di peso naturale, proporzionale all'inverso dell'errore al quadrato, da utilizzare per la media tra le diverse stime di magnitudo disponibili per ogni evento e per stimare la stessa incertezza del valore medio ottenuto.

Sui 310 terremoti (pari al 68% di quelli che dispongono di piani quotati dell'intensità) per cui è stato possibile utilizzare il metodo che fa uso delle aree, per 129 (il 42%) l'errore è risultato minore o uguale a 0.2 unità di magnitudo, per 79 (il 25%) è risultato compreso tra 0.2 e 0.3 unità, per 65 (il 21%) tra 0.3 e 0.5 e solo per 37 (il 12%) è risultato superiore a 0.5 unità. A partire dal Seicento la percentuale di eventi per cui si può applicare il metodo è 89% mentre le percentuali nelle varie classi di incertezza sono rispettivamente: 48% inferiore a 0.2, 28% tra 0.2 e 0.3, 16% tra 0.3 e 0.5 e 8% oltre 0.5. Per valutare la corrispondenza tra le magnitudo momento stimate macrosismicamente e strumentalmente è stata eseguita una regressione lineare (fig.1) tra i due valori per l'insieme di terremoti utilizzati per la taratura delle relazioni. La percentuale di varianza complessiva della magnitudo, spiegata dallo stimatore, risulta del 74% mentre lo scarto quadratico medio complessivo è di 0.28 unità. Sulla base del valore di R^2 , il risultato potrebbe apparire peggiore di quello ottenuto per la precedente versione del Catalogo (per cui si otteneva un valore di R^2 di 88% ed un valore di rms uguale di 0.28). In realtà il valore più basso di R^2 dipende in parte dalle diverse caratteristiche del campione, che presenta una diversa distribuzione delle magnitudo osservate, e in parte anche dall'uso

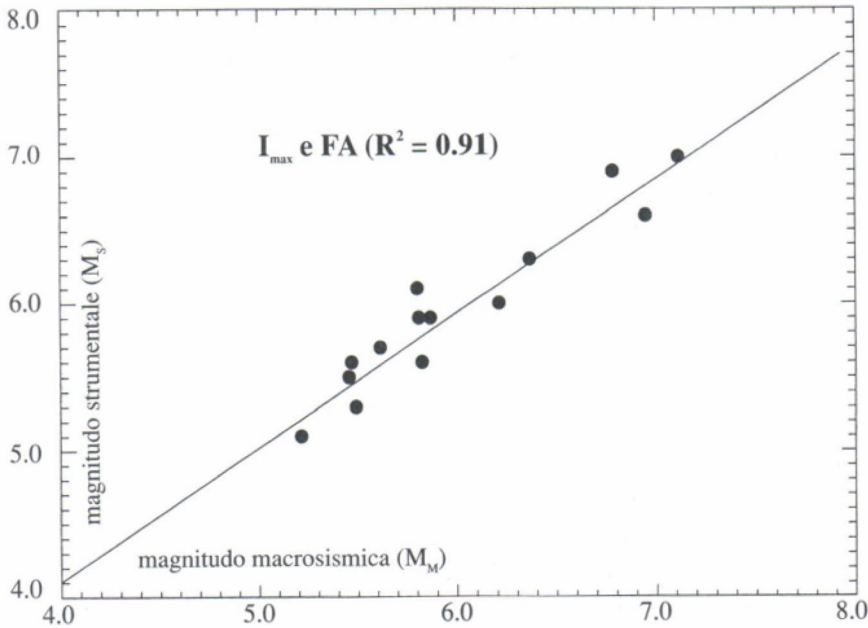


figura 1 Regressione lineare tra magnitudo momento strumentale e magnitudo momento macrosismica sul campione di eventi dell'ultimo secolo utilizzati per la taratura delle relazioni empiriche.

figura 2 Lo stesso confronto sui 14 terremoti per cui è disponibile una misura diretta di momento scalare.

dei pesi che, privilegiando l'accordo con i dati di migliore qualità, peggiora però l'adattamento complessivo del campione. Una conferma di questa spiegazione proviene dallo stesso confronto (fig.2) eseguito sull'insieme di 14 terremoti per cui è disponibile una misura diretta di momento scalare, le cui stime quindi di magnitudo momento possono essere considerate più affidabili. In questo caso, infatti, si osserva un R^2 del 91% e un rms di 0.17.

