

Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C.al 1980

Enzo Boschi
Graziano Ferrari
Paolo Gasperini
Emanuela Guidoboni
Giuseppe Smriglio
Gianluca Valensise

Istituto Nazionale di Geofisica
SGA storia geofisica ambiente

Stima dei parametri sintetici

Paolo Gasperini* e Graziano Ferrari**

* Istituto Nazionale di Geofisica ** SGA Storia Geofisica Ambiente

96

Riassumere tutte le informazioni disponibili su un terremoto nelle scarse quantità numeriche di un *record* di catalogo è certamente operazione limitante nei confronti della complessità dei risultati delle indagini di Sismologia Storica. Si pone tuttavia il problema di fornire comunque una rappresentazione sintetica, sia per dare un indice di riferimento per l'accesso al resto dell'informazione presente nel Catalogo dei Forti Terremoti in Italia (CFT), sia per creare uno strumento utilizzabile immediatamente per analisi di tipo statistico. Va notato che, mentre nei cataloghi strumentali ogni singolo *record* rappresenta sempre una sola scossa, qui a volte lo stesso *record* può riferirsi invece agli effetti complessivi di un *periodo sismico*. Questo avviene in quanto non è sempre possibile distinguere fra gli effetti di scosse successive, o perché molto ravvicinate nel tempo e nello spazio, o semplicemente perché, soprattutto per gli eventi più antichi, le fonti storiche non lo permettono.

Nell'ambiente scientifico sismologico è molto comune considerare i dati macrosismici come informazioni di tipo qualitativo e come tali poco attendibili, in definitiva non meritevoli della qualifica di dato scientifico. Ciò porta molti ricercatori a respingere o a non utilizzare queste informazioni. Effettivamente in passato i criteri di stima dei parametri epicentrali e di energia per i terremoti storici sono stati raramente formalizzati con precisione e hanno spesso fatto uso di tecniche qualitative di valutazione, anche perché in molti casi le informazioni non erano disponibili in forma adatta ad essere trattate analiticamente. In questo contributo vengono descritte le tecniche e gli algoritmi utilizzati per la definizione del tempo origine, delle coordinate epicentrali, dell'intensità epicentrale e della magnitudo equivalente riportati nei *records* sintetici del *data-base*. Vengono inoltre descritti i criteri di valutazione dell'affidabilità di tali stime. Non è stata invece stimata la profondità ipocentrale, poiché la definizione di tale parametro è troppo incerta per permettere stime attendibili su base puramente macrosismica.

Tempo origine dei terremoti

Il tempo origine riportato dai cataloghi è spesso considerato un invariante del terremoto, tanto che gli viene attribuito il valore di un codice identificativo. Ciò sarebbe in linea di principio valido se la data e l'orario di un terremoto fossero stati finora determinati con esattezza, mentre in realtà questo non è vero perché i cataloghi spesso non tengono conto delle conversioni di data e orario necessarie per ricondurre tutti i terremoti storici al medesimo sistema di riferimento temporale che nei cataloghi sismici è per convenzione il tempo medio di Greenwich — *Greenwich Mean Time* (GMT). In Italia, infatti, si sono storicamente e geograficamente succeduti stili diversi di datazione e di scale cronometriche, quindi, la trasposizione di date e orari storici al GMT richiede attente indagini e specifiche modalità di conversione, ignorate da alcuni compilatori di precedenti cataloghi. Nei casi più gravi questa ignoranza ha portato alla duplicazione di terremoti anche di elevata intensità. Il problema è stato posto solo da alcuni autori (Dominici e Marcelli 1979; Ferrari e Marmo 1985) e non è stato ancora del tutto recepito nella prassi scientifica. Nel CFT, la particolare attenzione prestata a questo aspetto ha portato alla correzione del tempo origine del 35% dei 346 terremoti analizzati. Per 25 terremoti (15% circa) è stato introdotto l'orario, mancante in precedenti cataloghi,

per 65 eventi (19% circa) la correzione ha riguardato le ore, mentre per 29 (8%) solo i minuti. L'incidenza percentuale maggiore è concentrata nel periodo fino al XVIII secolo compreso.

Data

L'esatta definizione della data di occorrenza degli eventi in studio, a partire dalle descrizioni delle fonti storiche, ha presentato due ordini di problemi: quello relativo alla individuazione di una data univoca, e quello della conversione all'uso corrente di datazione.

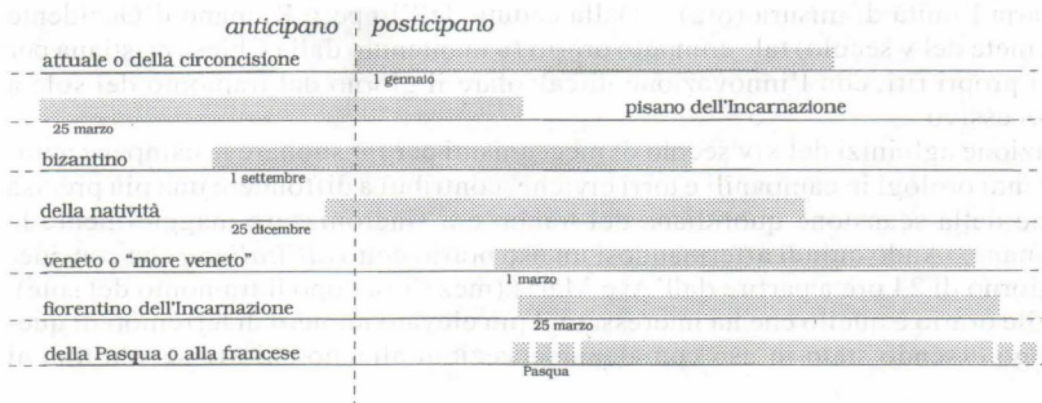
Il primo problema è quello creato da quei terremoti dell'antichità che sono individuabili temporalmente solo all'interno di un arco cronologico a volte di alcuni anni. È il caso ad esempio del terremoto ricordato in una epigrafe relativa al restauro dei danni al Colosseo di Roma che si considera avvenuto poco prima del 484 o poco prima del 508. L'unico elemento per la datazione è desumibile dall'epigrafe che fa riferimento ad un console Decius Marius Venantius Basilius, il quale figura, forse a causa di un'omonimia, nelle liste consolari nei due anni. Eventi sismici con questi problemi di cronologia sono riportati con due campi-data nella banca dati. Per quanto riguarda la conversione all'uso corrente di datazione, senza entrare nel merito dei singoli casi che sono affrontati negli specifici commenti storico-critici, è opportuno riassumere alcune tipologie di problemi.

I principali errori di datazione dei terremoti nei cataloghi sono riconducibili a grossolane imprecisioni nella conversione della data riportata dalle testimonianze.

Le correzioni apportate all'anno, al mese o al giorno hanno origini e motivazioni differenti. Da un lato vi sono i casi particolari di datazione che risentono di errori di trascrizione da parte dei precedenti compilatori dei cataloghi, dall'altro si hanno tutti i casi i cui i terremoti sono stati datati senza tenere conto di stili di datazione diversi da quello attuale, a cui si riferiscono implicitamente le fonti. Questo aspetto può causare in alcuni casi notevoli difficoltà ed è stato nel passato all'origine di grossolani errori.

Fino al XVII secolo, lo stile di datazione, in genere, presenta una notevole variabilità che dipende dal periodo storico, dall'area geografica e talvolta anche dal tipo di fonte (Cappelli 1983). Si conta, infatti, che in Italia si siano utilizzati storicamente 7 stili di datazione:

1. stile attuale o della Circoncisione (con inizio dell'anno al 1 gennaio);
2. stile *more veneto* (posticipa rispetto all'uso attuale l'inizio dell'anno al 1 marzo con cui coincide fino al 31 dicembre);
3. stile fiorentino dell'Incarnazione (posticipa al 25 marzo);
4. stile pisano dell'Incarnazione (anticipa al 25 marzo);
5. stile della Pasqua o francese (posticipa al giorno di Pasqua);
6. stile Bizantino (anticipa al 1 settembre);
7. stile della Natività (anticipa al 25 dicembre).



