



Progetto MISHA

**Metodi innovativi per la stima dell'hazard:
applicazione all'Italia Centrale**

A cura di:
Laura Peruzza

Use and Reference of this Volume

Commercial use of the Project's results is prohibited.

For other uses refer to:

L'uso commerciale dei risultati del progetto è proibito.

Per altri usi fare riferimento a:

L. Peruzza (a cura di), Progetto MISHA. Metodi innovativi per la stima dell'hazard: applicazione all'Italia Centrale, CNR-Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti, Roma, 1999, 176 pp.

ISBN 88-900449-9-3

© CNR-Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti
via Nizza, 128 - 00198 Roma
Tel.+39-06-8555616 - Fax+39-06-8546129

Dicembre, 1999

INDICE

Prefazione	5
Introduzione	6
 PARTE I L'hazard tradizionale per la regione	
Cap. 1 - I risultati GNDT di pericolosità sismica per l'Italia Centrale	10
Cap. 2 - Pericolosità sismica per la ricostruzione: risultati e classificazione sismica di Umbria e Marche a confronto	19
 PARTE II Parametrizzazione degli elementi assoggettabili ad un trattamento time-dependent	
Cap. 3 - Il contributo dell'Istituto di Ricerca sulla Tettonica Recente	30
3a - Evoluzione a lungo termine e caratteristiche della tettonica attiva nell'area Umbro-Marchigiana colpita dalla sequenza sismica del 1997/1998 (Italia Centrale) ..	32
3b - Analisi di livellazioni topografiche per la stima della deformazione cosismica e postsismica del terremoto Umbro-Marchigiano del 26 settembre 1997	43
Cap. 4 - Modello di segmentazione per l'Italia Centrale: dal consenso sulle strutture, alla probabilità di accadimento di un terremoto maggiore.	45
Cap. 5 - Prove di bilanciamento energetico: analisi dei parametri di sorgente relativi agli eventi registrati da una Rete Sismica Temporanea in Umbria-Marche nel periodo ottobre-novembre 1997	56
Cap. 6 - Margini d'incertezza sui parametri dei forti terremoti dell'Appennino Umbro-Marchigiano: analisi speditiva ..	65

Cap. 7 - Macroseismic field modelling using synthetic seismograms	81
Cap. 8 - Inversione per la sorgente da dati macrosismici	88
Cap. 9 - Creazione di campi di scuotimento sismico in intensità attraverso GIS	107
 PARTE III Modellazioni innovative della pericolosità	
Cap. 10 - Analisi statistica di una zonazione Umbria-Marche e studio di variazioni della distribuzione di probabilità del tempo di intercorrenza	118
Cap. 11 - Distribuzioni a confronto per i terremoti maggiori in Italia Centrale	126
Cap. 12 - Analisi di sensibilità all'introduzione di sorgenti lineari e trattamento time-dependent	137
 Conclusioni	 161
Appendice	166
Indice autori	175

PREFAZIONE

a cura di Claudio Eva
Presidente del GNDT

Il progetto MISHA (Metodi Innovativi per la Stima dell'Hazard: applicazione all'Italia Centrale) è una delle attività caratterizzanti l'ultimo anno della convenzione triennale (1996-98) stipulata tra il Dipartimento della Protezione Civile ed il CNR - Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti.

MISHA rappresenta l'applicazione ad un area campione delle metodologie sviluppate in taluni settori strategici nei quali si era articolata la convenzione: lo sviluppo e la validazione metodologica di tecniche non convenzionali per la stima della pericolosità del territorio nazionale, l'individuazione di linee guida per la raccolta di informazioni sulle strutture sismogenetiche a livello nazionale, la transizione ad una nuova generazione di stime di hazard finalizzate ad un aggiornamento della classificazione sismica ed al riadeguamento antisismico del patrimonio edilizio. La considerazione che il raggiungimento degli obiettivi previsti potesse essere arduo, per la brevità di tempo concesso (un anno), è stata di stimolo agli operatori del GNDT che, come sempre di fronte a sfide impegnative, hanno saputo assolvere con prontezza e con forte impegno personale agli impegni assunti.

La crisi sismica che ha interessato le Regioni Umbria e Marche, a partire dal 26 settembre 1997, ha prodotto un radicale mutamento delle finalità e degli obiettivi scientifici previsti nella convenzione triennale. La quasi totalità delle Unità di Ricerca hanno dovuto, di fatto, modificare o rimodulare i programmi di ricerca destinando risorse sia finanziarie che umane agli interventi scientifici sulle aree terremotate. Purtroppo lo sforzo delle unità operative ha coinciso con un momento di forte modificazione del quadro istituzionale che certamente non ha giovato alla tranquillità e serenità richieste per poter affrontare temi di grande impegno come quali quelli necessari per concludere un progetto che ha visto la partecipazione, a vario titolo, di alcune centinaia di ricercatori.

In questa fase di bilanci e cambiamento, MISHA, pur nella ristrettezza dei tempi con cui ha operato, apporta un altro contributo, senza dubbio positivo, nell'avvio di ricerche innovative nel settore della difesa dai terremoti.

Il volume, che ho l'onore di presentare, raccoglie e raccorda i contributi finali delle Unità Operative afferenti al Progetto e credo possa rappresentare lo spunto per un'analisi del passato e una prospettiva per il prossimo futuro.

INTRODUZIONE

a cura di Laura Peruzza
coordinatrice

L'Italia oggi dispone essenzialmente di due generazioni di stime della pericolosità sismica su scala nazionale.

La prima è quella che nel 1984 ha portato al completamento della classificazione sismica attualmente in uso: si è trattato in quel caso di un approccio esclusivamente probabilistico al danneggiamento, con riferimento alla base dati resa disponibile dal Progetto Finalizzato Geodinamica¹ del CNR.

La seconda generazione consiste nelle mappe di pericolosità secondo gli standard previsti dall'Eurocodice Sismico EC8, inquadrati nel filone del probabilismo sismotettonico², e impostati sulla base dati totalmente innovata nel catalogo dei terremoti³: i prodotti realizzati hanno portato alla formulazione di una proposta di riclassificazione sismica per tutti i comuni italiani⁴.

La terza, auspicata, generazione dovrebbe consentire la transizione da stime poissoniane, stazionarie nel tempo e adatte alla normativa sismica del nuovo edificato, a valutazioni dipendenti dal momento dell'analisi, idonee perciò alle politiche di riduzione del rischio sismico tramite il ripristino e il riadeguamento antisismico del patrimonio edilizio esistente, un percorso che il Paese deve intraprendere.

Il progetto ha riguardato una porzione limitata del territorio nazionale, prefiggendosi l'introduzione graduale delle innovazioni disponibili, in una sorta di palestra metodologica che è stata volta principalmente a valutare la robustezza delle assunzioni concettuali, e a stimare l'esportabilità delle nuove tecniche all'intero territorio nazionale.

L'area campione è centrata su quella interessata dai terremoti umbro-marchigiani del 1997-98, la più importante sequenza sismica avvenuta in Italia dal terremoto dell'Irpinia del 1980; essa si estende però su un intero settore della catena appenninica, coinvolgendo strutture a diverso grado di attività e diversamente conosciute. La collocazione geografica unisce il Progetto MISHA al blocco di attività previste come approfondimenti di analisi legate ai recenti terremoti (PE98, "Interventi a seguito del terremoto di Umbria e Marche"⁵), mentre il tematismo di fondo lo collega all'attività di "Valutazione

¹ Postpischl, D. (ed.) (1985): *Catalogo dei terremoti italiani dal 1000 al 1980*. Quaderni della ricerca scientifica, 114, 2B.

² Slejko D., Peruzza L. and Rebez A. (1998): The seismic hazard maps of Italy. *Annali di Geofisica*, **41/2**, 183-214.

³ Camassi R. e Stucchi M. (1996): *NT4.1 un catalogo parametrico di terremoti di area italiana al di sopra della soglia del danno*. Rapporto interno GNDT, Milano, 86 pp.

⁴ Gruppo di Lavoro (1999): Proposta di riclassificazione sismica del territorio nazionale. *Ingegneria Sismica*, **14/1**, 5-14.

⁵ <http://emidius.itim.mi.cnr.it/GNDT/progetti.html>

a scala nazionale della pericolosità sismica”.

L'articolazione delle attività previste⁶ scandiva le analisi in tre fasi distinte, riprese in questo volume dalla suddivisione in tre sezioni.

La cosiddetta Fase 0 rappresenta il collegamento con le conoscenze tradizionali disponibili per l'area, e l'approfondimento degli aspetti geotecnico-ingegneristici per le località interessate dalla ricostruzione. I primi due lavori, pertanto, assieme al materiale citato nei riferimenti, rappresentano l'analisi critica dei prodotti di pericolosità sismica disponibili per l'Italia Centrale.

La cosiddetta Fase 1 riunisce analisi di diversa estrazione, tutte volte al comune obiettivo del riconoscimento delle strutture responsabili dei terremoti maggiori e quantificazione della loro attività: è stato questo il settore dove più forte è stato il collegamento con altri progetti, in particolare i Progetti 5.1.2⁷ e 5.1.1⁸, senza i quali non sarebbe stato possibile attingere alle adeguate competenze geologiche che hanno consentito il primo esempio italiano di “consenso” sulla interpretazione e catalogazione delle strutture: il risultato di questa operazione è un volume realizzato congiuntamente dai tre progetti sopracitati⁹. Questo documento è di basilare importanza per le analisi in seguito condotte all'interno del progetto MISHA. I sette contributi del secondo capitolo affrontano temi diversi, dall'approfondimento dell'indagine geologica, alla revisione e commento dei dati storici, ad analisi sismologiche finalizzate alla miglior comprensione della sismogenesi dell'area o al riconoscimento delle strutture attive.

Grossa parte dell'attività del GNDT, dell'attuale e del precedente Piano Triennale, ha dimostrato che la coerenza interna tra base di dati e metodologie della loro elaborazione è un requisito fondamentale, e non un optional, per la stima corretta della pericolosità sismica di un'area. Il fulcro di MISHA, pertanto, è proprio mirato ad integrare competenze e analisi diverse, che consentano di evitare eventuali lacune conoscitive, o almeno permettano di valutarne il potenziale impatto sulle stime di hazard. Il terzo capitolo perciò raccoglie i contributi impostati sul trattamento probabilistico delle informazioni disponibili, condotto in modo quanto più possibile coerente col percorso delle altre informazioni disponibili.

Le conclusioni, com'è ovvio, rappresentano il momento di sintesi e bilancio del-

⁶ Peruzza L. (coord.) (1998): Progetto 6a2 Metodi Innovativi per la Stima dell'HAzard (MISHA) - Applicazione all'Italia Centrale. CNR-GNDT Progetto Esecutivo 1998, e Internet: http://macrisk1.ogs.trieste.it/MISHA_web/home.html

⁷ Galadini F. e E. Vittori (coord.) (1998): Progetto 5.1.2 Inventario delle faglie attive e dei terremoti ad esse associabili. CNR-GNDT Progetto Esecutivo 1998, e Internet: <http://emidius.itim.mi.cnr.it/GNDT/P512/home.html>

⁸ Scandone P. e M. Stucchi (coord.) (1998): Progetto 5.1.1 Mappa delle zone sismogenetiche e probabilità degli eventi associati. CNR-GNDT Progetto Esecutivo 1998, e Internet: <http://emidius.itim.mi.cnr.it/GNDT/P511/home.html>

⁹ Barchi M., G. Lavecchia, F. Galadini, P. Messina, A. M. Michetti, L. Peruzza, A. Pizzi, E. Tondi, E. Vittori (a cura di) (1999): *Sintesi delle conoscenze sulle faglie attive in Italia Centrale: parametrizzazione ai fini della caratterizzazione della pericolosità sismica*. CNR-GNDT, Volume congiunto dei Progetti 5.1.2, 6a2, 5.1.1, Esagrafica, Roma, in stampa

l'intera attività, svoltasi in uno dei momenti più bui della vita del GNDT.

Ringrazio gli autori, per la costante disponibilità dimostrata, ed in particolar modo coloro che hanno lavorato per il puro piacere di farlo, senza alcuna richiesta economica. Ringrazio il gruppo di ricercatori che sono stati seduti sul tavolo del consenso geologico, nella speranza che quella fruttuosa esperienza sia ripetibile. Ringrazio infine i colleghi che come me ricoprono il ruolo di personale a contratto del CNR-GNDT, poichè da loro ho attinto idee, energia, e l'entusiasmo necessario per riuscire a chiudere questo volume.

PARTE I

L'hazard tradizionale per la regione

1. I RISULTATI GNDT DI PERICOLOSITA' SISMICA PER L'ITALIA CENTRALE

Carlo Meletti⁽¹⁾, Dario Slejko⁽²⁾

⁽¹⁾ Dip. Scienze della Terra, Università di Pisa

⁽²⁾ OGS, Trieste

1.1 Introduzione

Uno degli obiettivi perseguiti dal GNDT negli ultimi anni è stato la realizzazione della carta di pericolosità sismica del territorio nazionale a fini di riclassificazione, che è stata ufficialmente consegnata al Dipartimento della Protezione Civile nel 1996. Per l'esecuzione di tale prodotto è stato deciso, dopo ampia discussione scientifica, di seguire un metodo probabilistico consolidato a livello internazionale (Cornell, 1968) che fornisce le stime di pericolosità contemplate dal codice sismico europeo Eurocode8. Tale metodo probabilistico si basa su una buona conoscenza della sismicità e delle caratteristiche geologiche della regione studiata. Per tale motivo il progetto ha avuto uno sviluppo articolato che ha portato alla preparazione di un catalogo di terremoti (Camassi e Stucchi, 1997), alla definizione di un modello sismotettonico per l'Italia e le regioni adiacenti (Scandone et al., 1992; Slejko et al., 1999; Meletti et al., 2000) ed al calcolo della pericolosità sismica in termini di picco di accelerazione orizzontale (PGA) e di intensità macrosismica (Slejko et al., 1998). In seguito le stime di pericolosità sono state realizzate anche in termini spettrali (Rebez et al., 1999). Parallelamente alla realizzazione della carta della pericolosità d'Italia secondo l'approccio di Cornell (1968), scelta dal GNDT quale stima "ufficiale" della pericolosità per la riclassificazione sismica nazionale, sono state realizzate nell'ambito del GNDT delle ulteriori stime di pericolosità, sempre a scala nazionale, utilizzando due metodi sviluppati in Italia e che seguono rispettivamente un approccio di tipo misto (Grandori et al., 1984) ed uno di tipo deterministico (Costa et al., 1993). I risultati ottenuti con questi approcci alternativi sono stati utilizzati per un controllo delle stime "ufficiali" calcolate col metodo di Cornell (1968).

Nell'ambito del Progetto Triennale 1996-1998 del GNDT era prevista l'analisi delle differenze mostrate dalle differenti carte di pericolosità per ipotizzare quali possano essere i margini di incertezza delle stime calcolate. Scopo del presente lavoro è riassumere i risultati ottenuti da questo confronto relativamente all'Italia centrale (Fig. 1), regione indagata con particolare attenzione a seguito del terremoto del 1997.

Contributo del Sottoprogetto 5.1.4 GNDT PE98

Valutazione della pericolosità al sito

Coordinatori del Gruppo di Lavoro: D. Slejko e C. Meletti

e-mail 1° autore: meletti@dst.unipi.it

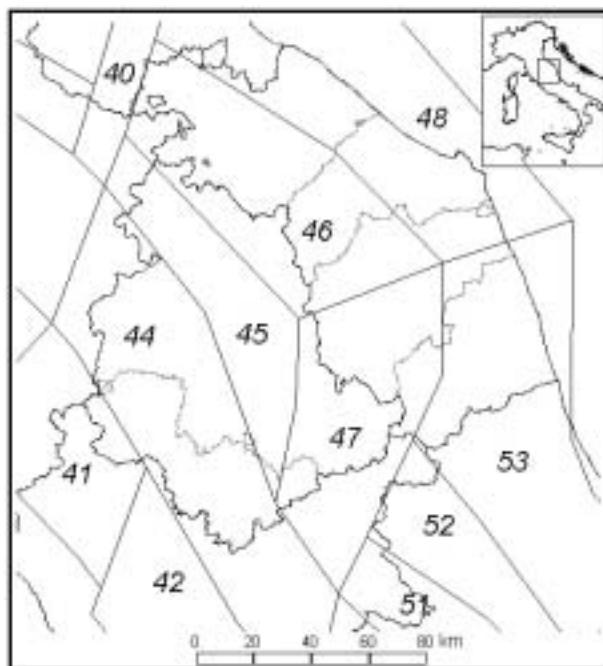


Fig. 1 – Carta delle zone sismogenetiche e ubicazione dell'area oggetto dello studio.