In definitiva, è ragionevole ritenere che lo schema di calcolo qui adottato sia nettamente più affidabile e stabile di quello usato nella precedente versione del Catalogo ed inoltre che la stima di momento scalare risultante sia particolarmente precisa, in molti casi addirittura migliore di quella ottenibile in modo indiretto attraverso le magnitudo strumentali.

Calcolo della magnitudo per terremoti con dati insufficienti per l'applicazione del metodo areale

Per tutti i terremoti che non possiedono dati sufficienti per calcolare le aree di risentimento o che li possiedono solo per intensità superiori all'VIII-IX grado, per cui non è stato possibile calcolare le relazioni empiriche, l'unico metodo di valutazione della magnitudo risulta essere una relazione con la sola intensità epicentrale. Nella prima versione del Catalogo era stata utilizzata una relazione quadratica proposta anche questa da Sibol *et al.* (1987). Per questa nuova versione, allo scopo di rendere la stima più affidabile e possibilmente più corrispondente alle caratteristiche locali o regionali dell'attenuazione sismica, sono stati tentati alcuni approcci diversi. In particolare, è stata verificata l'efficacia di relazioni funzionali lineari e quadratiche, relazioni tabellari che utilizzano media, mediana e media decimata come stimatore centrale, e altre ancora che seguono criteri di *nearest neighbour*. Quella che ha dato i risultati migliori nel confronto con le stime strumentali, in termini di varianza spiegata dal modello ($R^2 = 54\%$), è stata una relazione di tipo tabellare in cui, per ogni evento di data intensità epicentrale, viene calcolata la media delle magnitudo note di tutti i terremoti che possiedono la stessa intensità epicentrale, pesate con una funzione inversa della distanza tra gli epicentri.

Da un'analisi qualitativa risulta che questo approccio ha migliorato di molto la preci-

sione della stima in regioni caratterizzate da attenuazione anomala (ad esempio quelle vulcaniche) anche se in pochi casi può anche avere portato a qualche valutazione non del tutto attendibile ad esempio in zone che, pur confinando con tali regioni, non possiedono però le stesse caratteristiche. Un esempio è il terremoto del 1169 della Sicilia orientale che risulta probabilmente notevolmente sottostimato poiché la sua magnitudo viene fortemente condizionata dai numerosi e vicini eventi etnei.

Quando il numero di dati di magnitudo è superiore a 6, viene anche valutato come indicatore dell'incertezza della stima lo scarto quadratico medio, anch'esso pesato in modo analogo, dei valori di magnitudo utilizzati per la media. Sui 71 terremoti (pari al 16% di quelli che dispongono di piani quotati dell'intensità) per cui è stato possibile utilizzare questo metodo, per 22 (31%) l'errore è risultato minore od uguale a 0.3 unità di magnitudo, per 31 (44%) è risultato compreso tra 0.3 e 0.5 unità, per 5 (7%) superiore a 0.5 e per 13 (18%) non è stato stimato.

Per evitare valutazioni troppo aleatorie questo metodo non è stato applicato agli eventi con intensità epicentrale minore o uguale al VII grado. Occorre infatti osservare che, al di sotto di questa intensità il campione di terremoti incluso in questo Catalogo è poco rappresentativo della distribuzione di magnitudo media in quanto consiste esclusivamente di eventi la cui intensità massima nel catalogo PFG (Postpischl 1985) (talvolta valutata solo empiricamente sulla base della magnitudo), in seguito a ricerche storiche accurate, è stata fortemente ridimensionata. Per questi casi, allo scopo di fornire comunque una valutazione di magnitudo, è stata usata una legge lineare, equivalente alla relazione tabellare di Rebez e Stucchi (1996) utilizzata per il catalogo NT4.1 (Camassi e Stucchi 1996):

$$M_s = 0.58 I_0 + 0.96$$

Trattandosi di eventi di magnitudo bassa (in genere inferiore a 4.0) non può essere utilizzata la relazione di conversione a M ricavata in precedenza. Si può ritenere tuttavia che il valore stimato sia comunque anche in questo caso equivalente, entro i limiti dell'errore (che è dell'ordine di almeno di 0.5 unità), a quella della magnitudo momento.