Stili di datazione utilizzati storicamente in Italia.

In un determinato periodo storico possono essere stati in uso, quindi, in città e aree diverse dell'Italia stili differenti, per cui gli effetti praticamente sincroni di un evento sismico nelle diverse località non sono documentati come tali. Nella prima metà del XV secolo ad esempio in Puglia e Calabria era in uso lo stile bizantino, a Venezia il more veneto, a Firenze lo stile fiorentino dell'Incarnazione, a Roma quello della natività, a Pisa lo stile pisano dell'Incarnazione e a Torino quello della Natività.

Stili diversi furono in uso fino alla prima metà del Settecento e i loro effetti sulla ricostruzione di scenari sismici territoriali hanno richiesto spesso specifici approfondimenti. Il terremoto della Romagna del 22 marzo 1661, ad esempio, è documentato dalle fonti emiliane e romagnole nel 1661, mentre in alcune fonti di area toscana (dove era ancora in uso lo stile fiorentino dell'Incarnazione) il terremoto è testimoniato il 22 marzo 1660, poiché secondo questo stile solo il 25 marzo sarebbe iniziato il nuovo anno.

Alcune date dei terremoti hanno subito modifiche, rispetto ai precedenti cataloghi, in relazione ad una più precisa definizione dell'ora di occorrenza dell'evento e del relativo uso orario. In Italia, soprattutto per il periodo fino alla seconda metà del Settecento, si verifica frequentemente che la conversione dall'uso orario *all'italiana* delle fonti al tempo universale GMT collochi l'evento il giorno precedente a quello documentato dalla fonte.

Fra la seconda metà del '700 e la prima dell'800, a causa della coesistenza di un uso orario quotidiano *all'italiana* e di quello ufficiale *alla francese* è spesso presente nelle fonti una certa confusione fra i due stili nella individuazione del giorno. Ad esempio "a Bologna alle 3 di notte del 25 gennaio vi fu una forte scossa...": secondo lo stile italiano, il 25 gennaio, comincia all'Ave Maria del 24, quindi le 3 ore corrispondono circa alle 20 GMT del 24. Tuttavia, alcuni cronachisti contemporanei o posteriori per ragioni diverse possono indicare l'ora *all'italiana*, ma il giorno *alla francese*, intendendo in questo caso che sono circa le 20 GMT del 25. Tali situazioni si precisano meglio in corrispondenza di quelle fonti che forniscono più espliciti riferimenti temporali: "nella notte fra il 24 e il 25..." oppure "la notte del 24 venendo il 25...".

Ora

Le scale di misura del tempo con cui l'uomo ha regolato le sue attività e di cui si è servito per descrivere i fenomeni naturali osservati hanno sempre fatto riferimento al moto apparente del sole rispetto alla Terra. Gli intervalli temporali fra alba e tramonto e viceversa hanno individuato un ciclo diurno e uno notturno nella scansione dei ritmi di vita umani. Questa distinzione, che non ha alcun rilievo nella scala cronometrica odierna, è stata largamente in uso nel passato. I Romani, infatti, dividevano ciascuno di questi periodi in quattro parti di tre ore ciascuna; le quattro parti erano chiuse rispettivamente dalle ore *tertia*, *sexta*, *nona* e *duodecima* (quest'ultima nel ciclo diurno corrispondente al tramonto — *solis occasus*). Poiché il ciclo diurno del giorno non è costante durante tutto l'anno, di fatto la misura (in ore) del *dies naturalis* è costante, mentre varia l'unità di misura (ora). Dalla caduta dell'impero Romano d'Occidente (seconda metà del V secolo) tale computo orario fu mantenuto dalla Chiesa cristiana per scandire i propri riti, con l'innovazione di calcolare il giorno dal tramonto del sole a quello successivo.

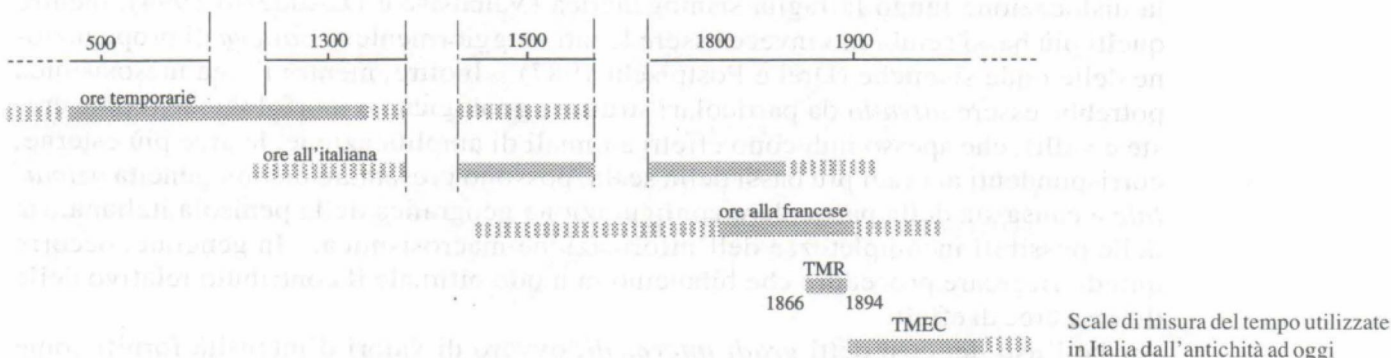
L'introduzione agli inizi del XIV secolo di meccanismi per far suonare le campane azionati da grandi orologi in campanili e torri civiche, contribuì a diffondere una più precisa percezione della scansione quotidiana del tempo e a sincronizzare maggiormente le attività umane. Andò quindi affermandosi un uso orario detto *all'italiana* che considerava un giorno di 24 ore a partire dall'Ave Maria (mezz'ora dopo il tramonto del sole). Questo stile orario è quello che ha interessato il più elevato numero di terremoti di questo catalogo essendo stato in uso con alcune eccezioni almeno dal XIV secolo fino ai

primi decenni del XIX secolo, ma in alcune aree anche per qualche decennio ancora. Altri stili si sono succeduti a quello all'italiana, consolidando il passaggio da un sistema di riferimento locale delle scale cronometriche ad una scala cronometrica, prima nazionale poi mondiale (GMT).

Come è stato anticipato, errori o imprecisioni nelle conversioni di data degli eventi hanno causato anche duplicazioni di terremoti, come è il caso, ad esempio, del terremoto della Slovenia del 26 marzo 1511 per il quale si rimanda al Catalogo.

Nel CFT sono state adottate alcune convenzioni riguardo alle approssimazioni degli orari dei terremoti. Per i terremoti fino al XIX secolo compreso, l'approssimazione è in genere sui minuti, salvo indicazioni provenienti da Osservatori che disponevano di orologi di precisione costantemente corretti. Gli orari GMT risultanti da conversioni dall'uso orario all'italiana sono stati in genere approssimati ai 5 minuti (5:18 – 5:20) a causa della modesta precisione delle determinazioni orarie originali.

La necessità di indicare, seppure con una certa approssimazione, un orario della scossa ha suggerito di attribuire, quando possibile, l'orario anche a indicazioni generiche. Indicazioni orarie riportate nei testi come “fra le 6 e le 7” sono stati assunte come 6:30. Indicazioni come “prima del canto del gallo”, “poco prima dell'alba” ecc. sono state convenzionalmente attribuite all'orario dell'alba di quel giorno dell'anno.



Localizzazione epicentrale

Mentre la definizione di epicentro strumentale è ben stabilita in letteratura (si veda ad es. Richter 1958), la stessa cosa non si può dire per la definizione di epicentro macrosismico. Ciò è dovuto principalmente alla mancanza di formalizzazione tipica degli studi macrosismici, e all'opinione ampiamente diffusa che questi non siano comunque in grado di fornire stime attendibili. Lo stesso Richter (1958) cita la “pratica, in assenza di sismografi, di tracciare linee isosismiche e poi localizzare un *epicentro* al centro della figura”, e continua asserendo che tale pratica dovrebbe essere abbandonata perché “nella maggioranza dei casi l'epicentro localizzato per via strumentale risulta in genere ricadere su un lato dell'area mesosismica”, e non al centro.