1.2 Metodi per il calcolo della pericolosità sismica

Come abbiamo detto precedentemente, nell'ambito del GNDT sono stati utilizzati tre differenti approcci per stimare la pericolosità sismica del territorio nazionale.

Sinteticamente, il metodo di Cornell (1968) ha le seguenti assunzioni di base:

- 1) la magnitudo è distribuita esponenzialmente (legge di Gutenberg-Richter);
- 2) il numero di terremoti in un intervallo di tempo forma un processo di Poisson, (processo stazionario formato da eventi indipendenti e non contemporanei). Per semplicità di calcolo vengono definite delle zone sismogenetiche (ZS) e si considera che i terremoti siano uniformemente distribuiti al loro interno. Per il calcolo della pericolosità del territorio nazionale, l'approccio di Cornell (1968) è stato applicato sia in termini di PGA che di intensità macrosismica e le stime rappresentano il valore calcolato per un periodo di ritorno di 475 anni, che corrisponde al valore non superato con probabilità 90% in 50 anni. Volendo essere precisi bisogna segnalare che il codice di calcolo usato dal GNDT per il calcolo della pericolosità (Bender and Perkins, 1987) non richiede che la magnitudo sia distribuita esponenzialmente poiché opera in forma numerica e non analitica.

L'approccio misto (Grandori et al., 1984) alla stima della pericolosità sismica non assume a priori alcuna distribuzione per la magnitudo dei terremoti né per gli intertempi di occorrenza, ma ne calcola la distribuzione a partire dai dati disponibili. Come nell'approccio di Cornell (1968), la pericolosità risulta dalla combinazione delle due distribu-

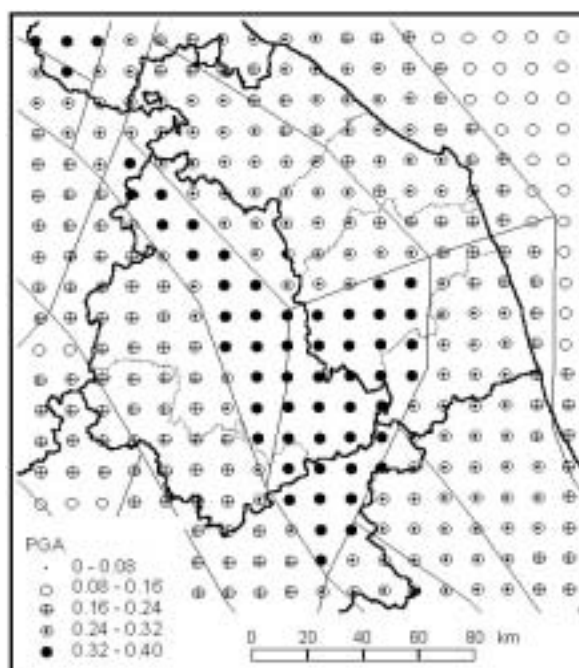


Fig. 2 - PGA con periodo di ritorno 475 anni in Italia centrale (Slejko et al., 1998) calcolata col metodo di Cornell (1968).

zioni. La distribuzione delle magnitudo (nell'applicazione GNDT sono state considerate le intensità epicentrali) è calcolata per ogni ZS mentre la distribuzione degli intertempi viene stimata dalle intensità risentite al sito maggiori di un fissato valore di soglia. Le intensità al sito vengono calcolate a partire dai dati epicentrali per mezzo di relazioni di attenuazione diversificate territorialmente; l'ipotesi del metodo di Cornell (1968) che la sismicità sia distribuita uniformemente all'interno della ZS viene, dunque, utilizzata nel metodo misto solo per il calcolo della distribuzione delle intensità e non per quella degli intertempi. Nell'ambito del GNDT i calcoli sono stati eseguiti sulla base comunale.

L'approccio deterministico è stato applicato nella modellazione del moto del suolo tramite la costruzione di sismogrammi sintetici (Costa et al., 1993; Panza et al., 1996, 1999). Il metodo si basa sulla discretizzazione della magnitudo massima degli eventi contenuti nel catalogo in celle di 0,2 gradi di lato e su una sua successiva lisciatura con finestre spaziali di 3 celle di raggio (ovvero si riporta all'interno della finestra la magnitudo della cella centrale se questa è maggiore della cella in esame). Al centro di ogni cella viene posta una sorgente sismica, mentre i vertici di tutte le celle costituiscono la griglia dei ricevitori. La propagazione delle onde viene calcolata in un modello crostale medio per macroregioni (circa una decina per tutta Italia). I sismogrammi sintetici vengono costruiti entro un raggio di 90 km dalla sorgente su una griglia di lato 0,2 gradi. In corrispondenza di ciascun nodo della griglia viene calcolato il massimo fra i valori di picco ottenuti a partire dalle diverse sorgenti. Si possono ottenere mappe di spostamento, velocità ed accelerazione di progetto (DGA), ottenuta calcolando lo spettro di risposta sinte-

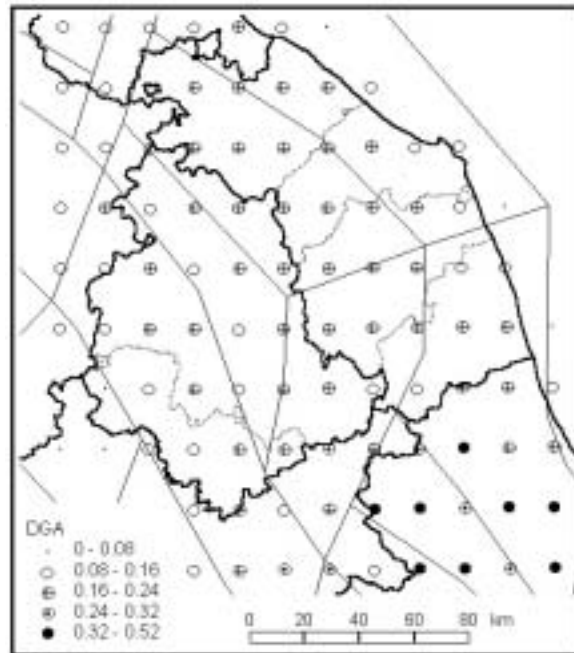


Fig. 3 - DGA in Italia centrale calcolata (Panza et al., 1999) col metodo deterministico (Costa et al., 1993).

tico cui viene raccordata la forma spettrale dell'EC8.

1.3 Confronti fra le carte di pericolosità

Le carte delle stime di pericolosità ottenute con le tre metodologie sopra descritte sono state confrontate, relativamente al territorio dell'Italia centrale, al fine di individuare e motivare le differenze più importanti. In particolare sono stati condotti due confronti: il primo ha riguardato la carta ufficiale GNDT espressa in termini di PGA con quella di DGA ottenuta col metodo deterministico; il secondo ha riguardato la carta ufficiale espressa in termini di intensità con quella, sempre in intensità, ottenuta col metodo misto.

1.3.1. Confronto fra l'approccio di Cornell e quello deterministico

Il primo confronto che viene proposto è fra i valori di PGA ottenuti con l'approccio probabilistico di Cornell (1968) e quelli di DGA calcolati con il metodo deterministico. Per prima cosa bisogna puntualizzare che le due grandezze rappresentano accelerazioni diverse: PGA è l'accelerazione orizzontale di picco con periodo di ritorno 475 anni calcolata trattando probabilisticamente la sismicità delle varie ZS e tenendo conto della dispersione dei dati su cui è calibrata la relazione di attenuazione. DGA è l'accelerazione di ancoraggio dello spettro di progetto EC8, estrapolata dal valore a 1 Hz calcolato tramite modellazione dello scuotimento provocato dal terremoto massimo in ogni ZS.

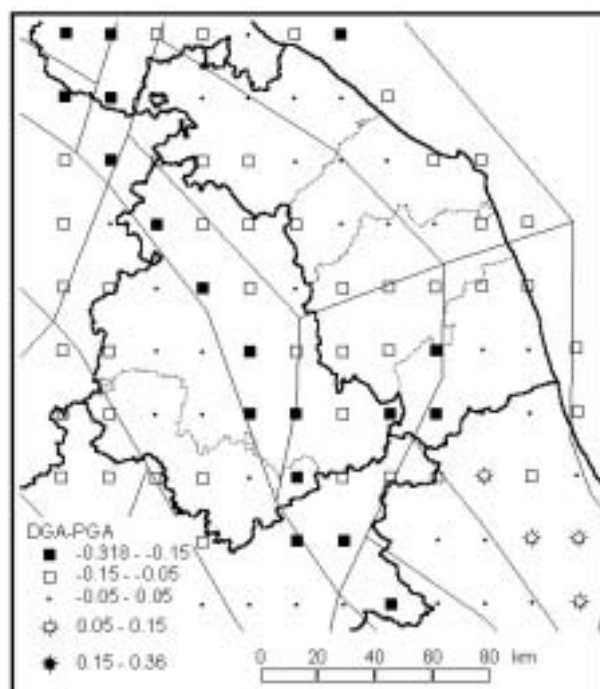


Fig. 4 - Differenza DGA-PGA per l'Italia centrale.

Questo comporta che nel calcolo di PGA tutti i terremoti contribuiscono al risultato finale, mentre DGA è calcolato solo sulla base dell'evento massimo.

La Fig. 2 mostra i valori di PGA (da Slejko et al., 1998) ottenuti per l'Italia centrale. I valori maggiori competono alle provincie di Perugia e Macerata e all'alto Lazio (PGA maggiore di 0,32 g). Va osservato come in alcune aree, e in particolare all'interno della zona sismogenetica 47, si raggiungano, secondo questa stima, valori tra i più alti di tutta Italia (fino a 0,37 g). La Fig. 3 mostra i valori di DGA (da Panza et al., 1999): in base a questa stima i valori maggiori si riscontrano in Abruzzo (DGA fino a 0,34 g) mentre in Umbria e nelle Marche non si superano 0,24 g.

Dopo alcuni test speditivi, si è deciso di concentrare l'attenzione sulla carta delle differenze, riportata in Fig. 4. Le differenze tra le due stime di accelerazione (DGA-PGA) sono state raggruppate in 5 classi raffigurate con i diversi simboli. Le differenze comprese tra -0,05 e +0,05 g, rappresentate con i cerchietti piccoli, rappresentano i punti per i quali le due stime praticamente si equivalgono e non richiedono quindi alcuna analisi dettagliata. Tutte le altre differenze sono stati raggruppate in 2 classi per i valori negativi ed altre 2 classi per quelli positivi, secondo la scansione riportata nella legenda della figura. Nell'area in esame solo uno stretto corridoio centrato sull'asse della catena appenninica appartiene alla classe estrema negativa (quadrati pieni relativi a differenze maggiori di 0,15 g con valori di PGA più elevati) mentre nessun punto appartiene alla classe estrema positiva. Le forti differenze negative sono localizzate nelle ZS 45 e 47 e corrispondono tutte a quei punti in cui la DGA (Fig. 3) mostra valori lievemente inferiori a quelli circo-

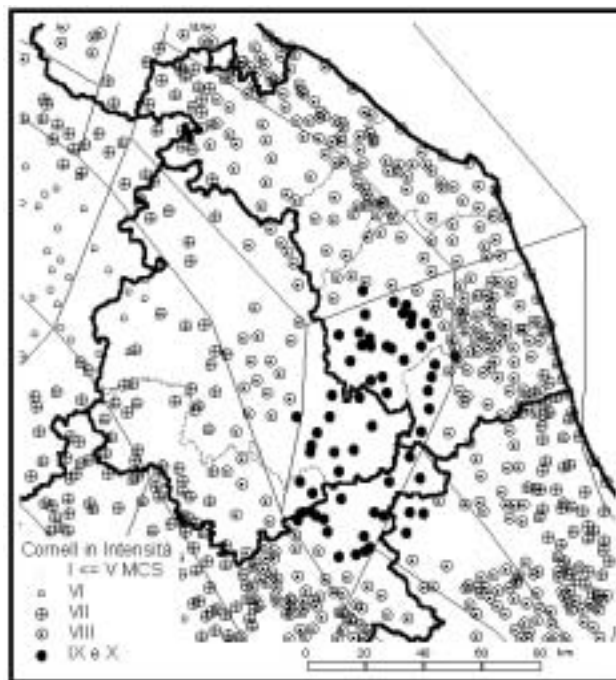


Fig. 5 - Intensità con periodo di ritorno 475 anni in Italia centrale (Slejko et al., 1998) calcolata col metodo di Cornell (1968).

stanti, nonostante la magnitudo associata alle singole sorgenti sismiche nell'approccio deterministico sia, in quest'area, pressoché costante (si veda la Fig. 1 in Panza et al., 1999). Si tratta di ZS i cui tassi di sismicità risultano molto elevati anche per magnitudo medie ($4,2 \geq M \geq 5,0$). Sono ZS, cioè, che non sono caratterizzate da rari terremoti molto violenti ma nelle quali sismi di media magnitudo si manifestano frequentemente. Le differenze sono, perciò, presumibilmente da imputare al fatto che, mentre nell'approccio di Cornell (1968) tutta la sismicità della ZS contribuisce alla stima della sua pericolosità, l'approccio deterministico non tiene conto della frequenza dei terremoti. Bisogna, ancora, ricordare che nell'approccio deterministico la magnitudo massima usata per calcolare lo scuotimento viene distribuita intorno al suo epicentro a prescindere dalle ZS e quindi anche al di fuori della ZS di pertinenza di un certo evento.

1.3.2. Confronto fra l'approccio Cornell e quello misto

Il secondo confronto proposto riguarda i risultati in intensità ottenuti rispettivamente con il metodo di Cornell (1968) e con quello misto. Dal punto di vista formale possiamo dire che i due metodi differiscono solo per il diverso modo di rappresentare gli intertempi fra i terremoti al sito: il metodo misto (Grandori et al., 1984) non li considera necessariamente distribuiti poissonianamente ma calcola la funzione di distribuzione direttamente dalle osservazioni. Dal punto di vista operativo, nell'applicazio-

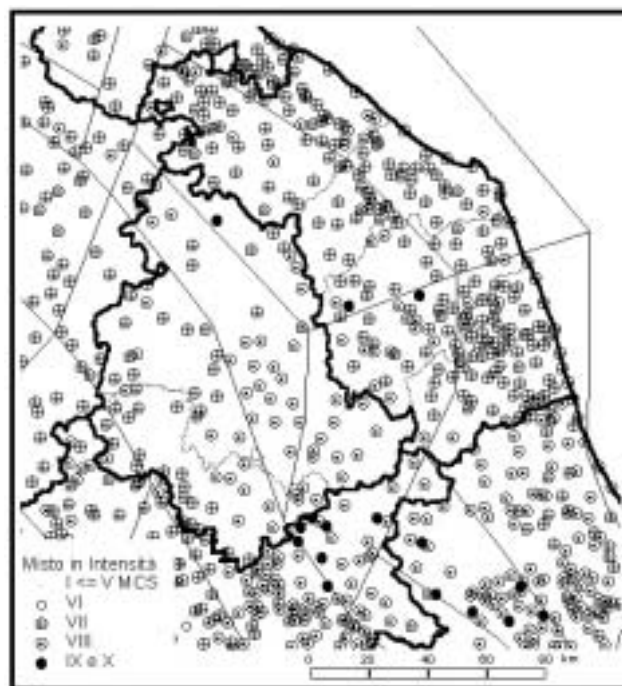


Fig. 6 - Intensità con periodo di ritorno 475 anni in Italia centrale (Petrini, comunicazione personale) calcolata col metodo misto (Grandori et al., 1984)

ne del metodo misto la sismicità non è distribuita uniformemente sulla ZS ma vengono considerati gli epicentri quali sorgenti sismiche e le intensità minori del V MCS sono state fissate al V (Petrini, 1995). In ambedue le carte prodotte i risultati del calcolo sono riferiti ai comuni ed i gradi intermedi di intensità sono stati accorpati al grado intero più vicino.