Valutazione statistica della completezza del Catalogo

Non vengono qui riportate, ma sono ancora valide, le considerazioni espresse in occasione della prima versione del Catalogo, a proposito del significato della stima statistica di completezza e ai metodi utilizzati per valutarla. Come allora, viene qui utilizzato il metodo che consiste nell'analisi visuale del grafico cumulativo del numero di eventi riportato come funzione del tempo (Mulargia *et al.* 1987). In figura 3 sono mostrati i grafici relativi alle classi di magnitudo $M \geq 5.0$, $M \geq 5.5$ e $M \geq 6.0$ dal Cinquecento a oggi.

Per la soglia di magnitudo più bassa si osservano distintamente, trascurando le non-stazionarietà limitate a brevi periodi di tempo, almeno due incrementi piuttosto netti della pendenza della curva cumulativa in corrispondenza dell'inizio del XVII secolo e della fine del XVIII e forse un terzo attorno al 1870, che sono indice di un'aumentata capacità detettiva del sistema di rilevamento rispetto ai periodi precedenti. Per la soglia intermedia i primi due "punti di cambiamento" sono ancora identificabili mentre il terzo scompare completamente. Infine per la terza soglia di magnitudo si osserva solo il primo punto di svolta. Nell'ipotesi di stazionarietà della generazione sismica, la completezza, relativamente ad ogni soglia di magnitudo, può essere assunta a partire dall'ultima variazione osservata del tasso di sismicità apparente.

Nell'introduzione alla prima versione era già stato notato come il punto di svolta più antico possa essere giustificato dal fatto che a partire dal XVII secolo l'indagine storica può contare, per varie motivazioni, su un patrimonio di fonti decisamente superiore a quello dei secoli precedenti (Guidoboni 1995). Per quanto riguarda invece gli altri