Il motivo per cui l'epicentro macrosismico sia spesso significativamente spostato rispetto a quello strumentale è dovuto al fatto che le due definizioni hanno un significato fisico diverso: infatti, mentre l'epicentro strumentale corrisponde alla proiezione in superficie dell'*ipocentro* del terremoto, ovvero del punto in cui si ha la nucleazione della frattura, quello macrosismico è invece in qualche modo legato al *baricentro* della zona fratturata.

Pochi sono gli esempi di definizione formale dell'epicentro macrosismico riportati in letteratura. Kondorskaya e Shebalin (1982) definiscono l'epicentro stimabile sulla base di dati macrosismici come “il centro pesato della prima isosisma con un errore uguale al suo raggio medio”, e forniscono anche una breve descrizione di una procedura inedita, dovuta a Golenetskiy, basata su una relazione di attenuazione.

Nel Catalogo del Progetto Finalizzato Geodinamica (PFG) del CNR (Postpischl 1985) l'epicentro macrosismico è definito come "il baricentro dell'area racchiusa entro la linea isosismica di grado più alto. L'area è stata determinata considerando almeno 3 distinte località. Se questo non è stato possibile, l'area approssimata è indicata da quelle località che presentano gli effetti osservati più forti".

Una definizione naturale per l'epicentro macrosismico può essere quindi "il baricentro dell'area in cui si sono verificati i massimi effetti". Usando le isosisme, ciò equivale a prendere il centro dell'isolinea di grado più elevato, mentre se si usano punti valutati, il baricentro può essere ottenuto mediando i valori delle coordinate dei punti con l'intensità più alta.

Occorre comunque considerare i problemi operativi che si possono incontrare nella determinazione dell'epicentro macrosismico e che sono legati alla particolare natura delle informazioni utilizzate a questo scopo. Ad esempio, può avvenire che l'intensità massima sia riscontrata in una sola località, in questo caso l'incertezza associata alla stima del valore d'intensità può diventare critica e pregiudicare anche l'accuratezza della localizzazione, e può risultare ragionevole utilizzare per la stima non solo il punto con intensità massima ma anche quelli con intensità inferiori. D'altra parte, in genere, solo i valori d'intensità più alti sembrano essere direttamente in relazione con la dislocazione lungo la faglia sismogenetica (Valensise e D'Addezio 1994), mentre quelli più bassi sembrano invece essere legati maggiormente al *pattern* di propagazione delle onde sismiche (Drei e Postpischl 1987). Inoltre, mentre l'area mesosismica potrebbe essere *attratta* da particolari strutture geologiche o morfologiche (come creste e valli), che spesso inducono effetti anomali di amplificazione, le aree più esterne, corrispondenti ai gradi più bassi della scala, possono presentare disomogeneità *azimutale* a causa sia della particolare configurazione geografica della penisola italiana, sia delle possibili incompletezze dell'informazione macrosismica. In generale, occorre quindi ricercare procedure che bilancino in modo ottimale il contributo relativo delle diverse aree di effetti.

Anche l'uso dei così detti *gradi intermedi*, ovvero di valori d'intensità forniti come intervallo nell'impossibilità di discriminare con esattezza tra due gradi adiacenti (ad es. VIII-IX), può introdurre un'ulteriore fonte di incertezza.

Infine, per la maggioranza dei terremoti la distribuzione spaziale dei punti rilevati rispetto è abbastanza irregolare ed è molto comune la presenza di punti fortemente anomali, dovuti sia ad errori materiali di attribuzione sia ad altre motivazioni di tipo fisico, geologico, demografico ecc.

È quindi preferibile l'uso di un estimatore statistico "robusto" (come la mediana o la media decimata) al posto della comune media aritmetica.

In base a tutte queste considerazioni è stato elaborato un algoritmo che cerca di limitare al massimo gli effetti negativi delle diverse fonti di errore descritte. Conformemente a quanto osservato in precedenza, vengono distinti i casi in cui l'intensità è stimata con un grado definito dalla scala macrosismica, da quelli in cui invece l'intensità è fornita come intervallo di valori, di seguito convenzionalmente indicato come grado *extra*.

Algoritmo

1. I punti valutati vengono divisi per classi d'intensità.
2. I punti valutati con gradi *extra* vengono assorbiti dalla classe d'intensità immediatamente superiore (es.: un punto valutato con un'intensità VII-VIII viene inserito nella classe d'intensità VIII).
3. Vengono scelti i punti valutati appartenenti alla classe d'intensità più elevata (I_{max}).
4. Se l'intensità massima I_{max} è un grado *extra*, vengono selezionati anche i punti appartenenti alla classe d'intensità immediatamente inferiore (es.: se I_{max} è IX-X vengono selezionati anche i punti valutati della classe d'intensità IX).

5. Se il numero dei punti selezionati è inferiore ad un valore N scelto come soglia inferiore, vengono usati anche i punti delle classi immediatamente inferiori, fino al grado $I_{max} - K$ (sia N che K sono parametri da determinare).
6. I valori delle coordinate epicentrali vengono calcolati mediando i corrispondenti valori delle coordinate dei punti selezionati, usando sia la Media Aritmetica (ME), sia la Media Decimata (TM) che la Mediana (MD).
7. I valori dei parametri N e K e l'estimatore di media da preferire tra ME, TM e MD vengono scelti attraverso un'analisi di stabilità.

L'analisi di stabilità ha lo scopo di ricercare l'insieme dei parametri che danno determinazioni epicentrali più vicine, in media, a tutte le altre (vale a dire quelle determinazioni che stanno al centro della distribuzione degli epicentri candidati).

Si è scelto di non confrontare direttamente le determinazioni epicentrali macrosismiche con quelle strumentali, sia perché, come già accennato, le due localizzazioni differiscono per significato fisico, sia perché determinazioni strumentali attendibili esistono solo per un gruppo molto limitato di eventi degli ultimi 15-20 anni.

L'analisi suggerisce di scegliere i valori $N=3$, $K=1$, e la media decimata (cioè la media aritmetica dei valori compresi tra il primo e terzo interquartile) come estimatore. In pratica, ciò corrisponde a calcolare la media decimata delle coordinate dei punti appartenenti alla classe d'intensità più alta, includendo la classe immediatamente inferiore se il numero di tali punti è minore di 3. Va notato che questo risultato è abbastanza simile alla definizione adottata, sulla base della sola esperienza, da Postpischl (1985), e che la stessa conclusione risulta abbastanza indipendente dai dati utilizzati in quanto è stata ottenuta anche utilizzando una precedente e significativamente diversa edizione del *data-base*.

Affidabilità e precisione della localizzazione epicentrale

Come altri procedimenti di analisi-dati la stima macrosismica dell'epicentro è soggetta ad un'indeterminazione che deve essere in qualche modo valutata affinché la stima stessa possa essere confidentemente utilizzata.

Mancando una precisa base fisica alle formulazioni utilizzate e anche la possibilità di un confronto con l'osservabile strumentale, l'errore associato non può essere stimato né a priori né a posteriori, ma solo valutato in termini di *consistenza interna* del procedimento di stima.

A questo scopo, per ogni evento per cui l'epicentro è stato calcolato utilizzando più di un punto quotato, sono stati anche calcolati gli scarti quadratici medi tra le coordinate dei punti quotati utilizzati per il calcolo e le coordinate dell'epicentro.

Tali valori naturalmente non possono essere assunti direttamente come stime dell'errore di localizzazione in quanto dipendono anche dall'estensione dell'area mesosismica, ma forniscono comunque un criterio di controllo dell'affidabilità della stima: valori molto elevati possono infatti indicare sia la presenza di punti con intensità fortemente anomala, che l'incompletezza dell'informazione nell'area epicentrale (ad es. epicentri in mare o in aree disabitate).