La Fig. 5 mostra i risultati (da Slejko et al., 1998) ottenuti secondo l'approccio di Cornell (1968): la pericolosità maggiore rimane localizzata nella ZS 47 con valori superiori al IX MCS. La Fig. 6 illustra i risultati ottenuti con il metodo misto (Petrini, comunicazione personale): la ZS 47 è in questo caso ancora caratterizzata dai valori più alti (superiori al IX MCS) ma limitatamente ad alcuni comuni meridionali mentre nel resto della ZS le intensità variano fra VII e VIII. Il confronto fra le due valutazioni è riportato in Fig. 7, dove si nota che differenze inferiori a un grado in senso assoluto competono a quasi tutti i comuni della regione studiata. Differenze maggiori a un grado MCS, con i risultati provenienti dal metodo di Cornell (1968) superiori a quelli dal metodo misto, sono riscontrabili quasi esclusivamente nella parte settentrionale della ZS 47 e precisamente in alcuni comuni della provincia di Macerata e, in minor numero, di Ascoli Piceno per i quali il metodo misto stimava una intensità attesa in 475 anni intorno al VII grado (vedi Fig. 6). L'influenza della spalmatura della sismicità su tutta la ZS nel metodo di Cornell (1968) può essere invocata quale spiegazione di queste differenze. Più difficile, invece, risulta la comprensione delle differenze

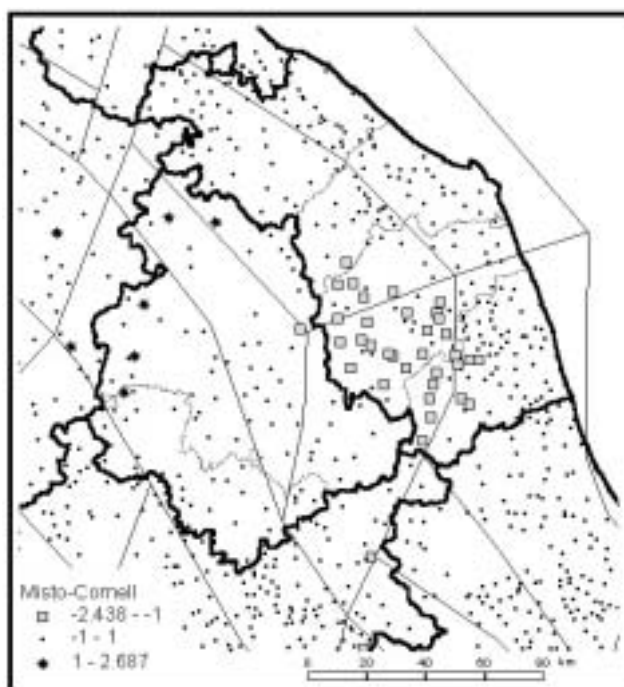


Fig. 7 - Differenza fra le intensità calcolate col metodo misto e con quello di Cornell (1968) per l'Italia centrale.

positive riscontrate per sette comuni, di cui i quattro nella provincia di Perugia mostrano risultati dal metodo misto superiori di più di un grado rispetto ai valori dei comuni circostanti. Osservando la carta relativa alla stima di pericolosità realizzata con questo approccio (Fig. 6) si nota come queste località risultino con valori isolati insolitamente alti. Nel caso dei comuni posti nelle ZS 45 e 46 questi alti valori possono essere giustificati dalla loro estrema vicinanza con epicentri di forti terremoti, tale da non avere attenuazione dell'intensità epicentrale. Non così per le località che si trovano nella ZS 44, le quali non hanno forti terremoti nelle vicinanze e che presentano invece un'intensità attesa, secondo la stima condotta con il metodo misto, superiore di oltre 1 grado rispetto a comuni che si trovano a soli 2-3 km di distanza.

1.4 Conclusioni

I risultati di pericolosità ottenuti seguendo diversi approcci sono, tutto sommato, abbastanza simili e le differenze sono ampiamente giustificate dalle diversità metodologiche. Piace segnalare la similitudine fra i risultati in intensità, motivata dall'aver applicato due metodologie che presentano diversi punti comuni. Le differenze più evidenti fra le due carte di accelerazione derivano sia dall'aver considerato grandezze diverse (PGA e DGA) sia dal fatto che l'approccio deterministico fornisce una sommatoria di scenari

di scuotimento piuttosto che una carta di pericolosità sismica nell'accezione canonica del termine.

Bibliografia

- Bender B. and Perkins D.M. (1987): Seisrisk III: a computer program for seismic hazard estimation. *U.S. Geological Survey Bulletin* 1772, 48 pp.
- Camassi R. e Stucchi M. (1997): *NT4.1 un catalogo parametrico di terremoti di area italiana al di sopra della soglia del danno*. Rapporto interno GNDT, Milano, 86 pp.
- Cornell C.A. (1968): Engineering seismic risk analysis. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **58**, 1583-1606.
- Costa G., Panza G.F., Suhadolc P. and Vaccari F. (1993): Zoning of the Italian territory in terms of expected peak ground acceleration derived from complete synthetic seismograms. *J. Appl. Geophys.*, **30**, 149-160.
- Grandori G., Guagenti E., Petrini V. (1984): On the Use of Renewal Processes in Seismic Hazard Analysis. Proc. 8th World Conf. on Earthquake Engineering, 1, 287-294.
- Meletti C., Patacca E., Scandone P. (2000): Construction of a seismotectonic model: the case of Italy. *Pageoph*, **157**, 11-35.
- Panza G.F., Vaccari F., Costa G., Suhadolc P. and Fäh D. (1996): Seismic input modelling for zoning and microzoning. *Earthquake Spectra*, **12**, 529-566.
- Panza G.F., Vaccari F. and Cazzaro R. (1999): Deterministic seismic hazard assessment. In: F. Wenzel et al. (Eds), *Vrancea Earthquakes: Tectonics, Hazard and Risk Mitigation*. Kluwer Academic Publishers, The Netherlands, 269-286.
- Petrini V. (1995): *Pericolosità sismica e prime valutazioni di rischio in Toscana*. CNR Istituto di Ricerca sul Rischio Sismico / Regione Toscana - Dipartimento Ambiente.
- Rebez A., Peruzza L. and Slejko D. (1999): Spectral probabilistic seismic hazard assessment for Italy. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, **40**, 31-51.
- Scandone P., Patacca E., Meletti C., Bellatalla M., Perilli N., Santini U. (1992): Struttura geologica, evoluzione cinematica e schema sismotettonico della penisola italiana. Atti del Convegno Annuale del Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti (Pisa, 25-27 giugno 1990), 1, Ambiente, Bologna, 119-135.
- Slejko D., Camassi R., Cčić I., Herak D., Herak M., Kociu S., Kouskouna V., Lapajne J., Makropoulos K., Meletti C., Muço B., Papaioannou C., Peruzza L., Rebez A., Scandone P., Sulstarova E., Voulgaris N., Zivčić M. and Zupančić P. (1999): Seismic hazard assessment for Adria. *Annali di Geofisica*, **42**, 1085-1107.
- Slejko D., Peruzza L. and Rebez A. (1998): Seismic hazard maps of Italy. *Annali di Geofisica*, **41**, 183-214.

2. PERICOLOSITA' SISMICA PER LA RICOSTRUZIONE: RISULTATI E CLASSIFICAZIONE SISMICA DI UMBRIA E MARCHE A CONFRONTO

Laura Peruzza⁽¹⁾, Alessandro Rebez⁽²⁾, Dario Slejko⁽²⁾

⁽¹⁾ GNDT c/o OGS, Trieste

⁽²⁾ OGS, Trieste

2.1 Introduzione

A seguito della sequenza di terremoti avvenuti in Umbria-Marche a partire dal 26 settembre 1997, il GNDT ha intrapreso diverse iniziative per lo studio di dettaglio dell'area colpita dal sisma; fra queste sono stati eseguiti anche degli approfondimenti nella valutazione della pericolosità sismica con l'approccio probabilistico, per valutare il moto sismico di riferimento nelle località maggiormente interessate dai terremoti ed in varia misura soggette all'opera di ricostruzione. In particolare, ai diversi contributi apparsi sul sito web del GNDT durante la fase di emergenza, è seguito uno studio (Peruzza, 1998) condotto sulle tre località (Sellano, Fabriano, Nocera Umbra) analizzate dal progetto di microzonazione (Marcellini, 1998) dove sono stati confrontati fra loro gli spettri di risposta a pericolosità costante ottenuti con diverse formulazioni delle relazioni di attenuazione, e in relazione a diverse tipologie di suolo.

In questo contributo vengono analizzate, invece, le stime di pericolosità disponibili per tutte le sedi comunali delle due regioni sopra menzionate, comparando in dettaglio i valori attesi in termini di accelerazione orizzontale di picco (PGA) e probabilità di superamento di una data soglia di PGA con la classificazione sismica nazionale. Si ritiene in questo modo di fornire uno strumento utile alla comprensione del collegamento che esiste tra la valutazione probabilistica del moto atteso e le norme costruttive da adottare per la ricostruzione, anche in attesa di un aggiornamento della classificazione sismica che recepisca i prodotti più recenti di pericolosità.

2.2 Classificazione sismica di Umbria e Marche

I comuni dell'Umbria e delle Marche colpiti dalla sequenza sismica iniziata il 26 settembre 1997 appartengono alle provincie di Perugia e Macerata, i cui comuni risultano tutti

Contributo dell'UO OGS-TS1

Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale, Borgo Grotta Gigante 42/c,
34010, Sgonico, Trieste

Responsabile: L. Peruzza

Contratto n.98.03227.PF54 (Michellini resp.)

e-mail 1° autore: lperuzza@ogs.trieste.it



Fig. 1 - Intensità con periodo di ritorno 500 anni (ridisegnata da Gruppo di Lavoro Scuotibilità, 1979); in nero valori di I=X MCS, grigio più chiaro per I=VI MCS.

attualmente classificati in seconda categoria con la sola eccezione dei comuni più occidentali della provincia di Perugia che non sono classificati (Consiglio Superiore dei Lavori Pubblici Servizio Sismico, 1986). Trattandosi del primo terremoto forte avvenuto nell'area dopo la revisione della classificazione sismica nazionale operata tra il 1980 ed il 1984, esso risulta il primo elemento di controllo della classificazione vigente. Alla luce dei danneggiamenti osservati, l'attuale classificazione non sembra sufficientemente cautelativa, anche se bisogna comunque considerare l'effetto penalizzante causato dal susseguirsi di molte scosse di simile energia, con un conseguente effetto di cumulo dei danni osservati.

L'attuale classificazione sismica ha recepito la proposta formulata dal Progetto Finalizzato Geodinamica (PFG) del CNR nel 1980 (Petrini, 1980) sulla base degli studi di pericolosità sismica condotti dal PFG stesso negli anni Settanta (Gruppo di Lavoro Scuotibilità, 1979). La pericolosità è stata stimata applicando un approccio statistico (metodo degli estremi di Gumbel, 1958) diffusamente utilizzato per la previsione di catastrofi naturali. Quale parametro di pericolosità è stata utilizzata l'intensità macrosismica, unica grandezza utilizzabile in quegli anni nei quali non era ancora attiva una adeguata copertura strumentale. I risultati ottenuti allora (Fig. 1) mostrano, per un periodo di ritorno di 500 anni, una limitata area di IX MCS fra le regioni Umbria e Lazio ed una vasta area di VIII MCS che interessa gran parte delle provincie di Perugia e Macerata.

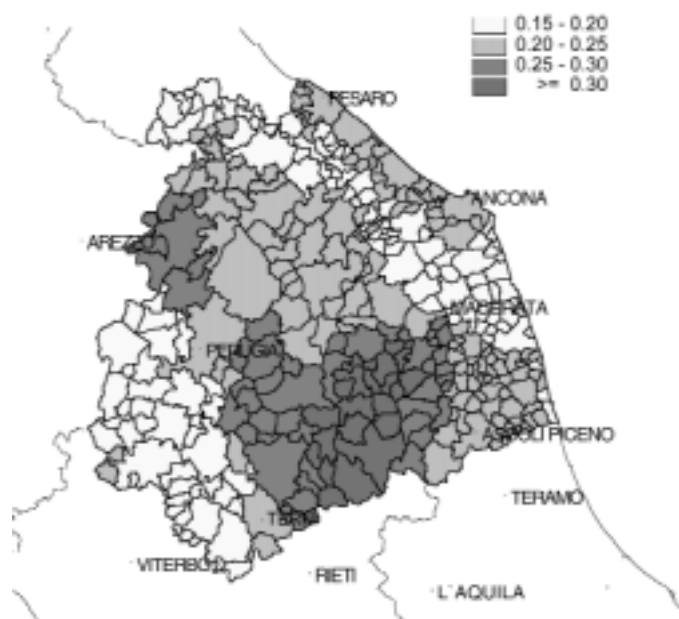


Fig. 2 - PGA con periodo di ritorno 475 anni per i comuni di Umbria-Marche, relazione di attenuazione di Ambraseys et al. (1996) (la figura a colori è riportata in Appendice a pag. 167).

2.3 Pericolosità sismica in Umbria e Marche

Uno degli obiettivi del Piano Triennale 1993-1995 del GNDT è stata la produzione della nuova carta di pericolosità sismica del territorio nazionale. E' stato seguito un approccio probabilistico (Cornell, 1968) consolidato a livello internazionale e sviluppato mediante una progettualità coerente che ha portato alla revisione del catalogo dei terremoti (Camassi e Stucchi, 1997) ed alla definizione del modello sismotettonico nazionale (Scandone, 1997) quali elementi necessari per il calcolo della pericolosità sismica. I risultati (Slejko et al., 1998) sia in termini di PGA che di intensità macrosismica e riferiti al periodo di ritorno di 475 anni sono stati consegnati al Dipartimento della Protezione Civile nell'estate 1996. Ulteriori studi (Rebez et al., 1999) hanno presentato le caratteristiche spettrali delle stime di pericolosità nazionali. La Fig. 2 riporta, su base comunale, le stime di PGA con periodo di ritorno 475 anni per Umbria e Marche. Tale carta differisce da quella consegnata alla Protezione Civile in quanto la relazione di attenuazione di PGA (Ambraseys, 1995 in Slejko et al., 1998) è stata sostituita con una formulazione più recente (Ambraseys et al., 1996) calibrata sulla medesima base di dati e differenziata per le caratteristiche del terreno di riferimento e per le componenti spettrali dello scuotimento. Questa è la carta base per l'applicazione dell'Eurocodice sismico e rappresenta la PGA che si prevede non verrà superata al 90% di probabilità in 50 anni, situazione canonica nella progettazione sismica di edilizia civile. Si tratta di una stima stazionaria valida per un periodo qualunque di 50 anni, senza memoria, cioè, del tempo trascorso dall'ultimo terremoto. I calcoli sono stati effettuati considerando le informazioni della sismicità

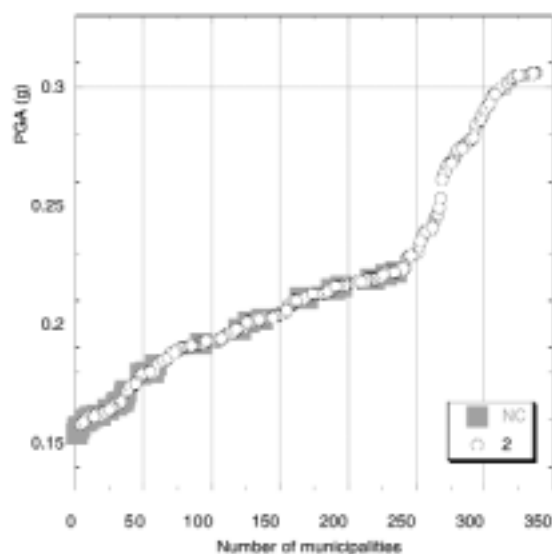


Fig. 3 - Distribuzione della PGA con periodo di ritorno 475 anni di Fig. 2, con simboli ad identificare la classificazione attuale (Consiglio Superiore dei Lavori Pubblici Servizio Sismico, 1986).

fino al 1980.

A prescindere dal diverso parametro di pericolosità, le stime di Fig. 2 differiscono sensibilmente da quelle del 1979 (Fig. 1), in particolare per l'estensione dell'area di massimo scuotimento atteso (molto più limitata nella versione del 1979), e per gli effetti previsti lungo la costa adriatica. Conseguentemente, è naturale che la classificazione attuale non tenga nel dovuto conto le più recenti conoscenze sulla pericolosità sismica nazionale. Per analizzare in dettaglio questo aspetto è stata studiata la distribuzione dei valori di PGA rappresentando con specifica simbologia l'attuale classificazione del comune (Fig. 3). Si può notare l'assenza di comuni di prima categoria anche a fronte di un brusco rialzo dei valori di PGA (fino a 0,31 g); inoltre comuni attualmente classificati nella seconda categoria rappresentano l'intera gamma di valori di PGA mentre comuni non classificati hanno valori non trascurabili di PGA (fino a 0,22 g).