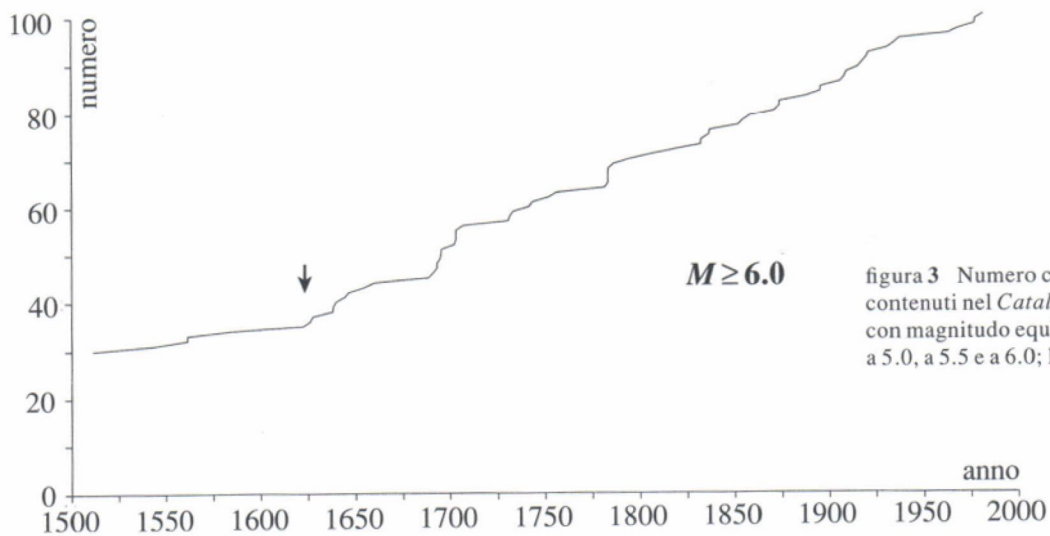
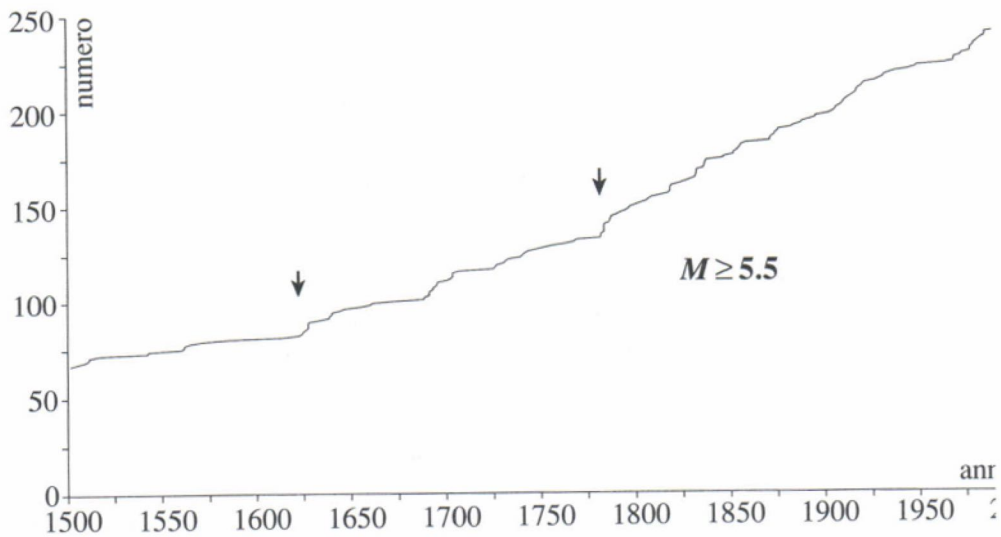
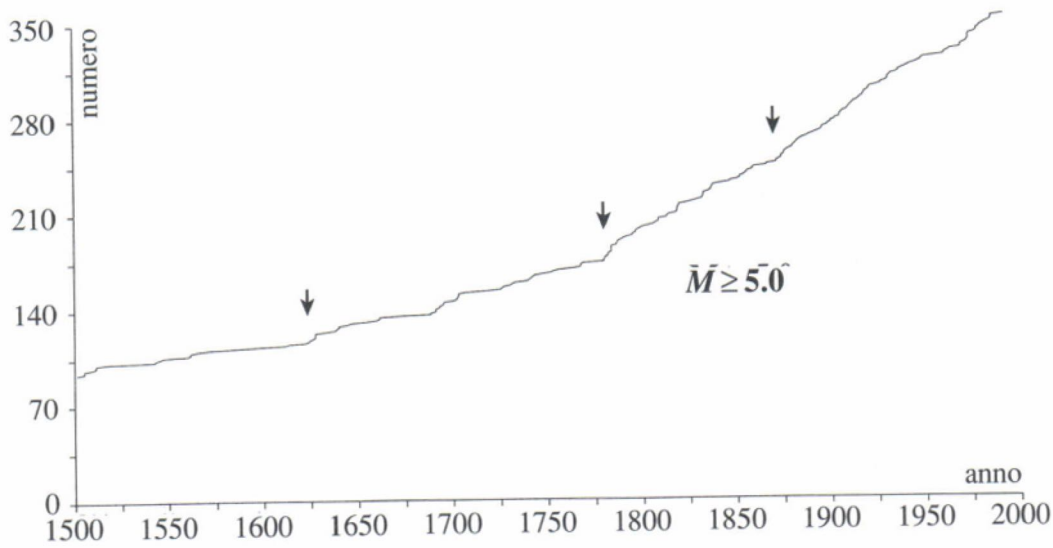


figura 3 Numero cumulativo di eventi sismici contenuti nel *Catalogo dei Forti Terremoti in Italia*, con magnitudo equivalente maggiore o uguale a 5.0, a 5.5 e a 6.0; le frecce indicano i punti di svolta.