Per 102 dei 193 epicentri calcolati con più di un punto (il 53%) lo scarto medio è risultato inferiore a 10 km per entrambe le coordinate, e per ulteriori 61 epicentri (il 32%) inferiore a 25 km.

Intensità epicentrale

L'intensità massima di un terremoto I_{max} è spesso l'unico parametro che può essere ricondotto all'energia rilasciata da un terremoto storico. In alcuni casi essa viene indicata come intensità epicentrale I_o assumendo così che l'epicentro macrosismico coincida con la località in cui vengono osservati i massimi effetti. Questo può essere accettabile in linea di principio se si è osservata tale intensità in un solo punto, ma quando ciò

non avviene e la localizzazione dell'epicentro stesso, come descritto più sopra, è il frutto di un'operazione di media sulle coordinate di parecchi punti, si deve ricorrere ad un approccio diverso. Inoltre, in alcuni casi, le singole determinazioni d'intensità sono condizionate da effetti locali di amplificazione e da errori di stima che possono alterarne di molto il valore.

La distinzione tra "intensità massima" I_{max} e "intensità epicentrale" I_o non è univocamente definita in letteratura, ed è stata in passato per lungo tempo completamente ignorata. In realtà, per la maggior parte dei terremoti queste due quantità di fatto coincidono e ci si aspetta comunque che le differenze siano piccole, tranne che nei casi in cui l'epicentro sia situato in mare o in cui siano presenti forti effetti locali di amplificazione. È tuttavia abbastanza comune rilevare differenze fino a due gradi tra un punto isolato d'intensità massima e quelli d'intensità immediatamente inferiore. Nel catalogo PFG (Postpischl 1985), viene data la seguente definizione della intensità epicentrale: "il valore della linea isosismica chiusa che presenta il grado più elevato (e che includa almeno 3 diversi punti)". Viene tuttavia aggiunto che l'intensità riportata in catalogo in realtà "è da considerarsi normalmente come I_{max} ". In letteratura sono stati anche sviluppati diversi metodi di determinazione di I_o sulla base del campo macrosismico basati sulla scelta e l'adattamento di una relazione di attenuazione. Di solito il risultato di tali elaborazioni è un valore reale piuttosto che un valore intero, il che è in contraddizione con la natura stessa del parametro intensità. Per ovviare a queste difficoltà, e in accordo con i criteri esposti sopra, si è scelto quindi il semplice algoritmo di seguito riportato.

Algoritmo

1. Se si dispone di un solo punto valutato per l'intero terremoto si assume I_o uguale all'intensità riportata per quel punto.
2. Se si dispone di più punti valutati con intensità pari a I_{max} si assume $I_o = I_{max}$.
3. Se un solo punto ha intensità massima I_{max} e almeno un punto ha una intensità maggiore di $I_{max}-2$, si assume come I_o l'intensità di quest'ultimo.
4. In tutti gli altri casi si assume $I_o = I_{max}-2$.

Il valore fornito da questo algoritmo, quando utilizzato al posto di I_{max} per stimare la magnitudo del terremoto, ha fornito un apprezzabile miglioramento sia dello scarto quadratico medio che del coefficiente di correlazione con la magnitudo strumentale nel set di eventi usati per la taratura delle formule empiriche.

Nel caso in cui il punto valutato abbia come localizzazione Roma, per il periodo antico e medioevale, l'intensità epicentrale non è stata attribuita.

Si è in questo modo tenuto conto del particolare ruolo di Roma evidenziato in studi recenti (Guidoboni 1989; Guidoboni, Comastri e Traina 1994).

Il livello culturale di Roma nel mondo antico e la particolare sensibilità al terremoto come prodigio ha reso possibile la recezione nelle fonti di scosse di risentimento anche di bassa intensità, da strutture sismogenetiche non individuabili.

Magnitudo equivalente

Anche nel caso della stima della magnitudo e del momento sismico, a procedure ormai ampiamente consolidate, basate su dati sismometrici fa riscontro una condizione di ampia variabilità dei metodi basati sui dati macrosismici. In passato sono state proposte numerose relazioni empiriche, ma molto raramente autori differenti hanno assegnato gli stessi valori ai vari coefficienti che compaiono in tali relazioni. Questo suggerisce che stime di questo tipo sono strettamente dipendenti dai dati di partenza. Inoltre, è molto raro anche che un autore inserisca nel proprio lavoro un'approfondita e convincente discussione delle proprie assunzioni e delle conseguenze dei metodi adottati; al contrario, è molto frequente che la forma delle relazioni sia assunta in modo del tutto

arbitrario, senza alcuna giustificazione.

In mancanza di una stretta connessione di tipo fisico, l'unico criterio accettabile per stabilire la validità di una relazione empirica è quello di ricorrere alla statistica. Tinti *et al.* (1987) hanno descritto i tre principali tipi di approccio al problema utilizzati in letteratura:

1. calcolo della magnitudo sulla base della sola intensità epicentrale I_o ;
2. calcolo della magnitudo come funzione dell'area di una isosisma, oppure dell'area di risentimento FA (*Felt Area*);
3. metodi misti, che usano sia l'intensità epicentrale I_o che l'area di risentimento FA.

Metodi basati sull'Intensità Epicentrale I_o

A causa della scarsità di dati disponibili, la procedura più comunemente seguita in passato per valutare la magnitudo di eventi sismici storici era quella di definire relazioni empiriche che facessero riferimento alla sola intensità epicentrale. A parte l'incertezza insita nella stima del parametro intensità (e quindi anche nella determinazione dei coefficienti della relazione), è intuitivo che quando si ha a che fare con relazioni intensità-magnitudo diventa cruciale il ruolo della profondità focale del terremoto. Infatti, a parità di energia, più è profonda la sorgente di un terremoto, più blandi saranno i suoi effetti in superficie. Di conseguenza, per terremoti con profondità superiore alla media la magnitudo calcolata tramite relazioni empiriche, sulla base della sola intensità epicentrale, risulterà in qualche modo sottostimata, mentre risulterà sovrastimata nel caso di profondità inferiore alla media. Molti autori hanno determinato relazioni magnitudo-intensità epicentrale per varie regioni sismiche del globo (ad es. Kárník 1968; Toppozada 1975). Inoltre, questo metodo è praticamente anche l'unico che è stato usato in Italia (ad es. Basili *et al.* 1980; Tinti *et al.* 1986, 1987). Nella maggior parte di questi lavori, l'area di interesse viene suddivisa, sulla base di criteri sismotettonici o statistici, in zone più piccole che vengono analizzate separatamente. In anni più recenti, per superare il problema della mancanza di una relazione funzionale attendibile tra magnitudo e intensità epicentrale, alcuni autori (Sibol *et al.* 1987; Albarello e Mucciarelli 1992) hanno suggerito di determinare la magnitudo separatamente per ogni grado della scala d'intensità, usando estimatori robusti. In questo caso è necessario disporre di un sufficiente numero di eventi per ogni grado in modo che la stima sia sufficientemente rappresentativa.

Metodi basati sull'area di risentimento

Quando si ha a disposizione un numero sufficiente di osservazioni, l'area o il raggio delle isosisme sembrano essere estimatori della magnitudo di un evento più attendibili che non un singolo valore d'intensità (Toppozada 1975). Usando un metodo di questo genere, le incertezze dovute ad eventuali fenomeni di direttività, all'eventuale anisotropia dell'attenuazione e a possibili effetti locali di amplificazione del moto del suolo vengono fortemente ridotte. Sfortunatamente, in passato solo pochissimi lavori si sono serviti di questo metodo, dato che solo per un numero ridotto di eventi erano disponibili mappe isosismiche.