Una rappresentazione alternativa della pericolosità sismica di Fig. 2 è data da una mappa a scuotimento costante e probabilità variabile: essa si rivela molto interessante per una corretta progettazione della ricostruzione. L'estimatore probabilità di superamento mostra una maggiore dinamica dell'estimatore PGA ed evidenzia una forte variabilità delle previsioni anche in uno spazio limitato. In Fig. 4 viene riportata la probabilità di superare il valore di 0,1 g di PGA in 30 anni in due diverse condizioni locali (roccia e terreno soffice, nella formulazione proposta da Ambraseys et al., 1996): dalla costa a sud di Ancona all'area nursina si passa da circa il 20% di probabilità ad oltre il 70% nel caso in roccia, mentre la variazione è ancora più sensibile nel caso di terreno soffice. Tale mappa è rappresentativa di scuotimenti moderati in breve periodo di osservazione (cioè terremoti medio-piccoli, ma frequenti, capaci al massimo di causare danni), corrispondenti circa al VII MCS secondo Decanini et al. (1995). Le discrepanze con la classificazione attuale

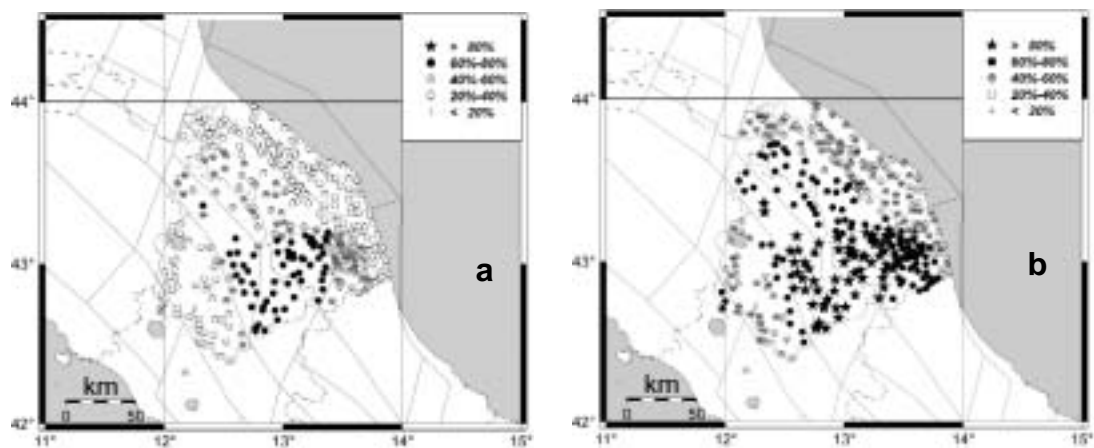


Fig. 4 - Probabilità di superamento di 0,1 g in 30 anni; a) su roccia, b) su terreno soffice.

vengono, dunque, confermate e semmai enfatizzate da questa rappresentazione. Infatti, sia comuni che hanno bassa probabilità di subire danneggiamenti nel breve termine che comuni con alta probabilità risultano classificati assieme nella seconda categoria.

In Fig. 5 viene riportata la probabilità di superare 0,3 g di PGA in 500 anni, tempo di previsione certamente non legato alla vita media presunta del patrimonio abitativo, ma che viceversa può rappresentare l'ipotesi di scuotimento massimo. Si può vedere che circa un terzo del territorio delle regioni Umbria e Marche può essere soggetto, secondo le conoscenze attuali, anche a forti accelerazioni, a seguito di eventi molto forti, seppur meno frequenti, ed in questo senso opere particolari (ad es. discariche speciali) devono essere correttamente progettate. Bisogna ancora ricordare, però, che le stime di pericolosità qui riportate si riferiscono alle condizioni medie di una specifica tipologia di terreno, e che non tengono in alcun conto possibili amplificazioni locali. Le accelerazioni misurabili nel caso di un terremoto possono, dunque, essere sensibilmente maggiori di

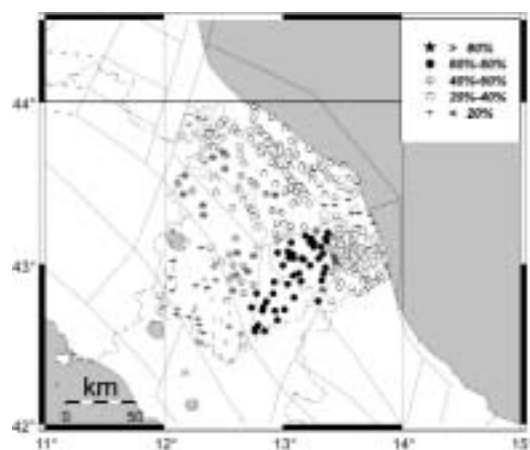


Fig. 5 - Probabilità di superamento di 0,3 g in 500 anni su roccia.

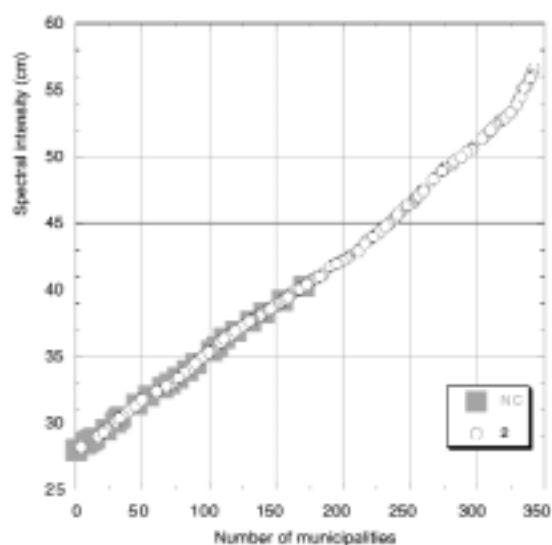


Fig. 6 - Distribuzione della SI con periodo di ritorno 475 anni nell'intervallo di frequenza 0,5-5 Hz, con simboli ad identificare la classificazione attuale (Consiglio Superiore dei Lavori Pubblici Servizio Sismico, 1986).

quelle qui descritte. Per una corretta stima del moto del suolo atteso, è necessario abbinare alla valutazione probabilistica una quantificazione dettagliata della risposta sismica locale.

Considerando infine le variazioni della pericolosità in relazione al contenuto in frequenza del moto del suolo atteso, recenti analisi (Peruzza et al., 1998) dimostrano che l'intensità spettrale SI (Housner, 1952) sembra essere un indicatore molto promettente per differenziare lo scuotimento a media frequenza, legato a forti rari terremoti, da quello ad alta frequenza di terremoti frequenti di media magnitudo. La Fig. 6 riporta la distribuzione di SI nella banda di frequenza 0,5 - 5 Hz con periodo di ritorno 475 anni con particolare simbologia ad evidenziare l'attuale classificazione. Si vede, ancora, l'ampia dispersione della seconda categoria rispetto a tutti i valori di SI, ma i comuni non classificati occupano rigorosamente la parte bassa del grafico; l'interpretazione che ne diamo è che l'attuale classificazione favorisce, in qualche misura, la protezione dai forti terremoti rispetto a quelli moderati.

L'individuazione di un unico indicatore di scuotibilità utile alla classificazione sismica risulta, però, molto difficile perchè a indicatori diversi rimangono collegate evidenze diverse.

2.4 Proposta di riclassificazione sismica

Come già detto, il GNDT si è posto quale obiettivo la revisione della classificazione sismica. Le elaborazioni descritte precedentemente hanno fornito numerosi spunti per l'identificazione dell'indicatore di pericolosità più rappresentativo. Dopo numerose prove, si è deciso di definire la nuova classificazione (Gruppo di Lavoro, 1999) sulla base

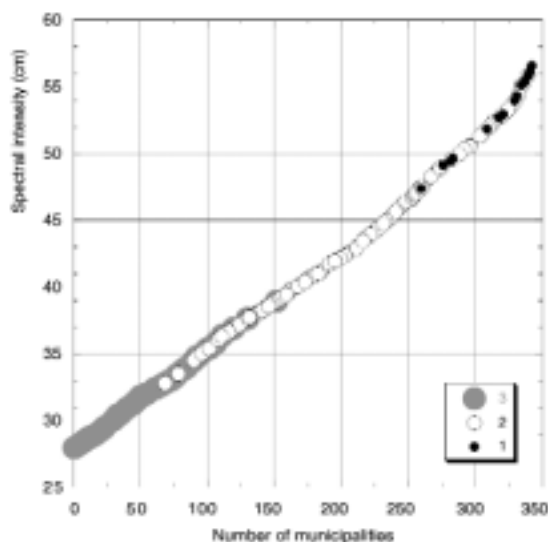


Fig. 7 - Distribuzione della SI con periodo di ritorno 475 anni nell'intervallo di frequenza 0,5-5 Hz, con simboli ad identificare la classificazione proposta (Gruppo di Lavoro, 1999).

di un algoritmo complesso che tiene conto sia dello scuotimento da rari forti terremoti (SI con periodo di ritorno 475 anni nell'intervallo di frequenza 0,5 - 5 Hz), sia di quello da frequenti moderati eventi (SI con periodo di ritorno 100 anni nell'intervallo 2 - 10 Hz), che della massima intensità osservata. La Fig. 7 mostra la distribuzione di SI con periodo di ritorno 475 anni calcolata nell'intervallo di frequenza 0,5 - 5 Hz con particolare simbologia ad evidenziare la classificazione proposta. La correlazione fra scuotibilità e nuova classificazione è ovvia, dato che il parametro SI è uno degli ingredienti utilizzati nella proposta di riclassificazione: va segnalato che la sovrapposizione delle diverse categorie, ed in particolare la sgranatura dei valori di SI corrispondenti alla prima categoria, sono dovute proprio ai criteri multipli utilizzati. La nuova proposta (Gruppo di Lavoro, 1999) classifica tutti i comuni di Umbria e Marche, e alcuni comuni vengono elevati alla prima categoria.

E' interessante, infine, notare il legame esistente fra la nuova proposta di riclassificazione, il livello di scuotimento e la massima intensità osservata. In Fig. 8 vengono riportati i valori di probabilità rispettivamente pari al superamento di 0,1 g in 30 anni e 0,3 g in 500 anni su roccia, in relazione alla classificazione proposta e alla massima intensità osservata (Molin et al., 1996). La classificazione proposta non recepisce in maniera acritica l'osservazione storica, in quanto diversi comuni che hanno in passato sperimentato intensità pari a X MCS non vengono classificati nella categoria a massima pericolosità; quest'ultima viene suggerita solo per i comuni dove si attende una significativa probabilità di superamento della soglia del danno, o della distruzione (Decanini et al., 1995). Similmente la terza categoria corrisponde a bassi valori di probabilità, e rimane limitata alle classi VII e VIII della intensità massima osservata. Più dispersi invece, e di più difficile interpretazione, sono le correlazioni per la seconda categoria, che è rappresentata da

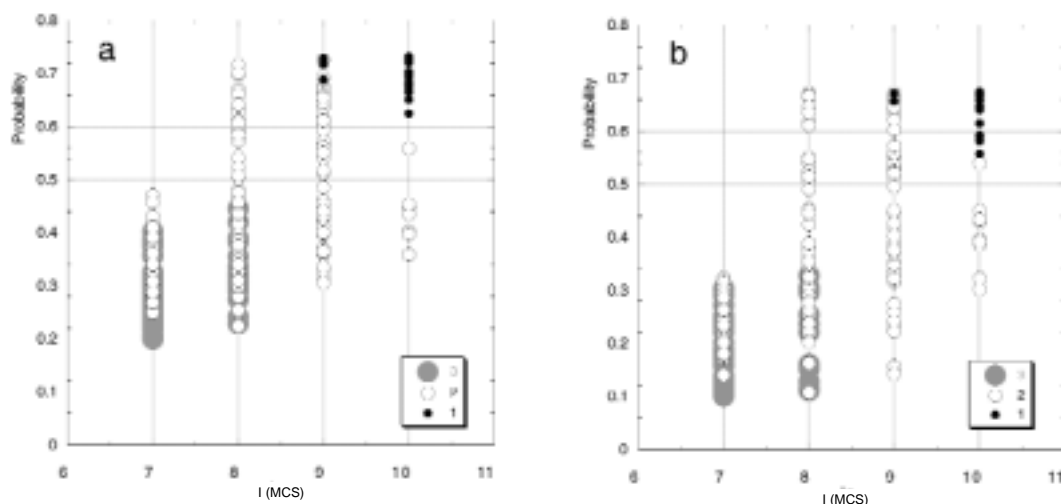


Fig. 8 - Probabilità di superamento di due soglie di scuotimento in funzione della massima intensità osservata nei comuni di Umbria-Marche: a) 0,1 g in 30 anni; b) 0,3 g in 500 anni. Simboli diversi individuano la nuova proposta di classificazione sismica dei comuni.

tutte le possibili combinazioni.

La Fig. 9 riporta la distribuzione dei valori di PGA attesi con periodo di ritorno 475 anni su roccia e su terreno soffice per i comuni di Umbria-Marche; viene graficato anche il relativo valore della massima intensità osservata (Molin et al., 1996). L'aggancio fra valori di PGA e di intensità è controllato dalla relazione di Decanini et al. (1995) per il grado VII e X (MCS). Ipotizzando di assumere quale terreno di riferimento medio per il comune quello il cui valore di PGA attesa più si avvicina alla rispettiva massima intensità osservata, i comuni sono stati speditivamente ripartiti in tipologia soffice (quadrato aperto in Fig. 9) e roccia (croce sempre in Fig. 9). Si tratta soltanto di uno spunto di riflessione finalizzato all'individuazione speditiva del terreno di riferimento per i vari comuni; in particolare, dalla Fig. 9 le intensità X MCS rimarrebbero associate a terreni soffici, mentre la maggioranza dei IX MCS ed i gradi minori a terreni rocciosi.

2.5 Conclusioni

Nonostante la classificazione non possa evitare danni anche ingenti dovuti a fenomeni locali o ad eventuali carenze costruttive, il recente terremoto che ha colpito Umbria e Marche ha mostrato i limiti della classificazione attuale (Fig. 3). Le nuove stime ufficiali di pericolosità sismica (Slejko et al., 1998) realizzate nell'ambito del GNDT (Fig. 2) ed ulteriori elaborazioni recenti (Rebez et al., 1999) suggeriscono l'utilizzo di diversi parametri estimatori della pericolosità sismica (Figg. 4, 5, 6). Su questi presupposti è stata recentemente formulata da un gruppo di lavoro misto GNDT - Servizio Sismico Nazionale una proposta di riclassificazione (Gruppo di Lavoro, 1999) che tramite l'utiliz-

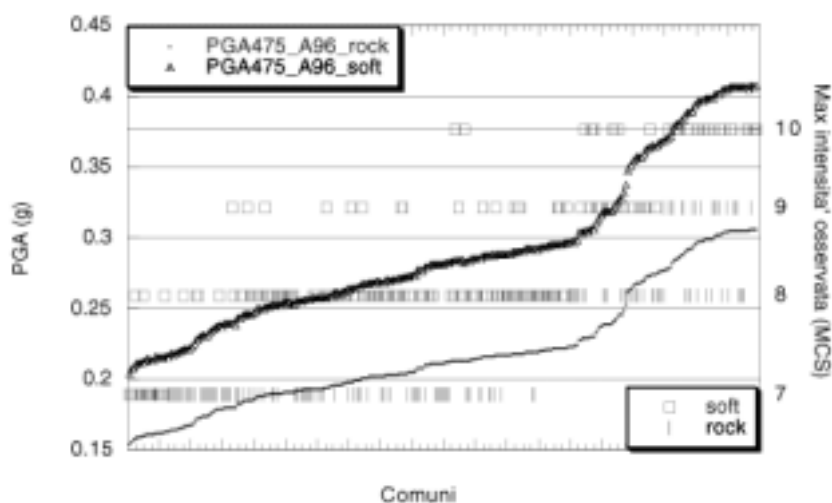


Fig. 9 - Distribuzione delle PGA con periodo di ritorno 475 anni per roccia e terreno soffice (relazioni di attenuazione di Ambraseys et al., 1996) e valori della massima intensità osservata (Molin et al., 1996) nei comuni di Umbria-Marche. I valori di intensità in scala logaritmica sono ancorati a PGA nei gradi VII e X, tramite la relazione proposta da Decanini et al. (1995).

zo incrociato di tre estimatori sembra tener conto efficacemente delle evidenze sismiche (Fig. 7). Ciò nonostante altre evidenze (Fig. 8) suggeriscono di approfondire ulteriormente l'aspetto di risposta locale del terreno, anche se alla scala del territorio comunale; è questa una operazione che deve essere condotta congiuntamente con le amministrazioni locali. L'analisi della distribuzione di PGA su terreni soffici e rocciosi ed il confronto con le massime intensità osservate (Fig. 9) può suggerire la tipologia del terreno comunale medio: se tale suddivisione speditiva su base comunale troverà statisticamente un riscontro oggettivo con le effettive condizioni locali, essa potrà rappresentare un criterio di prima approssimazione per la caratterizzazione delle anomalie legate alla tipologia del suolo. E' questo un aspetto innovativo delle analisi di pericolosità sismica, tradizionalmente riferite a roccia.