punti possono essere fatte varie ipotesi. Tra queste si può osservare ad esempio, per la seconda variazione di pendenza, che cadendo questa circa in corrispondenza dei terremoti calabresi del 1783, essa potrebbe essere in qualche modo legata al maggiore interesse acquisito verso tali fenomeni da parte del governo del regno di Napoli. Così come ancora, l'eventuale punto di svolta alla fine dell'Ottocento potrebbe essere il prodotto dello sviluppo di quell'ambiente scientifico evoluto che fruttò, all'inizio del nuovo secolo, la pubblicazione della grande opera di M.Baratta, *I terremoti d'Italia*, e la formulazione da parte prima di M.S.de Rossi e F.-A.Forel e poi di G.Mercalli di scale macrosismiche di tipo moderno.

bibliografia

- Ambraseys N.N. 1990, Uniform magnitude re-evaluation of european earthquakes associated with strong-motion records, *Earthquake Engineering and Structural Dynamics* 19, pp.1-20.
- Boschi E., Pantosti D. e Valensise G. 1992, Modello di sorgente per il terremoto di Messina del 1908 ed evoluzione recente dell'area dello Stretto, in *Atti dell'8° Convegno*, Roma 7-9 novembre 1989, CNR-GNGTS, vol.1, Roma, pp.245-258.
- Camassi R. e Stucchi M. (a cura di) 1996, *NT4.1 un catalogo parametrico di terremoti di area italiana al di sopra della soglia del danno*, GNDT rapporto interno, 84 pp.
- Draper N.R. e Smith H. 1980, *Applied Regression Analysis*, 2a ed., New York, 709 pp.
- Dziewonski A.M., Friedman A., Giardini D. e Woodhouse J.H. 1983, Global seismicity of 1982: centroid moment tensor solutions for 308 earthquakes, *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 53, pp.17-45.
- Frankel A. 1994, Implications of felt area-magnitude relations for earthquake scaling and the average frequency of perceptible ground motion, *Bulletin of the Seismological Society of America* 84, pp.462-465.
- Guidoboni E. 1995, Dati di base e metodo di indagine: una navigazione fra effetti sismici e contesti storici, in E.Boschi, G.Ferrari, P.Gasperini, E.Guidoboni, G.Smriglio e G.Valensise 1995, *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1980*, ING-SGA, Bologna, pp.20-57.
- Hanks T.C. e Kanamori H. 1979, A moment magnitude scale, *Journal of Geophysical Research* 84, pp.2348-2350.
- Johnston A.C. 1996a, Seismic moment assessment of earthquakes in stable continental regions – I. Instrumental seismicity, *Geophysical Journal International* 124, pp.381-414.
- Johnston A.C. 1996b, Seismic moment assessment of earthquakes in stable continental regions – II. Historical seismicity, *Geophysical Journal International* 125, pp.639-678.
- Margottini C., Ambraseys N.N. e Screpanti A. 1993, *La magnitudo dei terremoti italiani del XX secolo*, ENEA, Roma.
- Mulargia F., Gasperini P. e Tinti S. 1987, Contour mapping of Italian seismicity, *Tectonophysics* 142, pp.203-216.
- Postpischl D. (a cura di) 1985, Catalogo dei terremoti italiani dall'anno 1000 al 1980, *Quaderni de "La Ricerca Scientifica"*, CNR-PFG, n.114, vol.2B, Roma.
- Rebez A. e Stucchi M. 1996, *La determinazione della M_s a partire da dati macrosismici per i terremoti compresi nei cataloghi NT*, GNDT rapporto interno, Trieste-Milano, 48 pp.
- Sibol M.S., Bollinger G.A. e Birch J.B. 1987, Estimation of magnitudes in central and eastern North America using intensity and felt area, *Bulletin of the Seismological Society of America* 77, pp.1635-1654.
- Ward S.N. e Valensise G.R. 1989, Fault parameters and slip distribution of the 1915 Avezzano, Italy, earthquake derived from geodetic observations, *Bulletin of the Seismological Society of America* 79, pp.690-710.