Un altro problema che sorge quando si utilizzano dati macrosismici di questo tipo è rappresentato dall'arbitrarietà e dalla soggettività inevitabilmente presenti nella procedura di tracciamento manuale delle linee isosismiche. È noto infatti che ricercatori diversi possono produrre risultati anche molto differenti tra loro pur partendo dagli stessi identici dati (Berardi *et al.* 1992). Questo avviene perché la procedura di interpolazione delle curve di livello è altamente condizionata dal grado di esperienza dell'operatore e dalle sue personali convinzioni interpretative. Una soluzione può essere quella di ricorrere ad uno dei tanti codici esistenti per il *contouring* automatico. Poiché in questo caso è necessario comunque disporre su calcolatore dell'intera lista

dei punti d'intensità valutata, diventano allora utilizzabili metodi basati sull'analisi dei punti valutati stessi che, non richiedendo assunzioni preliminari, sono quindi da preferire. Esempi di applicazione di metodi "areali" sono abbastanza comuni per gli Stati Uniti (Street e Turcotte 1977; Sibol *et al.* 1987) ma non per l'Italia, dove solo pochi lavori hanno finora tentato questa strada (Westaway 1992).

Ad ogni modo, questi metodi non rappresentano la soluzione definitiva al problema della valutazione della magnitudo su base macrosismica, perché anche in questo caso non si possono ignorare gli effetti della profondità della sorgente, soprattutto per i valori di intensità più alti. Infatti, a causa della divergenza geometrica, più profonda è la sorgente e minore è l'attenuazione dell'intensità con la distanza, cosicché le isosisme risultano più ampie per i terremoti profondi che per quelli superficiali (in linea di principio, per una sorgente ubicata esattamente al centro della Terra l'intera superficie terrestre dovrebbe sperimentare lo stesso livello di scuotimento e quindi appartenere alla stessa isosisma, cioè rappresentare un'unica area isosismica).

Metodo misto

Questo metodo, originariamente proposto da Galanopoulos (1961) e poi quasi dimenticato per molti anni, riunisce i due criteri visti sopra, che vengono quindi considerati contestualmente per la valutazione della magnitudo: l'intensità epicentrale I_o e l'area delle isosisme. Il lavoro di Galanopoulos è basato sull'assunzione che, per scosse aventi la stessa energia E , l'intensità epicentrale I_o sia "pressoché inversamente proporzionale" alla profondità focale h , mentre l'area di percettibilità (o *felt area*) FA sarebbe approssimativamente proporzionale ad essa. Ne consegue che "il prodotto dell'area di percettibilità per l'intensità, FAI_o , di terremoti con la stessa energia E rimane praticamente costante per qualsiasi profondità focale (Toperczer 1953). Questo significa che la quantità $\log(FAI_o)$, usata per la determinazione della magnitudo di un terremoto ha il vantaggio di essere la stessa per due scosse di uguale magnitudo originate a profondità diverse". Quindi la magnitudo potrebbe essere ottenuta escludendo dalle formule e dal calcolo la profondità focale, la cui stima è sempre alquanto difficile e spesso poco attendibile.

Sfortunatamente la discussione di Galanopoulos non può essere presa e accettata così come formulata originariamente poichè è basata su formule che sono state dedotte attraverso considerazioni euristiche, con scarsa giustificazione fisica. In particolare, anche se è ragionevole ipotizzare che la dipendenza dalla profondità sia inversa per I_o e diretta per FA , la forma esatta di tale relazione funzionale (lineare, esponenziale, potenza) non è nota, e può essere dedotta solo statisticamente. Ciò nonostante, il principio alla base del metodo di Galanopoulos, vale a dire che l'influenza della profondità sulla stima dell'energia dei terremoti può essere ridotta dall'utilizzo combinato dell'intensità epicentrale e dell'area di risentimento, rimane comunque valido. Più recentemente, Sibol *et al.* (1987) hanno applicato una variante di questo metodo per determinare la magnitudo di terremoti storici negli Stati Uniti. In tale lavoro la forma della relazione funzionale tra magnitudo, intensità e area di risentimento è stata scelta dagli autori attraverso un procedimento automatico, usando una tecnica di selezione (SAS 1982) detta della "migliore tra tutte le regressioni possibili". Il "miglior" modello ottenuto per la stima della m_b è stato il seguente:

$$m_b = a + b I_o^2 + c \log^2(FA)$$

dove FA , espressa in km^2 , corrisponde approssimativamente all'area racchiusa dalla isosisma di IV grado.

È evidente che quando sono disponibili informazioni sull'andamento spaziale dell'intensità i metodi misti sono senz'altro da preferire. Nel caso del Catalogo dei Forti Terremoti in Italia l'opportunità di utilizzare questa tecnica si presenta per numerosi

eventi e in particolare per la maggioranza di quelli degli ultimi quattro secoli. Nell'utilizzo pratico delle informazioni macrosismiche si pongono tuttavia alcuni problemi metodologici che richiedono un'ulteriore discussione.

Innanzitutto, l'intensità è, per definizione, una quantità di tipo ordinale a valori discreti e, anche se Cancani (1904) aveva ipotizzato una relazione logaritmica tra i gradi della scala e incrementi progressivi dell'accelerazione del suolo, non è tuttavia possibile stabilire una relazione fisica che garantisca una equidistanza dei diversi gradi e quindi la possibilità di un utilizzo dell'intensità come un valore numerico. Quindi l'uso dell'intensità come parametro continuo dovrebbe essere il più possibile limitata.

I parametri macrosismici, come l'intensità epicentrale e l'ampiezza delle aree di risentimento, sono inoltre affetti da forti variazioni dovute ad esempio alla forma e alle dimensioni di grandi corpi sedimentari, a eterogeneità litologiche a varia scala, a differenze nelle tecniche di costruzione e nello stato di conservazione degli edifici. Queste eterogeneità possono produrre notevoli effetti sull'intensità risentita a singoli siti, mentre vengono filtrate quando si confrontano determinazioni per più località differenti. Quindi l'uso di stime basate su singole località dovrebbe sempre essere evitata. Anche la profondità della sorgente sismica gioca un ruolo importante nel determinare i valori d'intensità risentita. Poiché la stima della profondità ipocentrale sia a partire dai dati macrosismici (Blake 1941; Shebalin 1972) che da quelli strumentali raramente fornisce risultati attendibili è preferibile utilizzare metodi che non ne richiedano una esplicita determinazione. Per ragioni geometriche, infine, il valore dell'area di risentimento stimabile per le intensità più elevate, è in genere scarsamente attendibile in quanto in questo caso la superficie di iso-scuotimento (idealmente estesa all'interno della terra), di cui l'isosisma rappresenta una sezione, è quasi tangente alla superficie terrestre.

Sulla base delle considerazioni sopra riportate, l'algoritmo qui adottato per la stima della *magnitudo equivalente* può essere considerato appartenente alla categoria dei metodi misti. Vista la disponibilità su supporto informatico di un grande numero di punti per cui è stata valutata l'intensità (più di 19.000), è stato possibile stimare direttamente a partire da queste osservazioni il raggio medio di molte linee isosismiche per ogni evento ben studiato. Tutte queste informazioni sono state utilizzate per ottenere stime indipendenti della magnitudo sulla base di relazioni empiriche ricavate dal confronto, su un insieme di terremoti dell'ultimo secolo, con determinazioni strumentali di magnitudo M_s (Margottini *et al.* 1993).

Come si è detto, quando l'unica informazione disponibile è l'intensità massima risentita, per determinare un equivalente macrosismico della magnitudo è necessario definire una relazione funzionale con tale parametro. Nel caso del Catalogo dei Forti Terremoti in Italia, vista la modesta casistica di terremoti da usare per il confronto (solo 30 eventi) si è preferito utilizzare una regressione empirica, del tipo proposto da Sibol *et al.* (1987), in cui la magnitudo è espressa come una funzione del quadrato dell'intensità epicentrale.