Riconoscimenti. Il presente lavoro rendiconta l'attività svolta nell'ambito del contratto 98.03227.PF54 del GNDT. Le elaborazioni utilizzate per la definizione della nuova proposta di classificazione nazionale sono state realizzate insieme al Servizio Sismico Nazionale.

Bibliografia

- Ambraseys N. N. (1995): Reappraisal of the prediction of ground accelerations in Europe - EAEE Working Group report. In: Duma (ed), 10th European Conference on Earthquake Engineering, Balkema, Rotterdam, 3041-3048.
- Ambraseys N. N., Simpson K. A. and Bommer J. J. (1996): Prediction of horizontal response spectra in Europe. *Earth. Eng. Struct. Dyn.*, **25**, 371-400.
- Camassi R. e Stucchi M. (1997): *NT4.1 un catalogo parametrico di terremoti di area italiana al di sopra della soglia del danno*. Rapporto interno GNDT, Milano, 86 pp.

- Consiglio Superiore dei Lavori Pubblici Servizio Sismico (1986): *Atlante della classificazione sismica nazionale*. Ist. Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma, 209 pp.
- Cornell C.A. (1968): Engineering seismic risk analysis. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **58**, 1583-1606.
- Decanini L., Gavarini C. e Mollaioli F. (1995): Proposta di definizione delle relazioni tra intensità macrosismica e parametri del moto del suolo. In: 7° Convegno Nazionale “L’ingegneria sismica in Italia”, Siena 25-28/9/1995, 63-72.
- Gumbel E. J. (1958): *Statistics of extremes*. Columbia Univ. Press, New York, 375 pp.
- Gruppo di Lavoro (1999): Proposta di riclassificazione sismica del territorio nazionale. *Ingegneria Sismica*, **14/1**, 5-14.
- Gruppo di Lavoro Scuotibilità (1979): *Carte preliminari di scuotibilità del territorio nazionale*. ESA, Roma, 25 pp.
- Housner G.W. (1952): Spectrum intensities of strong-motion earthquakes. In: Duke C. M., Feigen M., (Eds). *Proc. Symp. On Earthquake and Blast Effects Structures*. University of California, Los Angeles.
- Marcellini A. (coord.) (1998): Progetto microzonazione sismica Umbria-Marche. Internet, <http://seism.irrs.mi.cnr.it/Ital/project.html>
- Molin D., M. Stucchi e G. Valensise (1996): *Massime intensità macrosismiche osservate nei comuni italiani*. GNDT-ING-SSN, Milano Roma, 203 pp.
- Peruzza L. (1998): *Progetto Microzonazione Sismica Umbria-Marche. Valutazione del moto sismico di riferimento - Approccio probabilistico*. Relazione esterna OGS28/98 OGA7, Trieste, 12 pp.; e Internet: <http://seism.irrs.mi.cnr.it/Ital/Rapp14/rap14.html>
- Peruzza L., Rebez A. and Slejko D. (1998): Damage oriented spectral seismic hazard. In: 26th General Assembly of ESC. Papers Book, Tel Aviv, 165-169.
- Petrini V. (ed.) (1980): *Proposta di riclassificazione sismica del territorio nazionale*. ESA, Roma, 83 pp.
- Rebez A., Peruzza L. and Slejko D. (1999): Spectral probabilistic seismic hazard assessment for Italy. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, **40**, 31-51.
- Scandone P. (1997): Linea di ricerca 2 “Sismotettonica”. In: Corsanego A., Faccioli E., Gavarini C., Scandone P., Slejko D. e Stucchi M. (a cura di), *L’attività del GNDT nel triennio 1993 - 1995*, CNR - GNDT, Roma, 67-96.
- Slejko D., Peruzza L. and Rebez A. (1998): Seismic hazard maps of Italy. *Annali di Geofisica*, **41**, 183-214.

PARTE II

Parametrizzazione degli elementi assoggettabili ad un trattamento time-dependent

3. IL CONTRIBUTO DELL'ISTITUTO DI RICERCA SULLA TETTONICA RECENTE

Paolo Messina (resp.)

3.1 Premessa

Nell'ambito del sottoprogetto 6a2, l'attività di ricerca dell'UR IRTR del C.N.R. ha riguardato principalmente la zona umbro-marchigiana colpita dalla crisi sismica del 1997-98. Contemporaneamente, nell'ambito del sottoprogetto 5.1.2, l'IRTR ha svolto ricerche finalizzate alla individuazione e caratterizzazione delle faglie attive nell'Appennino centrale. Le indagini hanno consentito di quantificare l'attività delle faglie analizzate in termini di ratei di movimento, cinematica, tempi di ricorrenza per terremoti di elevata magnitudo ecc. I risultati di questa attività, relazionata nell'ambito del rispettivo sottoprogetto, sono stati comunque messi a disposizione del sottoprogetto 6a2.

Nell'ambito delle ricerche svolte nell'area umbro-marchigiana sono state aperte tre trincee nella zona di La Pintura (Est di Colfiorito) e due trincee nella zona di Renaro-Mevale (queste ultime in collaborazione con D. Pantosti e collaboratori - Istituto Nazionale di Geofisica) al fine di espletare indagini paleosismologiche di dettaglio. I risultati ottenuti dalle trincee di La Pintura, curate da M. Meghraoui, mettono in evidenza l'assenza di rotture cosismiche in occasione della sequenza sismica del 1997 e l'esistenza di deformazioni cosismiche più antiche, cronologicamente non vincolate. Il rilievo di dettaglio delle pareti delle trincee mostra la presenza di un contatto per faglia, con presenza di clasti orientati, tra il substrato calcareo e depositi sedimentari fini con livelli più grossolani (ghiaie, brecce e conglomerati). Sono inoltre presenti depositi di pendio che si alternano con sedimenti fini (ricchi in materiale organico) con ghiaie in un sistema di canali anastomizzati. Nei depositi più recenti non sono state osservate fratture legate a terremoti. Attraverso tre datazioni con il metodo del C_{14} , l'età più antica dei campioni di materiale organico e resti di carbone appartenenti ai depositi di pendio sicuramente non dislocati, è risultata di circa 1800 anni B.P.

I dati acquisiti con le trincee eseguite nella zona di Renaro-Mevale sono attualmente in corso di elaborazione. In via preliminare, si può osservare che la rottura rilevata sul terreno a seguito della scossa del 14 ottobre 1997 si è formata in corrispondenza di un piano di faglia che interessa la formazione della Scaglia Cinerea. Sono altresì evidenti le tracce di passate dislocazioni cosismiche probabilmente di entità comparabile con quella della scossa del 14 ottobre 1997. Sono in corso datazioni assolute su campioni prelevati dalle unità dislocate.

Inoltre, in seguito al ritrovamento di opere idrauliche di epoca romana (necessarie al drenaggio delle acque della Piana di Colfiorito), è stata avviata una collaborazione con la Soprintendenza Archeologica delle Marche e l'Istituto Nazionale di Geofisica per uno studio geologico di dettaglio nella zona compresa tra la Piana di Colfiorito e la Valle del

Chienti.

Di seguito vengono esposti i principali risultati delle ricerche svolte nell'area umbro-marchigiana. Il modello evolutivo elaborato è quello che risulta dal lavoro seguente a nome di Messina et al.. Va sottolineato che ricercatori dell'IRTR stanno lavorando anche ad altri modelli evolutivi uno dei quali si basa su una diversa interpretazione delle superfici relitte, sull'ipotesi di una più marcata variabilità delle deformazioni e sulla possibilità che movimenti lungo faglie si siano verificati anche nel Pleistocene superiore-Olocene. Attualmente sono in corso studi ed indagini (prospezioni geofisiche e perforazioni a carotaggio continuo) per l'acquisizione di altri elementi di valutazione che comunque permettano di definire un modello evolutivo più dettagliato.

3a. EVOLUZIONE A LUNGO TERMINE E CARATTERISTICHE DELLA TETTONICA ATTIVA NELL'AREA UMBRO-MARCHIGIANA COLPITA DALLA SEQUENZA SISMICA DEL 1997/98 (ITALIA CENTRALE)

Paolo Messina⁽¹⁾, Fabrizio Galadini⁽¹⁾, Paolo Galli⁽²⁾, Andrea Sposato⁽¹⁾

⁽¹⁾ Istituto di Ricerca sulla Tettonica Recente, CNR, Roma

⁽²⁾ Servizio Sismico Nazionale, Roma

3a.1 Introduzione

Alle 0:33 e 9:40 GMT del 26 settembre 1997 due scosse sismiche (rispettivamente $M_w = 5.7$ e $M_w = 6$; Amato et al., 1998) hanno interessato una vasta area dell'Appennino centrale compreso tra Marche ed Umbria. Il 14 ottobre 1997 una terza scossa ($M_l = 5.5$; Amato et al., 1998) si è verificata pochi km più a sud. La sequenza sismica è continuata fino ad aprile 1998 con scosse fino a $M_l = 5.3$ (3 aprile 1998; Boschi, 1998).

In occasione delle scosse principali del 26 settembre 1997 si sono riproposte disparità di opinioni sulla natura delle fratture verificatesi in superficie. Alcuni Autori (Cello et al., 1998) ritengono che tali fratture siano il risultato di fagliazione di superficie lungo strutture già cartografate come faglie capaci (Cello et al., 1997); altri hanno escluso la presenza di fenomeni di fagliazione superficiale (Galli et al., 1997; Basili et al., 1998), considerando le fratture come il risultato di azioni gravitative indotte dallo scuotimento sismico.

Nell'area di Colfiorito misure geodetiche (Basili and Meghraoui, 1999), misure GPS (Anzidei et al., 1998) e analisi di interferometria SAR (Stramondo et al., 1999) mettono in evidenza deformazioni superficiali continue (max 20 cm) ed escludono la presenza di movimenti lungo scarpate di faglia.

L'insieme delle osservazioni geologiche eseguite durante e dopo la crisi sismica umbro-marchigiana pone dunque numerosi interrogativi riguardanti la possibilità che si verifichino o meno rotture tettoniche in superficie in occasione di terremoti di magnitudo moderata; altri importanti quesiti riguardano l'evoluzione geologica e tettonica di queste aree nel corso del Quaternario. Per fornire risposte per quanto possibile complete è stata avviata una ricerca sull'evoluzione tettonica sul lungo termine tramite una serie di studi riguardanti le formazioni geologiche quaternarie e le numerose superfici relitte presenti nelle aree colpite dal terremoto.

Contributo dell'UO IRTR

CNR - Istituto di Ricerca sulla Tettonica Recente, Area di Ricerca di Roma - Tor Vergata, Via del Fosso del Cavaliere s.n.c, 00133, Roma

Responsabile: P. Messina

e-mail 1° autore: messina@irtr.rm.cnr.it

Lo studio è stato sviluppato in quattro fasi principali che possono essere così sintetizzate:

- 1) verifica dei precedenti lavori sulla stratigrafia e tettonica quaternaria;
- 2) studio delle superfici relitte attraverso l'analisi delle foto aeree e controlli diretti di terreno;
- 3) esecuzione di rilevamenti geologico-strutturali nei bacini di Colfiorito e Cesi-Colle Curti al fine acquisire dati sulle deformazioni tettoniche che hanno interessato i depositi quaternari;
- 4) ricostruzione dell'andamento del tetto del substrato pre-quaternario nel bacino di Colfiorito attraverso l'analisi di numerosi sondaggi meccanici ed elettrici eseguiti alla fine degli anni Cinquanta.

I risultati ottenuti hanno consentito di delineare un quadro di evoluzione geologica sensibilmente diversa da quella ipotizzata nei lavori esistenti ed hanno permesso di ipotizzare un'evoluzione tettonica complessa ed in accordo con quanto osservato, durante e dopo la crisi sismica del 1997, a riguardo delle rotture superficiali e delle deformazioni a più ampio raggio.

3a.2 Superfici relitte

L'analisi geomorfologica ha permesso di riconoscere la presenza di numerose superfici, disposte a varie quote, con chiare geometrie di "incassamento". La loro estensione varia notevolmente ed è compresa tra qualche centinaia di m² e alcuni km² (Fig. 1). La metodologia di studio è stata quella utilizzata già in numerosi lavori (Bosi et al., 1996; Basili et al., 1997; Basili et al., 1999a; Basili et al., 1999b); essa permette di definire un quadro di evoluzione geologica e tettonica anche in zone dove i depositi quaternari sono scarsi o addirittura assenti, come ad esempio nelle aree delle dorsali montuose.

Le forme analizzate sono costituite soprattutto da superfici di erosione, suborizzontali o con deboli pendenze, impostate per lo più sulle rocce del substrato marino e, limitatamente alle zone di bacino, su depositi continentali quaternari.

Attraverso questo tipo di analisi è stato possibile individuare due settori omogenei; ciascuno di essi presenta al suo interno una successione di superfici relitte ben caratterizzabile sia per il numero di superfici sia per i rapporti altimetrici esistenti tra i vari ordini (Figg. 1 e 2).

Il settore nordorientale (A in Fig. 1) è caratterizzato dalla presenza di 3 ordini principali di superfici relitte poste a quote alte (fino a 1500 m circa). Si tratta di superfici riconducibili ad un paesaggio relitto sommitale probabilmente simile a quelli riconosciuti sia in Italia centrale che meridionale da vari Autori e riferiti ad un generico Pliocene (Bertini e Bosi, 1976; Bosi, 1989; Bosi e Messina, 1992; Coltorti e Pieruccini, 1999). A quote più basse e per lo più lungo i versanti di valli profondamente incise, sono presenti solo piccoli lembi di superfici relitte progressivamente più recenti.

Il settore sudoccidentale (B di Fig. 1) presenta una successione di superfici relitte

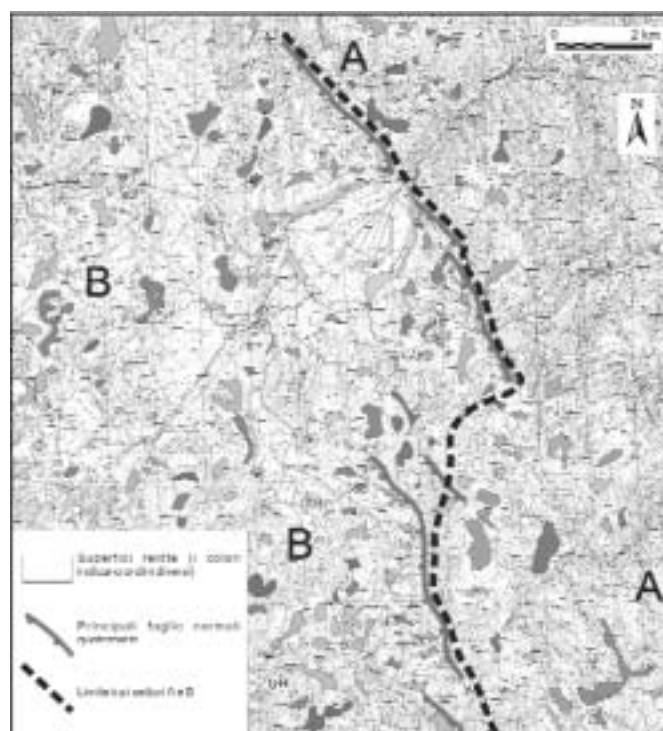


Fig. 1 - Carta delle superfici relitte (la figura a colori è riportata in Appendice a pag. 168).

incassate le une nelle altre ed è caratterizzato da 7 ordini principali, distribuiti tra le quote di 700 e 1200 m circa. Questo settore si spinge almeno sino al bordo orientale della piana di Foligno ed i vari ordini di superfici si mantengono circa alla stesse quote. Anche nel settore B l'insieme di tutte le superfici più alte molto probabilmente rappresenta ciò che è attualmente conservato di una antica superficie "sommitale" di spianamento. La mancanza di qualsiasi riferimento cronologico impedisce però la formulazione di qualsiasi ipotesi riguardo alla possibile correlazione tra le superfici più alte presenti nei settori A e B.

Una superficie per la quale è possibile ipotizzare un'età relativa è quella che si estende a quota 900 circa nel bacino di Colle Curti, la quale, essendo scolpita sia sul substrato marino sia sui depositi che hanno alla base un livello con minerali vulcanici datato 424 ka (Ficcarelli et al., 1997; Coltorti et al., 1998), deve essere considerata più recente di tale data. Le superfici in essa incassate si collocano cronologicamente tra il Pleistocene medio ed il Pleistocene superiore - Olocene.

Poiché il limite tra i settori A e B corrisponde al sistema di faglie che borda le conche di Colfiorito e Colle Curti è verosimile ipotizzare che le differenze riscontrate nel numero e nella distribuzione delle superfici relitte tra i due settori siano da imputare principalmente all'attività di dette faglie durante il Quaternario. L'analisi della distribuzione delle superfici e dei rapporti di incassamento presenti tra i vari ordini permettono di escludere la presenza di disturbi tettonici significativi all'interno dei due settori; consente inoltre di individuare la lunghezza delle faglie e la larghezza, peraltro estremamente limitata,

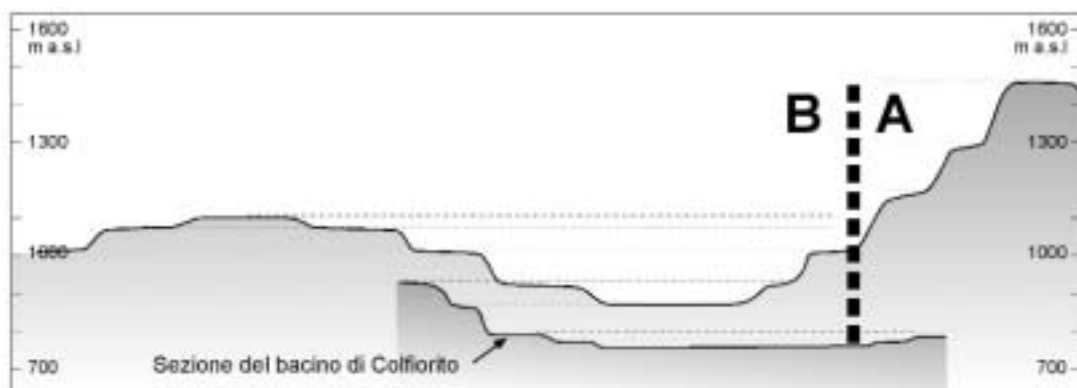


Fig. 2 - Sezione morfologica schematica tra le zone A e B.

della fascia lungo la quale avviene la separazione tra i settori A e B.

Questa ricostruzione è in buona parte in contrasto con quella elaborata da altri Autori (Coltorti and Farabollini, 1995; Ficarelli et al., 1997; Coltorti and Pieruccini, 1997, 1999) che riconducono tutti i lembi di superfici relitte ad un'unica "superficie sommitale" del Pliocene inferiore, variamente dislocata e con immersione sotto i depositi datati 3.3 milioni di anni della Piana di Spoleto, all'interno della quale è stato elaborato un paleopaesaggio precedente alla strutturazione dei bacini di Colfiorito e Colle Curti.

3a.3 Bacino di Cesi - Colle Curti

La successione continentale di Cesi - Colle Curti (Fig. 3) è costituita da due formazioni separate da una superficie di erosione. La formazione più antica, dello spessore di circa 60 m, contiene nella sua parte più alta le associazioni faunistiche riferite alla parte medio-bassa del Pleistocene medio (Borselli et al., 1988; Ficarelli and Mazza, 1990; Ficarelli et al., 1990; Ficarelli and Silvestrini, 1991; Ficarelli et al., 1997; Coltorti et al., 1998). A Cesi affiora solo la parte alta dell'unità inferiore e circa sette metri al di sotto dei livelli fossiliferi è stato localizzato il passaggio da polarità normale a inversa M/B riferibile a 780 ka (Ficarelli et al., 1997).

La formazione più recente è invece caratterizzata dalla presenza, nella sua parte inferiore, del livello vulcanico datato 424 ka. E' importante notare che la formazione più antica è deformata e basculata verso ENE di 10-15° mentre la successione mesopleistocenica non presenta né dislocazioni né deformazioni apprezzabili (Fig. 3). Il passaggio tra i due corpi avviene tramite una netta superficie di erosione che si è imposta localmente anche sul substrato carbonatico. Al di sopra della formazione mesopleistocenica è scolpita un'altra superficie di erosione, molto estesa, che interessa anche il substrato calcareo e individua un caratteristico paesaggio relitto che nella zona di S. Martino - Colle Curti si segue estesamente alla quota di 900 m circa. A testimonianza di un'età non molto recente va osservato che questo paesaggio appare oggi profondamente inciso e sospeso

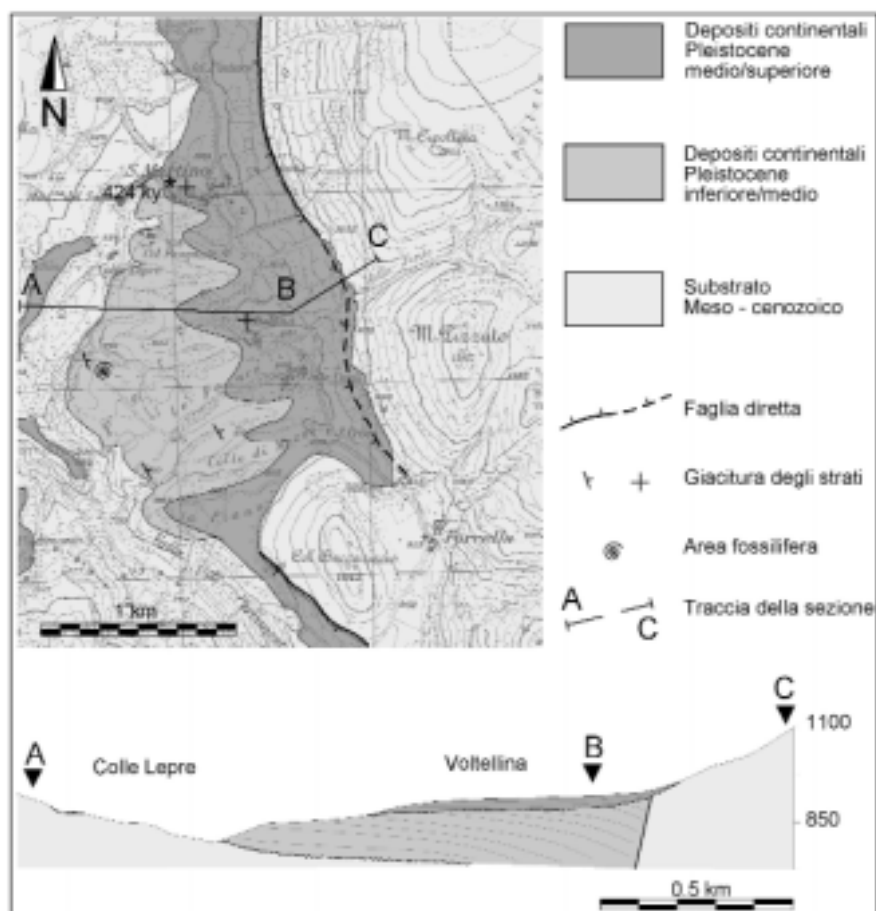


Fig. 3 - Carta geologica schematica del bacino di Colle Curti.

rispetto ai fondovalle attuali e su di esso si ritrovano depositi di versante di età suprapleistocenica. Osservazioni di dettaglio su questi depositi hanno permesso di escludere la presenza di deformazioni tettoniche; solo in rarissimi casi sono stati osservati fenomeni di scivolamento di probabile origine gravitativa.

Una situazione di questo tipo permette di ipotizzare la seguente evoluzione tettonica:

- formazione dei bacini Cesi - Colle Curti e sedimentazione dei depositi lacustri del ciclo più antico;
- tettonizzazione e basculamento dei depositi a causa dei movimenti della faglia bordiera del bacino;
- riduzione dell'attività tettonica;
- formazione della superficie di erosione sui depositi della formazione più antica;
- sedimentazione della formazione mesopleistocenica contenente il livello datato 424 ka;
- formazione della superficie di erosione scolpita su questi ultimi depositi e sul substrato calcareo;

g) dissezione del bacino e dei depositi in esso ospitati e deposizione dei depositi di versante suprapleistocenici.

3a.4 Bacino di Colfiorito

Il bacino di Colfiorito è un bacino chiuso in cui la circolazione delle acque superficiali appare estremamente complessa e fortemente condizionata dall'intenso carsismo che interessa tutta l'area. Attualmente esso è drenato da un canale artificiale (Galleria La Botte) che permette il deflusso delle acque nel fiume Chienti. Il drenaggio naturale è invece costituito da una serie di inghiottitoi carsici quali quello posto poco a sud della Cappella Foresi, attualmente ostruito, l'Inghiottitoio Molinaccio nella Palude di Colfiorito o quello nella Piana di Annifo.

L'apertura di scavi in corrispondenza della sella (località La Botte) ha messo in evidenza la presenza di un deposito di frana di vaste dimensioni. La zona di distacco della frana è ancora visibile sul versante orientale della valle (Fig. 4). L'età di questo fenomeno, che ha causato il blocco del drenaggio dalla Piana di Colfiorito verso il Chienti, non è al momento ben precisabile ma è sicuramente più antico dei livelli argilloso-limosi lacustri soprastanti al deposito di frana, datati 24.150 ± 120 anni B.P.¹. Successivamente è da registrare la formazione di due terrazzi posti rispettivamente a quota 780 e 760. Ambedue questi terrazzi si seguono chiaramente e con discreta continuità tutt'intorno alla piana di Colfiorito e alla Palude di Colfiorito a testimoniare la presenza di due livelli di stazionamento più alti del fondovalle attuale. Il terrazzo di quota 780 è inoltre presente anche nella Piana di Annifo e in quella di Arvello a testimonianza di una fase di alto stazionamento che ha coinvolto tutta l'area. E' da sottolineare che la data di circa 24.000 anni B.P. coincide con le fasi di massima espansione lacustre segnalata in molti altri bacini dell'Italia centrale e settentrionale e che probabilmente corrisponde ad una fase climatica fredda (Giraudi, 1998).

Il fatto che i due terrazzi sopra citati si estendono alle stesse quote su un'area piuttosto ampia, ed anche ad Est e ad Ovest della struttura tettonica che borda sul lato orientale il bacino di Colfiorito, permette di escludere che successivamente a 24.000 anni ci siano stati fenomeni significativi di fagliazione superficiale che abbiano interessato una qualsiasi parte del bacino stesso.

Nell'ambito di un'indagine geologico-tecnica (Olivero e Penta, 1960)², condotta alla fine degli anni Cinquanta, finalizzata alla costruzione di un invaso artificiale nella zona di Colfiorito, sono stati realizzati 54 sondaggi meccanici, di cui 29 concentrati nella zona della botte di Varano, e una serie di sondaggi elettrici distribuiti in tutta la piana.

¹) Attualmente sono in corso, in collaborazione con l'Istituto Nazionale di Geofisica (S. Salvi e collaboratori) e la Soprintendenza Archeologica delle Marche, studi di dettaglio per caratterizzare i fenomeni franosi e l'evoluzione geologica di questo tratto del Chienti.

²) Si ringrazia l'Ing. Sergio Olivero per avere messo a disposizione la relazione inedita.

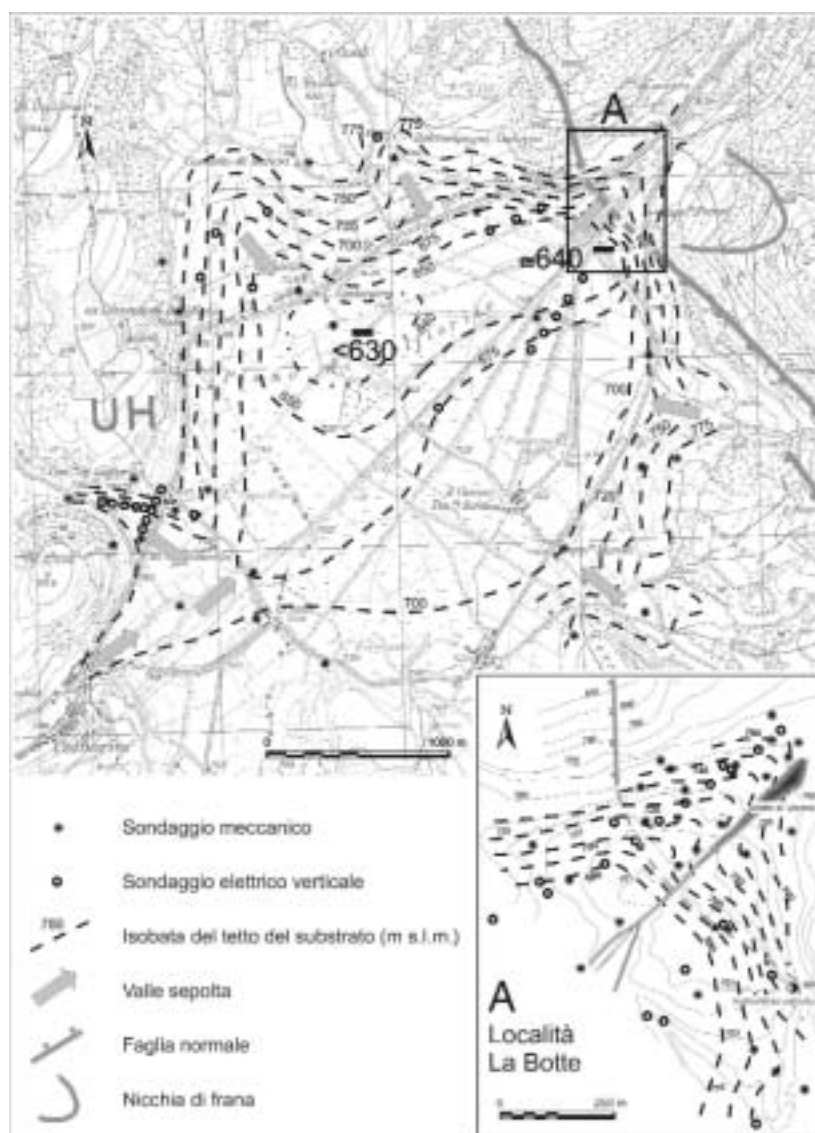


Fig. 4 - Andamento del tetto del substrato marino nel bacino di Colfiorito.

L'esame delle stratigrafie permette di ricostruire con buona precisione sia la tipologia dei sedimenti del bacino sia l'andamento del substrato marino al di sotto dei depositi continentali. I depositi della parte centrale del bacino risultano essere costituiti principalmente da argille e limi lacustri; nelle zone periferiche sono presenti intercalazioni di ghiaie che in corrispondenza delle valli affluenti diventano predominanti. Nei log dei sondaggi, anche in prossimità degli sbocchi vallivi, sono comunque visibili alcune intercalazioni argillose che testimoniano escursioni anche notevoli del livello del lago.

Ai fini della definizione dell'evoluzione tettonica è risultata di fondamentale importanza la ricostruzione dell'andamento del tetto del substrato al di sotto dei depositi (Fig. 4). Dalla figura si individua chiaramente la presenza di paleovalli sepolte con andamento

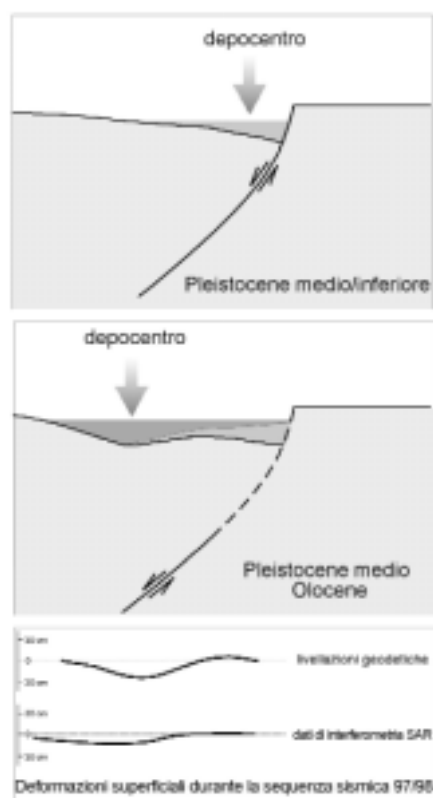


Fig. 5 - Evoluzione tettonica quaternaria del bacino di Colfiorito.

centripeto rispetto alla conca; la posizione di queste valli ribatte quella delle attuali valli affluenti nella piana. L'andamento del substrato nella zona centrale del bacino mette in evidenza la presenza di due depressioni principali una posta in prossimità della botte di Varano ed un'altra, più profonda, posta in corrispondenza della casa cantoniera. L'andamento del tetto del substrato indica che il bacino di Colfiorito non presenta la tipica geometria dei bacini di tipo half-graben ma che essa, invece, è probabilmente da riferire ad un'evoluzione tettonica più complessa. Va inoltre sottolineato come la zona con il maggiore spessore di depositi è posta in corrispondenza della Casa Cantoniera, dove, in occasione dell'ultimo terremoto, si sono misurate le deformazioni maggiori (Basili and Meghraoui, 1999; Stramondo et al., 1999).