Algoritmo

1. Per ogni evento nel *data-base* per cui è disponibile un numero sufficiente di punti quotati vengono determinati l'epicentro macrosismico e l'intensità epicentrale I_0 utilizzando gli algoritmi precedentemente descritti.
2. Vengono calcolate le distanze di tutti i punti dall'epicentro, e da queste le distanze medie R_i (utilizzando come estimatore la media decimata) per ogni classe d'intensità, attribuendo i gradi intermedi alla classe superiore.
3. Utilizzando solo i raggi stimati attraverso almeno due punti quotati ed escludendo quelli corrispondenti ai gradi massimi di ogni terremoto, vengono ricavati, per ogni grado d'intensità, sulla base delle magnitudo strumentali degli eventi dell'ultimo

secolo, i parametri di una legge di regressione bi-variata del tipo di quella proposta da Sibol *et al.* (1987).

$$M = a + b I_o^2 + c \log^2(A_I)$$

dove A_I è calcolata come area di un cerchio di raggio R_I .

4. Sempre sulla base delle magnitudo strumentali viene anche ricavata una legge di regressione del tipo

$$M = a + b I_o^2$$

anche questa proposta da Sibol *et al.* (1987).

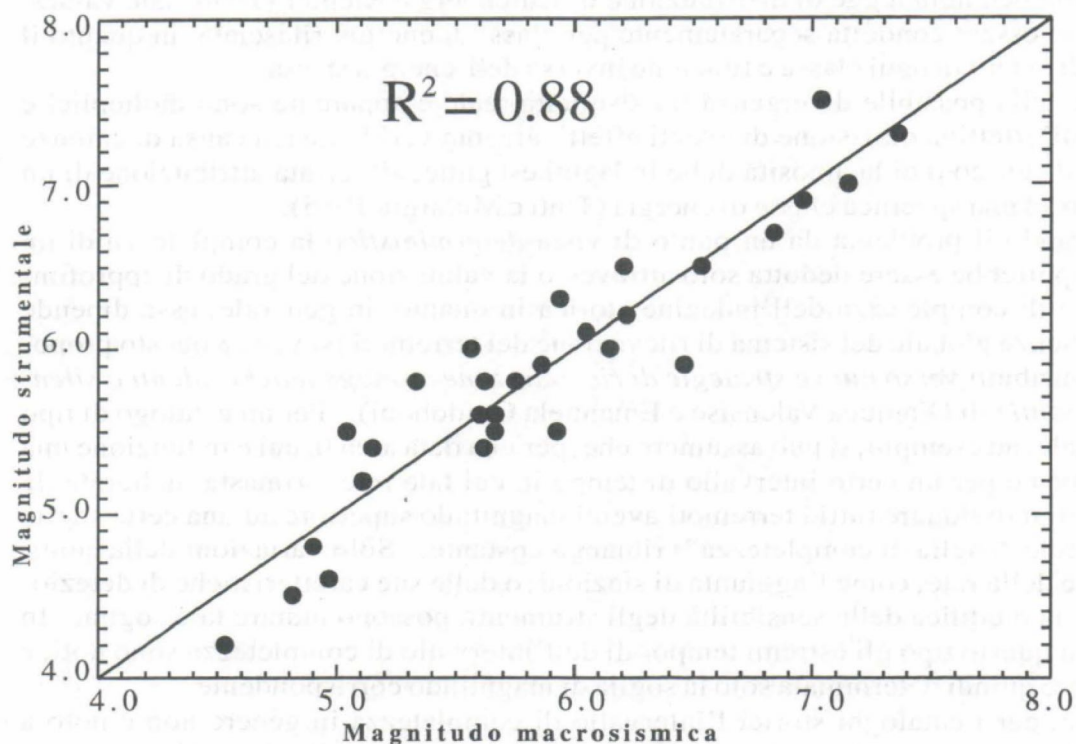
5. Attraverso le relazioni ricavate al punto 3, vengono calcolate le magnitudo di tutti gli altri eventi del *data-base* per ogni intensità per cui è stimabile la distanza media dei punti valutati.
6. Per ogni terremoto viene calcolata, sempre attraverso lo schema della media decimata, la magnitudo media fra tutte le stime effettuate su tutti i gradi d'intensità per cui sono disponibili osservazioni.
7. Nel caso in cui i dati siano insufficienti, la magnitudo equivalente viene calcolata attraverso la regressione in funzione della sola I_o , ricavata al punto 4.

Affidabilità e precisione della stima di magnitudo

Una valutazione complessiva dell'errore di misura su questo parametro può essere ricavato dal calcolo dello scarto quadratico medio tra le stime di magnitudo ottenute macrosismicamente e quelle ricavate dai dati strumentali. Il valore che si ottiene, di 0.28 unità, indica che la deviazione media tra le due è dello stesso ordine di grandezza delle incertezze associate al calcolo della magnitudo strumentale stessa. Le deviazioni standard riportate da Margottini *et al.* (1993) sono infatti dell'ordine del 5-10% per gli eventi più recenti, mentre sono anche notevolmente più alte per eventi risalenti a oltre 20-30 anni fa, sia a causa dello scarso numero di stazioni sismiche disponibili che delle incertezze sulle caratteristiche strumentali. Occorre anche notare che la scelta qui effettuata, per ragioni di disponibilità dell'informazione, di utilizzare la magnitudo M_S implica necessariamente che solo per gli eventi superficiali questa rappresenti un estimatore omogeneo.

Un altro modo per valutare globalmente la bontà del metodo adottato per la stima della magnitudo, è quello di determinare, attraverso una regressione lineare tra la magnitudo macrosismica e quella strumentale, la capacità della prima di riprodurre i valori della seconda. Il valore di $R^2 = 0.88$ che si ottiene indica che quasi il 90% della varianza è spiegato dal modello e quindi il valore della magnitudo macrosismica può essere confidentemente considerato una buona stima della magnitudo M_S dell'evento. L'incertezza dunque non dovrebbe essere superiore a quella della stessa magnitudo strumentale a condizione che la qualità delle informazioni macrosismiche utilizzate sia dello stesso tipo di quella che caratterizza i dati relativi all'insieme dei terremoti usato per il confronto (cioè quelli dell'ultimo secolo). Questo avviene quasi certamente anche per i terremoti dell'Ottocento, mentre per i periodi precedenti la qualità e la quantità dei dati tendono inevitabilmente a decrescere, soprattutto per gli eventi più piccoli.

Un discorso a parte va fatto a proposito di alcuni grandi eventi sismici avvenuti per lo più prima del 1600, che si presentano chiaramente come periodi sismici con successioni di più scosse, distinte nel tempo e nello spazio, che però non sono separabili attraverso l'indagine macrosismica. È il caso ad esempio degli eventi in Italia centrale del 1456. Se si trattasse di un singoli terremoti avrebbero l'aspetto di "mostruosi" massimi storici nel quadro della storia sismica Italiana. In questi e in alcuni altri casi (come gli eventi di Villach del 1348 e 1690 o quello della Sicilia orientale del 1169) l'approccio qui adottato, a causa anche della scarsità di informazioni soprattutto sui gradi più



Regressione lineare tra magnitudo strumentale e magnitudo macrosismica (stimata con il metodo misto) sul campione di eventi dell'ultimo secolo utilizzati per la taratura delle relazioni empiriche.

bassi, può essere inadeguato, e può portare a stime di magnitudo irrealistiche. In generale, questo problema viene abbastanza chiaramente messo in evidenza dal fatto che, in terremoti di questo tipo, l'isosisma di grado massimo appare sproporzionatamente ampia rispetto a quelle dei gradi inferiori, e di conseguenza il grado più alto produce una stima di magnitudo molto più elevata di quella relativa agli altri gradi d'intensità. Analogamente a quanto si è fatto per la localizzazione, si è ricavato un estimatore della consistenza interna del metodo. A questo scopo è stato calcolato lo scarto quadratico medio tra le diverse stime di magnitudo ottenute per ogni evento utilizzando punti con diversa intensità. È risultato che, per tutto il Catalogo, su 172 eventi per cui la magnitudo è stata calcolata con il metodo misto, per 100 (il 58%) tale scarto risulta inferiore a 0.3 unità, mentre per 35 eventi (il 20%) i dati non permettono una stima di errore in quanto la stima si basa su una sola classe d'intensità. Il metodo che fa uso della sola intensità epicentrale è stato invece usato per ulteriori 117 terremoti. A partire dal 1600 invece solo 17, su un totale di 148 sono i terremoti per cui non è possibile utilizzare il metodo misto, mentre dei 131 a cui tale metodo è applicato ben 88 (il 68%) mostrano uno scarto inferiore alle 0.3 unità e solo 14 (11%) non permettono la stima dell'incertezza.