Nella zona de La botte di Varano si individua molto chiaramente una valle sepolta, scolpita nel substrato, con drenaggio verso Colfiorito (Fig. 4). Questa valle è improvvisamente interrotta verso ovest probabilmente ad opera della faglia bordiera di M. Le Scalette - M. Prefoglio. Nell'ipotesi che l'attività della faglia bordiera di Colfiorito abbia interrotto il drenaggio verso il Chienti sarebbe lecito attendersi una paleovalle sepolta avente direzione opposta, cioè da Ovest verso Est. Inoltre la posizione della sella attuale (località La Botte) risulta "arretrata" di circa 500 metri verso est rispetto alla posizione della faglia; nel caso di un significativo sollevamento della zona ad Est della faglia stessa questa distanza risulta senz'altro eccessiva tenendo presente che la zona della sella rap-

presenta una zona ove lo scorrimento superficiale delle acque è poco significativo e quindi l'azione erosiva relativamente bassa (in assenza del drenaggio artificiale le acque defluirebbero addirittura verso Ovest nell'inghiottitoio della Palude di Colfiorito). La posizione attuale della sella è quindi da attribuire esclusivamente alla messa in posto del deposito franoso di cui si è parlato in precedenza.

Da quanto esposto è possibile ipotizzare (Fig. 5) che fino al Pleistocene inferiore – Pleistocene medio parte bassa, come per il bacino di Cesi – Colle Curti, l'attività della faglia bordiera abbia dato fenomeni di rottura superficiale, condizionando pesantemente l'evoluzione del bacino e delle aree circostanti (vedi capitolo sulle superfici relitte). A partire dal Pleistocene medio in corrispondenza della faglia bordiera non si sono più avute significative rotture superficiali. Il bacino ha continuato ad evolversi per somma di deformazioni “continue” ad ampio raggio, con massimi di subsidenza concentrati nel settore centro occidentale, come testimoniato dalla presenza del depocentro più importante in prossimità della casa Cantoniera. Tutto ciò è in accordo con il campo di deformazione registrato attraverso misure geodetiche (Basili and Meghraoui, 1999) e di interferometria SAR (Stramondo et al., 1999) che mostrano come, durante la crisi sismica del 1997, nell'area della Casa Cantoniera si siano avuti i maggiori valori di abbassamento del bacino.

3a.5 Conclusioni

Gli studi geologici condotti su parte dell'area colpita alla crisi sismica umbro-marchigiana del 97/98 hanno permesso la ricostruzione dell'evoluzione geologica e tettonica durante il Quaternario. I dati raccolti hanno notevoli implicazioni ai fini dell'interpretazione sismotettonica.

Sono state individuate due differenti successioni di superfici relitte separate tra loro dalle strutture tettoniche poste al margine orientale dei bacini intermontani; la differente evoluzione geologica dei due settori è da imputare all'attività delle faglie bordiere dei bacini fino al Pleistocene inferiore – Pleistocene medio parte bassa.

L'analisi delle deformazioni che interessano i depositi quaternari dei bacini di Cesi – Colle Curti e di Colfiorito indica che lungo le strutture principali si è verificata una diminuzione dell'attività tettonica a partire dal Pleistocene medio. Nel bacino di Colfiorito i dati di sottosuolo dimostrano la presenza di due depressioni, la maggiore delle quali è spostata verso ovest di alcuni chilometri rispetto alla faglia principale del bacino; la geometria è quindi sensibilmente diversa da quella che caratterizza i tipici bacini di tipo half-graben dell'Italia centrale la cui evoluzione tettonica è da imputare esclusivamente alla presenza di una faglia bordiera.

Durante il Pleistocene superiore, poi, la deformazione tettonica si è manifestata solo attraverso deformazioni ad ampio raggio all'interno dei bacini. Ciò risulta in accordo con le deformazioni misurate sia con le livellazioni geodetiche che con le analisi interferometriche SAR durante e dopo la sequenza sismica del 97/98, le quali confermano la mancanza di rotture superficiali lungo le strutture di Colfiorito e di Cesi S. Martino. Un

altro importante risultato della ricerca è stato quello di individuare nella presenza di un imponente corpo di frana la causa principale della soglia venutasi a formare allo sbocco del bacino di Colfiorito verso il Chienti e ritenuta sino ad ora di origine esclusivamente tettonica.

In conclusione l'evoluzione tettonica recente dell'area è probabilmente il risultato dell'effetto cumulato di eventi sismici simili al 97/98. Per quanto concerne aspetti di pericolosità sismica, gli studi geologici consentono di attribuire alle strutture indagate una magnitudo massima attesa non superiore a 6.

Bibliografia

- Amato A., Azzara R., Chiarabba C., Cimini G. B., Cocco M., Di Bona M., Margheriti L., Mazza S., Mele F., Selvaggi G., Basili A., Boschi E., Courboux F., Deschamps A., Gaffet S., Bittarelli G., Chiaraluce L., Piccinini D. and Ripepe M. (1998): The 1997 Umbria-Marche, Italy, earthquake sequence: a first look at the main shocks and aftershocks. *Geophys. Res. Lett.*, **25**(15), 2861-2864.
- Anzidei M., Baldi P., Coticchia A., Del Mese S., Galvani A., Hunstad I., Pesci A., Pierozzi M., Surace L., Zanutta A. (1998): Utilizzo della rete GPS IGM95 per lo studio delle deformazioni cosismiche dei terremoti umbro-marchigiani del 26 settembre 1997. *Bollettino di Geodesia e Scienze Affini*, **3**, 325-335.
- Basili R., Bosi C. and Messina P. (1997): La tettonica quaternaria dell'alta valle del F. Aterno (Appennino centrale) desunta dall'analisi di successioni di superfici relitte. *Il Quaternario*, **10**(2), 621-624.
- Basili R., Bosi C. and Messina P. (1999a): Paleo-landsurfaces and Tectonics in the Upper Aterno Valley (Central Apennines). *Z. Geomorph. N.F., Suppl. Bd. 118*, 17-25.
- Basili R., Galadini F. and Messina P. (1999b): The Application of Palaeo-landscape Analysis to the Study of Recent Tectonics in Central Italy. In: Smith B. J., Whalley W. B. and Warke P. A. (Eds), *Uplift, erosion and stability: Perspectives on long-term landscape development*. Geological Society London, Special Publications, 162, 109-117.
- Basili R., Bosi C., Bosi V., Galadini F., Galli P., Meghraoui M., Messina P., Moro M. and Sposato A. (1998): The Colfiorito earthquake sequence of September-October 1997. Surface breaks and seismotectonic implications for the central Apennines (Italy). *Journ. Earthquake Engineering*, **2**, 291-302.
- Basili R. and Meghraoui M. (1999): Coseismic and postseismic displacements related with the 1997 Umbria-Marche (Italy) earthquake sequence. Abstract of the European Geophysical Society XXIII General Assembly, The Hague, The Netherlands, 19-23 April 1999.
- Bertini T. e Bosi C. (1976): Sedimenti continentali probabilmente pliocenici nella valle del Salto e nella conca del Fucino (Rieti-L'Aquila). *Boll. Soc. Geol. It.*, **95**(4), 767-801.
- Borselli V., Ficarelli G., Landucci F., Magnatti M., Napoleone G. e Pambianchi G. (1988): Segnalazione di mammiferi pleistocenici nell'area di Colfiorito (Appennino umbro-marchigiano) e valutazione della potenzialità del giacimento con metodi geofisici. *Boll. Soc. Paleont. It.*, **27**(2), 253-257.
- Boschi E. (1998): Il terremoto infinito. *Newton*, **6**, 66-74
- Bosi C. (1989): Tentativo di correlazione fra le successioni plio-pleistoceniche. In *Elementi di tettonica pliocenico-quaternaria ed indizi di sismicità olocenica nell'Appennino laziale-abruzzese*.

- zese. Guida all'escursione della S.G.I., Roma, 97-104.
- Bosi C., Caiazza C., Cinque A. e Messina P. (1996): Superfici relitte ed evoluzione plio-quadernaria dell'area fucense (Appennino centrale). *Il Quaternario*, **9(1)**, 381-386.
- Bosi C. e Messina P. (1992): Ipotesi di correlazione fra successioni morfo-litostratigrafiche plio-pleistoceniche nell'Appennino laziale-abruzzese. *Studi Geologici Camerti*, Vol. speciale CROP(1991/2), **11**, 257-263.
- Cello G., Mazzoli S., Tondi E. and Turco E. (1997): Active tectonics in the Central Apennines and possible implications for seismic hazard analysis in peninsular Italy. *Tectonophysics*, **272**, 43-68.
- Cello G., Deiana G., Mangano P., Mazzoli S., Tondi E., Ferrelli L., Maschio L., Michetti A. M., Serva L. e Vittori E. (1998): Evidence for surface faulting during the September 26, 1997, Colfiorito (central Italy) earthquakes. *Journ. Earthquake Engineering*, **2**, 303-324.
- Coltorti M., Albanielli A., Bertini A., Ficarelli G., Laurenzi M., Napoleone G. and Torre D. (1998): The Colle Curti mammal site in the Colfiorito area (Umbro-Marchean Apennine, Italy): geomorphology, stratigraphy, paleomagnetism and palynology. *Quaternary International*, **47/48**, 107-116.
- Coltorti M. and Farabollini C. (1995): Quaternary evolution of the Castelluccio di Norcia basin (Umbria-Marche Apennines, Italy). *Il Quaternario*, **8(1)**, 149-166.
- Coltorti M. and Pieruccini P. (1997): The southern east Tiber Basin (Spoleto, Central Italy): geology and stratigraphy of the Plio-Pleistocene sediments. *Il Quaternario*, **10(2)**, 159-180.
- Coltorti M. and Pieruccini P. (1999): A late Lower Pliocene planation surface across the Italian Peninsula: a key tool in neotectonic studies. *Journ. of Geodyn.*, in stampa.
- Ficarelli G., Abbazzi L., Albanielli A., Bertini A., Coltorti M., Magnatti M., Mazza P., Mezzabotta C., Napoleone G., Rook L., Rustioni M., Torre D. (1997): Cesi, an early Middle Pleistocene site in the Colfiorito basin (Umbro-Marchean Apennine, Central Italy). *Journ. of Quat. Science*, **12(6)**, 507-518.
- Ficarelli G. and Mazza P. (1990): New fossil findings from the Colfiorito basin (Umbria-Marchean Apennine). *Boll. Soc. Paleont. It.*, **29(2)**, 245-247.
- Ficarelli G. and Silvestrini M. (1991): Biochronologic remarks on the Local Fauna of Colle Curti (Colfiorito basin, Umbrian-Marchean Apennine, Central Italy). *Boll. Soc. Paleont. It.*, **30(2)**, 197-200.
- Ficarelli G., Magnatti M. and Mazza P. (1990): Occurrence of *Microtus* (*Allophaiomys*) gr. *Pliocaenicus* in the Pleistocene lacustrine basin of Colfiorito (Umbro-Marchean Apennine, Central Italy). *Boll. Soc. Paleont. It.*, **29(1)**, 89-90.
- Galli P., Bosi V., Galadini F., Meghraoui M., Messina P., Basili R., Moro M. and Sposato A. (1997): Fratturazione superficiale connessa ai terremoti umbro-marchigiani del settembre-ottobre 1997. *Il Quaternario*, **10(2)**, 255-262.
- Giraudi C. (1998): Late pleistocene and Holocene lake level variations in Fucino Lake (Abruzzo-Central Italy) inferred from geological, archaeological and historical data. ESF Workshop *Palaeohydrology as reflected in lake-level changes as climatic evidence for Holocene times*. Gustav Fisher Verlag Ed., Palaoklimaforschung, 25, 1-17.
- Olivero S. e Penta F. (1960): *Progettato bacino di Colfiorito*. Relazione geologico-tecnica. Relazione inedita.
- Stramondo S., Tesauro M., Briole P., Sansosti E., Salvi S., Lanari R., Anzidei M., Baldi P., Fornaro G., Avallone A., Buongiorno M. F., Franceschetti G., Boschi E. (1999): The September 26, 1997 Colfiorito, Italy, earthquakes: modeled coseismic surface displacement from SAR interferometry and GPS. *Geophys. Res. Lett.*, **26(7)**, 883-886.

3b. ANALISI DI LIVELLAZIONI TOPOGRAFICHE PER LA STIMA DELLA DEFORMAZIONE COSISMICA E POSTSISMICA DEL TERREMOTO UMBRO-MARCHIGIANO DEL 26 SETTEMBRE 1997

Roberto Basili⁽¹⁾, Mustapha Meghraoui⁽²⁾

⁽¹⁾ Istituto di Ricerca sulla Tettonica Recente, CNR, Roma

⁽²⁾ GNDDT c/o IRTR, ora Institut de Physique du Globe, Strasburgo

Vengono analizzate tre livellazioni topografiche di precisione ripetute lungo l'impianto dell'acquedotto della Fonte delle Mattinate al fine di determinare l'entità della deformazione cosismica e dell'eventuale rebound postsismico della faglia di Colfiorito in seguito ai terremoti del 26 Settembre 1997. La linea di livellazione inizia nel footwall a circa 200 m dalla traccia di faglia e si sviluppa per circa 4 km in direzione NE-SW (ortogonalmente alla faglia) nell'hanginwall.

Le misurazioni della quota relativa del terreno sono state effettuate utilizzando come basi di riferimento i pozzetti d'ispezione in muratura. I rilievi sono stati eseguiti nei giorni 10/10/97; 19/02/98 e 16/10/98 e vengono confrontati con una livellazione risalente al 1960.

Il confronto tra la livellazione del 1960 e la livellazione immediatamente successiva al terremoto (10/10/97) indica una deformazione cosismica consistente in un sollevamento relativo dei primi 2 km e un abbassamento della parte rimanente. La deformazione verticale nella zona centrale del profilo (zona Casa Cantoniera) risulta essere di poche decine di centimetri. L'analisi sulle livellazioni ripetute successivamente fornisce indicazioni sull'esistenza di deformazione postsismica pari a circa il 15-20% della deformazione cosismica.

Questi primi risultati sembrano essere in accordo con altre stime della deformazione cosismica effettuate con metodi diversi (interferometria SAR, Stramondo et al., 1999; GPS, Hunstad et al., 1998). Tali risultati sembrano inoltre confermare l'assenza di fenomeni di fagliazione cosismica in superficie, come emerge anche da osservazioni geologiche (Basili et al., 1998) e da osservazioni sismologiche (Amato et al., 1998).

Ringraziamenti. L'Azienda Servizi Municipalizzati e lo Studio Tecnico Raponi and Pacico Snc di Foligno (PG) hanno fornito i dati di livellazione e i dettagli tecnici sull'acquedotto.