Completezza

L'uso di un catalogo dei terremoti per diversi schemi di analisi di tipo quantitativo non può prescindere dalla valutazione del suo grado di completezza, ovvero del grado di corrispondenza della sismicità *apparente*, cioè quella indicata dal catalogo, con la sismicità *reale*, ovvero quella che si è effettivamente verificata. Il problema può essere descritto sulla base dei tassi di sismicità apparente $A(x,t)$ e reale $R(x,t)$ (entrambi funzione sia dello spazio che del tempo) come

$$A(x,t) = R(x,t) C(x,t)$$

dove $C(x,t)$ rappresenta il *tasso di completezza* del catalogo.

In base alla ben nota legge di distribuzione di Gutenberg e Richter (1956) tale valutazione deve essere condotta separatamente per classi di energia rilasciata, in quanto il numero di eventi in ogni classe è funzione inversa dell'energia stessa.

Le cause della possibile divergenza tra sismicità reale e apparente sono molteplici e vanno dall'effettiva omissione di eventi effettivamente verificatisi, a causa di carenze del *record* storico o di lacunosità delle indagini eseguite, all'errata attribuzione di un terremoto ad una specifica classe di energia (Tinti e Mulargia 1985).

Considerando il problema da un punto di vista *deterministico* la completezza di un catalogo potrebbe essere dedotta solo attraverso la valutazione del grado di approfondimento e di completezza dell'indagine storica in quanto, in generale, essa dipende dall'efficienza globale del sistema di rilevazione dei terremoti (si veda a questo proposito il contributo *Verso nuove strategie di ricerca: zone sismogenetiche silenti o silenzio delle fonti?* di Gianluca Valensise e Emanuela Guidoboni). Per un catalogo di tipo strumentale, ad esempio, si può assumere che, per una data area in cui è in funzione una rete sismica e per un certo intervallo di tempo in cui tale rete è rimasta inalterata, la capacità di individuare tutti i terremoti aventi magnitudo superiore ad una certa soglia (detta perciò "soglia di completezza") rimanga costante. Solo variazioni della configurazione della rete, come l'aggiunta di stazioni, o delle sue caratteristiche di detezione, come la modifica della sensibilità degli strumenti, possono mutare tale soglia. In un caso di questo tipo gli estremi temporali dell'intervallo di completezza sono noti, e deve essere quindi determinata solo la soglia di magnitudo corrispondente.

Viceversa, per i cataloghi storici l'intervallo di completezza in genere non è noto a priori. Ciò in quanto, allo stato attuale di approfondimento della ricerca storica, non sono noti gli esatti andamenti nel tempo dell'efficienza e del potere risolvante della "rete" di rilevazione, in questo caso rappresentata dai punti in cui viene determinata l'intensità macrosismica che è a sua volta funzione di una serie di fattori di tipo socio-economico, storico, geografico, culturale e politico (si vedano in proposito i contributi di Emanuela Guidoboni e Graziano Ferrari in questa introduzione). Quindi, almeno allo stato attuale delle conoscenze non è possibile stimare deterministicamente la completezza. Sono state invece sviluppate numerose procedure di tipo *statistico* che, sulla base di alcune assunzioni semplificative, permettono comunque una stima del tasso di completezza.

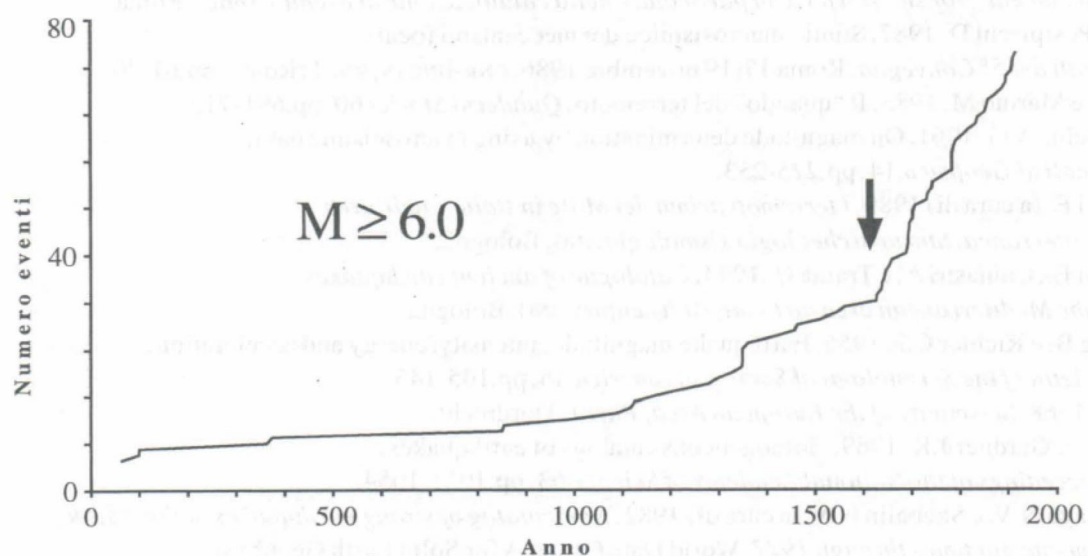
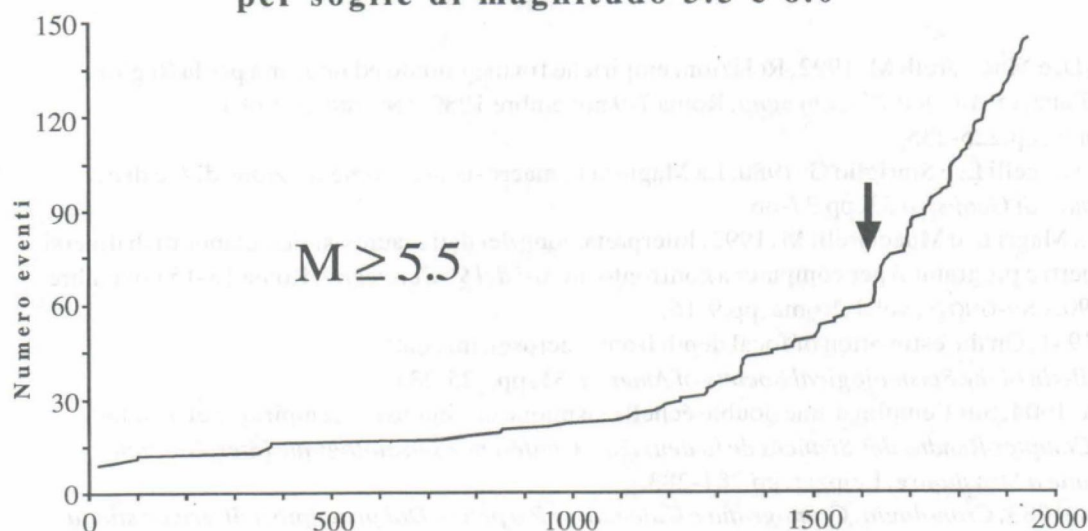
Per come è stata effettuata, la scelta degli eventi da includere nella prima versione del Catalogo dei Forti Terremoti in Italia (tutti quelli che nel catalogo PFG erano riportati con un'intensità massima superiore al grado VIII) pone un limite inferiore alla soglia minima di magnitudo per cui il catalogo può essere completo, limite che si colloca tra le magnitudo 5.5 e 6.0 circa. In questo caso, dunque, la soglia minima è approssimativamente nota, mentre deve essere individuato l'intervallo temporale.

Le due ipotesi che sono alla base di quasi tutti i metodi statistici utilizzati in passato (Knopoff e Gardner 1969; Stepp 1971; Tinti e Mulargia 1985; Mulargia *et al.* 1987) per la determinazione della completezza di un catalogo storico sono la *stazionarietà* del processo di generazione sismica, ovvero il fatto che la sismicità di un'area sufficientemente estesa rimanga pressoché costante nel tempo, e l'*omogeneità spaziale* della funzione di completezza sul territorio considerato. Inoltre, gran parte di tali tecniche richiedono, come condizione preliminare, l'indipendenza statistica dei dati.

Poiché il problema della rimozione degli eventi dipendenti non è stato ancora risolto in modo soddisfacente, e inoltre è di interesse qui valutare l'incompletezza dell'intero insieme di dati e non solo di quelli indipendenti, si è preferito seguire l'approccio semplificato proposto da Mulargia *et al.* (1987), che consiste nell'analisi visuale del grafico cumulativo del numero di eventi riportato come funzione del tempo (CUVI).

Tale metodo risulta molto efficiente e preciso anche quando viene applicato a piccoli insiemi di dati.

Numero cumulativo di eventi sismici del CFTI per soglie di magnitudo 5.5 e 6.0



Numero cumulativo di eventi sismici inclusi nel Catalogo dei Forti Terremoti in Italia, con magnitudo equivalente maggiore o uguale a 5.5 (a) e a 6.0 (b); le frecce indicano l'inizio degli intervalli di completezza.

Considerando gli eventi con magnitudo equivalente maggiore di 5.5 (si veda la figura in alto di questa pagina) e maggiore di 6.0 (si veda la figura in basso di questa pagina) si osserva una brusca variazione di pendenza del grafico cumulativo in corrispondenza dell'inizio del XVII secolo, il che porterebbe ad assumere tale limite come inizio del periodo di completezza. Questa circostanza trova un interessante riscontro nel contesto storico reale (organizzazione burocratica e finanziaria degli stati italiani di quel periodo, norme di controllo sulla popolazione ecclesiastiche, fiscali di ordine pubblico ecc.) (si veda a questo proposito il contributo di Emanuela Guidoboni *Dati di base e metodo di indagine: una navigazione fra effetti sismici e contesti storici* e il grafico di sintesi sulla disponibilità potenziale delle fonti, a p. 40) A questo momento storico corrisponde un sensibile aumento della quantità e della qualità delle fonti utilizzabili nella ricerca sui terremoti del passato.

Si può quindi confidentemente ritenere che questo Catalogo rappresenti fedelmente l'andamento della sismicità reale italiana, con magnitudo superiore a 5.5-6.0, degli ultimi quattro secoli.

bibliografia

- Albareello D. e Mucciarelli M. 1992, Relazioni empiriche fra magnitudo ed intensità per la Regione Italiana, in *Atti dell'8° Convegno*, Roma 7-9 novembre 1989, CNR-GNGTS, vol.1, Roma, pp.225-235.
- Basili A., Marcelli L. e Smriglio G. 1980, La Magnitudo macrosismica come funzione di I_o e di h , *Annali di Geofisica* 33, pp.37-66.
- Berardi R., Magri L. e Mucciarelli M. 1992, Interpretazione dei dati macrosismici: elaborati di diversi esperti e programmi per computer a confronto, in *Atti del 9° Convegno*, Roma 13-15 novembre 1990, CNR-GNGTS, vol.1, Roma, pp.9-16.
- Blake A. 1941, On the estimation of focal depth from macroseismic data, *Bulletin of the Seismological Society of America* 31, pp.225-231.
- Cancani A. 1904, Sur l'emploi d'une double échelle sismique des intensités, empirique et absolue, in *Comptes Rendus des Séances de la deuxième Conférence séismologique internationale réunie a Strasbourg*, Leipzig, pp.281-283.
- Cappelli A. 1983, *Cronologia, Cronografia e Calendario Perpetuo. Dal principio dell'era cristiana ai nostri giorni*, 5a ed. aggiornata, Milano.
- Domini P. e Marcelli L. 1979, *Evoluzione Storica delle misure orarie in Italia. Suoi riflessi sullo studio di fenomeni geofisici storici, e in particolare nella catalogazione di eventi sismici*, Roma.
- Drei A. e Postpischl D. 1987, Studio macrosismico dei meccanismi focali, in *Atti del 5° Convegno*, Roma 17-19 novembre 1986, CNR-GNGTS, vol.1, Roma, pp.61-70.
- Ferrari G. e Marmo M. 1985, Il "quando" del terremoto, *Quaderni Storici* 60, pp.691-715.
- Galanopoulos A.G. 1961, On magnitude determination by using macroseismic data, *Annali di Geofisica* 14, pp.225-253.
- Guidoboni E. (a cura di) 1989, *I terremoti prima del Mille in Italia e nell'area mediterranea. Storia archeologia sismologia*, ING, Bologna.
- Guidoboni E., Comastri A. e Traina G. 1994, *Catalogue of ancient earthquakes in the Mediterranean area up to the 10th century*, ING, Bologna.
- Gutenberg B. e Richter C.F. 1956, Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration, *Bulletin of the Seismological Society of America* 46, pp.105-145.
- Kárník V. 1968, *Seismicity of the European Area, Part I*, Dordrecht.
- Knopoff L. e Gardner J.K. 1969, Homogeneous catalogs of earthquakes, *Proceedings of the National Academy of Science* 63, pp.1051-1054.
- Kondorskaya N.V. e Shebalin N.V. (a cura di) 1982, *New catalog of strong earthquakes in the U.S.S.R. from ancient times through 1977*, World Data Center A for Solid Earth Geophysics, Report SE-31, Boulder, Colorado.
- Margottini C., Ambraseys N.N. e Screpanti A. 1993, *La magnitudo dei terremoti italiani del xx secolo*, Pubbl. 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.
- Richter C.R. 1958, *Elementary Seismology*, San Francisco.
- SAS 1982, *SAS User's guide: Statistics*, ed. SAS Institute, Inc., Cary, North Carolina.
- Shebalin N. V. 1972, Macroseismic data as information on source parameters of large earthquakes, *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 6, pp.316-232.
- 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, *Bulletin of the Seismological Society of America* 77, pp.1635-1654.
- Stepp J.C. 1971, *An investigation of earthquake risk in the Puget Sound area by use of the type I distribution of largest extremes*, Ph.D. thesis, Pennsylvania State University.

- Street R.L. e Turcotte F.T. 1977, A study of Northeastern North American spectral moments, magnitudes and intensities, *Bulletin of the Seismological Society of America* 67, pp.599-614.
- Tinti S. e Mulargia F. 1985, An improved method for the analysis of the completeness of a seismic catalog, *Il Nuovo Cimento* 42, pp.21-27.
- Tinti S., Vittori T. e Mulargia F. 1986, Regional intensity-magnitude relationships for the Italian territory, *Tectonophysics* 127, pp.129-154.
- Tinti S., Vittori T. e Mulargia F. 1987, On the macroseismic magnitudes of the largest Italian earthquakes, *Tectonophysics* 138, pp.159-178.
- Toperczer M. 1953, Zur Definition der Seismizität, *Archiv für Meteorologie Geophysik und Bioklimatologie* 5, pp.377-385.
- Toppozada T. R. 1975, Earthquake magnitude as a function of intensity data in California and Western Nevada, *Bulletin of the Seismological Society of America* 65, pp.1223-1238.
- Valensise G. e D'Addezio G. 1994, *Il contributo della geologia di superficie all'identificazione delle strutture sismogenetiche della Piana di Gioia Tauro*, Pubblicazione ING, n.559, Roma.
- Westaway R. 1992, Seismic moment summation for historical earthquakes in Italy: tectonic implications, *Journal of Geophysical Research* 97, pp.15,437-15,464.