Contributo dell'UO IRTR

CNR - Istituto di Ricerca sulla Tettonica Recente, Area di Ricerca di Roma - Tor Vergata, Via del Fosso del Cavaliere s.n.c, 00133, Roma
Responsabile: P. Messina
e-mail 1° autore: basili@irtr.rm.cnr.it

Bibliografia

- Amato A., Azzara R., Chiarabba C., Cimini G. B., Cocco M., Di Bona M., Margheriti L., Mazza S., Mele F., Selvaggi G., Basili A., Boschi E., Corboux F., Deschamps A., Gaffet S., Bittarelli G., Chiaraluce L., Piccinini D. and Ripepe M. (1998): The 1997 Umbria-Marche, Italy, earthquake sequence: a first look at main shocks and aftershocks. *Geophys. Res. Lett.*, **25(15)**, 2861-2864.
- Basili R., Bosi C., Bosi V., Galadini F., Galli P., Meghraoui M., Messina P., Moro M., and Sposato A. (1998): The Colfiorito earthquake sequence of September-October 1997: Surface breaks and seismotectonic implications for the central Apennines (Italy). *Journ. Earthquake Engineering*, **2**, 291-302.
- Hunstad I., Anzidei M., Baldi P., Galvani A., Pesci A. (1998): GPS observations of co-seismic displacement of the Umbria-Marche seismic sequence. *Annales Geophysicae Suppl.*, 23rd General Assembly, Poster session SE24.01, Nice, France, 20-24 April 1998.
- Stramondo S., Tesauro M., Briole P., Sansosti E., Salvi S., Lanari R., Anzidei M., Baldi P., Fornaro G., Avallone A., Buongiorno M. F., Franceschetti G., Boschi E. (1999): The September 26, 1997 Colfiorito, Italy, earthquakes: modeled coseismic surface displacement from SAR interferometry and GPS. *Geophys. Res. Lett.*, **26(7)**, 883-886.

4. MODELLO DI SEGMENTAZIONE PER L'ITALIA CENTRALE: DAL CONSENSO SULLE STRUTTURE, ALLA PROBABILITA' DI ACCADIMENTO DI UN TERREMOTO MAGGIORE

Laura Peruzza

GNDT c/o OGS, Trieste

4.1 Introduzione

Nell'ambito delle attività programmate dal PE98 del GNDT, una serie di iniziative sono state mirate alla individuazione e riconoscimento di strutture sismogenetiche responsabili dei terremoti maggiori (vedi Scandone e Stucchi, 1998; Galadini e Vittori, 1998). In particolare, il progetto MISHA (Peruzza, 1998), nel ruolo di utilizzatore diretto dei risultati, è stato promotore di alcune operazioni che hanno stimolato il confronto fra i vari operatori coinvolti, per la definizione di parametrizzazioni formalizzate e condivise delle strutture note nel settore dell'Italia Centrale.

Esse possono essere così riassunte:

- 1) apertura/gestione di un dibattito telematico per il confronto delle ipotesi dei vari gruppi di ricerca (http://macrisk1.ogs.trieste.it/MISHA_web/forum/forum.html);
- 2) organizzazione, in collaborazione con i progetti 5.1.1 e 5.1.2 del Workshop "Caratteri sismogenetici del territorio italiano" (Roma, 30-31 marzo 1999);
- 3) organizzazione in collaborazione con F. Galadini della riunione ristretta denominata "CONSENSO" (Roma, 16 aprile 1999);
- 4) realizzazione di una sintesi sulla parametrizzazione degli elementi sismogenetici associabili ad un trattamento time-dependent (Peruzza, 1999);
- 5) co-redazione di un documento descrittivo le conoscenze oggi disponibili sulle strutture responsabili dei terremoti maggiori in Italia Centrale: esso verrà diffuso come monografia finale alla chiusura delle attività del PE98 (Barchi et al., 1999).

Le strutture qui di seguito utilizzate ricalcano lo schema di consenso disponibile al giugno del 1999; per necessità computazionali, infatti, sono stati considerati ed utilizzati nella segmentazione qui proposta gli elementi emersi fino a quella data.

Per la descrizione delle caratteristiche delle strutture individuate si rimanda alla sintesi di cui al punto 4, e alla monografia di cui al punto 5.

Contributo dell'UO OGS-TS1

Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale, Borgo Grotta Gigante 42/c,
34010, Sgonico, Trieste

Responsabile: L. Peruzza

Contratto n.98.03227.PF54 (Michelini resp.)

e-mail 1° autore: lperuzza@ogs.trieste.it

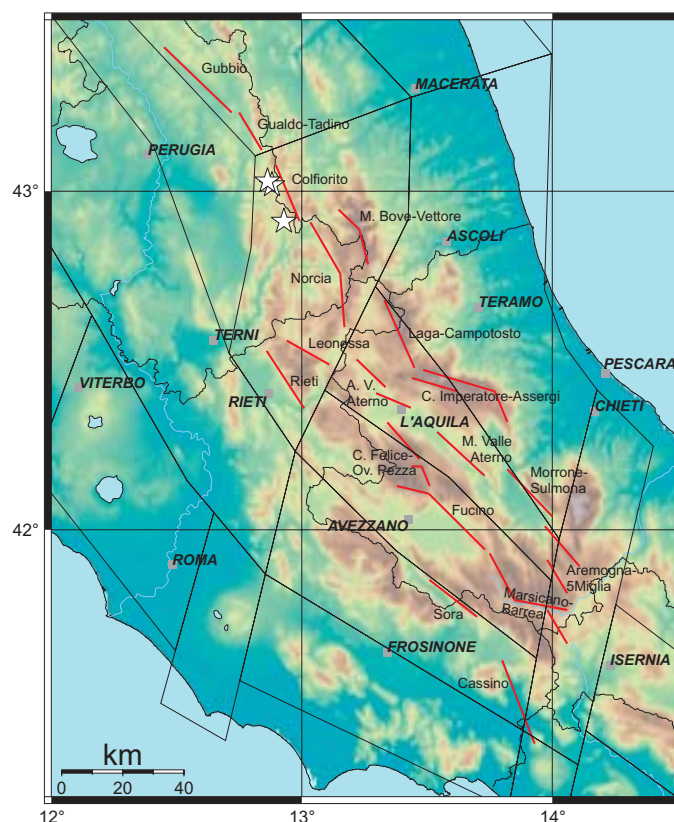


Fig. 1 - Mappa delle strutture riconosciute come potenziali sorgenti di terremoti forti in Appennino Centrale; viene rappresentata l'emersione superficiale reale o presunta delle strutture parametrizzate in Peruzza, 1999, e Barchi et al., 1999. Con tratto sottile nero sono disegnati i poligoni della zonazione sismogenetica ZS4, le stelle indicano le localizzazioni delle tre principali scosse della sequenza di terremoti umbro-marchigiana del 1997-98 (la figura a colori è riportata in Appendice a pag. 169).

In questo contributo, tramite alcune mappe e tabelle, verranno riassunte le informazioni essenziali delle strutture riconosciute, nell'ottica del loro utilizzo in una valutazione innovativa della pericolosità sismica che tenga conto di elementi lineari e dell'introduzione del fattore tempo nella previsione.

4.2 Caratteristiche geometriche ed energetiche

In Fig. 1 vengono sinteticamente rappresentate alcune strutture definite consensualmente responsabili di terremoti maggiori in Italia Centrale: le strutture sono state accorpate in tre raggruppamenti, di seguito denominati come sistema assiale, sistema orientale e sistema occidentale. Tutte le strutture individuate presentano caratteristiche di faglia diretta e/o transtensiva, con inclinazione variabile ma immersione a S-SW, ad eccezione della struttura denominata Leonessa. La traccia rappresenta una semplificazione dell'evidenza superficiale della struttura, qualora riconosciuta, o l'ubicazione presunta

Tab. 1 - Caratteristiche geometriche ed energetiche delle strutture di Fig. 1; W&C94 sta per Wells and Coppersmith, 1994.

	Segmento	V mm/yr	L	W	M max	RA da M (W&C94)	Area (L*W)	W da RA (W&C94)
C	Gubbio	0.80	15 (30)	11.5	6.0	112.20	172.50	7.48
E	Gualdo Tadino	0.60	15		6.2	163.68		10.91
N	Colfiorito	0.35	15	10.0	6.2	163.68	165.00	10.91
T	Norcia	0.65	35	13.0	6.7	420.73	455.00	12.02
R	AV Aterno	0.65	25	13.0	6.2	163.68	325.00	6.55
R	C. Felice - Ov. Pezza	0.95	20 (35)		6.5	288.40		14.42
L	Fucino	0.75	35		7.0	741.31		21.18
E	Marsicano-Barrea	0.30	30	13.0	6.7	420.73	390.00	14.02
	Bove - Vettore	0.55	18	14.0	6.6	348.34	252.00	19.35
E	Laga - Gorzano	0.30	20		6.6	348.34		17.42
S	C. Imperatore	0.85	35		7.0	741.31		21.18
T	MV Aterno	0.60	15 (22)		6.2	163.68		10.91
	Morrone-Sulmona	0.60	20		6.5	288.40		14.42
	Aremogna-5Miglia	0.30	20		6.2	163.68		8.18
O	Leonessa	0.30	15		6.2	163.68		10.91
V	Rieti	0.45	20		6.5	288.40		14.42
E	Sora	0.30	20		6.5	288.40		14.42
ST	Cassino	0.40	18		6.5	288.40		16.02

dell'emersione superficiale, per le strutture solamente ipotizzate. Nella caratterizzazione geometrico/energetica semplificata riportata in Tab. I di Peruzza, 1999, così come nella descrizione dettagliata della monografia finale si è fatto ampio ricorso a relazioni di scala, in particolare a quelle proposte da Wells and Coppersmith (1994); l'attendibilità dei valori proposti è pertanto al MASSIMO pari a quella derivata dalle relazioni empiriche.

La Tab. 1 che segue riporta le grandezze desumibili in base alla caratterizzazione geologica proposta, per la maggior parte dei casi desunte tramite leggi di scala.

In particolare, per ciascuna struttura viene indicato:

- slip rate (V): per la maggior parte dei segmenti si tratta del valore medio tra quelli forniti dagli esperti (intervallo in Tab. I di Peruzza, 1999);
- la lunghezza (L): si tratta in questo caso della lunghezza del segmento che si ritiene possa essere rappresentativo del terremoto massimo (lunghezza complessiva attribuita alla struttura, se eventualmente diversa, tra parentesi);
- lo spessore down-dip (W): nei casi in cui la geometria profonda è sufficientemente nota, e sono state accettate le ipotesi sullo spessore sismogenetico associato, viene data una valutazione indipendente della seconda dimensione lineare associabile alla faglia;
- la magnitudo massima attesa (Mmax): si tratta in qualche caso della magnitudo strumentale e/o storica dell'evento ritenuto il terremoto massimo per la struttura; negli altri casi del valore medio della valutazione su base di giudizio esperto, legata alle dimen-

- sioni superficiali;
- e) la stima dell'area di rottura (RA) derivata da leggi di scala per l'evento massimo;
 - f) la stima dell'area ottenuta dalle valutazioni indipendenti di lunghezza e spessore, qualora disponibili: è interessante notare alcune situazioni di sensibile discrepanza nelle due valutazioni (Gubbio, Alta Valle dell'Aterno, M. Bove-Vettore);
 - g) la stima dello spessore down-dip, ricalcolata a partire dalla RA e dalla lunghezza; rappresenta un elemento di controllo sulle profondità presunte per la sismogenesi.

Queste parametrizzazioni, pur non avendo nella maggior parte dei casi la dignità dei dati osservativi, consentono tuttavia di ragionare in modo quantitativamente più corretto sulle caratteristiche energetico-geometriche in gioco.

In Fig. 2 viene rappresentato in modo semplificato il momento sismico (N·m) associato all'evento massimo (relazione Hanks and Kanamori, 1979, ampiamente utilizzata anche dalla letteratura recente, ad esempio Ekstrom et al., 1998) nei vari segmenti. Sono rappresentate in diverso spessore le strutture classificabili in prima approssimazione nel tipo A e B, nella suddivisione proposta dal WGCEP (1990, 1995). Per le prime si ritiene noto il segmento di faglia maggiore, e la datazione dell'ultimo evento: è significativo notare che cinque strutture dispongono di eventi plurimi riconosciuti su base paleosismologica, ma solo nel caso del Fucino l'ultimo evento massimo è datato con precisione.

La Tab. 2 riporta le associazioni terremoto-struttura ricostruite in modo preliminare da letteratura (salvo errori e omissioni al giugno 1999).

Le strutture classificate come tipo B, sono faglie attive non modellabili in relazione al tempo trascorso dall'ultimo evento (da trattarsi cioè nell'ipotesi stazionaria): per la struttura denominata Media Valle dell'Aterno è inoltre stato ipotizzato un ulteriore declassamento al tipo C, ovvero a sorgente non dominata da una faglia maggiore: si tratta in realtà di una situazione che può essere invocata anche per altri casi dove si riscontra un elevato grado di frammentazione, con evidenze superficiali diverse, o solo presunte.

Questa analisi recepisce la classificazione più OTTIMISTICA SUL GRADO DI CONOSCENZA delle strutture, pur nella consapevolezza che essa è talvolta basata su ipotesi di lavoro che richiedono ulteriori approfondimenti.

4.3 Terremoto caratteristico e tempo medio di ritorno

La parametrizzazione geometrica ed energetica delle strutture responsabili dei terremoti maggiori ha come obiettivo ultimo individuare il comportamento della struttura stessa, per introdurlo nella valutazione della pericolosità sismica.

La classificazione delle strutture proposte per la California si basa sulla assunzione del comportamento a "terremoto caratteristico", situazione che appare lontana dall'essere completamente accettata negli stessi USA, ed esportabile, per lo meno in questo settore dell'Italia. I dati osservativi, a favore o contro questo modello di comportamento, sono assolutamente insufficienti: l'ipotesi di comportamento a terremoto caratteristico risulta più plausibile per le strutture riconosciute esclusivamente su base geologico-geomorfolo-

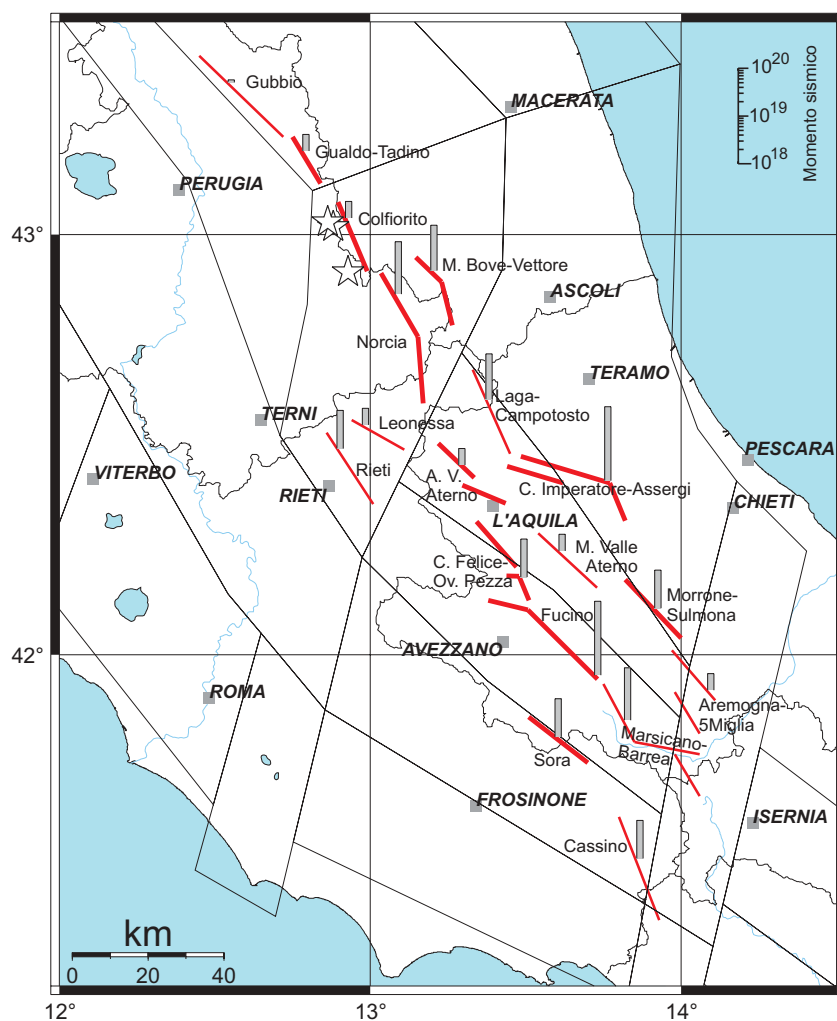


Fig. 2 - Rappresentazione schematica del M_o (N-m) associato all'evento massimo per i segmenti individuati nei tre sistemi; l'altezza della colonnina è in scala logaritmica. A tratto ingrossato strutture classificate di tipo A, tratto sottile di tipo B.

gica, mentre quelle che hanno storicamente dimostrato il loro grado di attività hanno quasi sempre coinvolto diversi livelli energetici, in un comportamento assimilabile alla G-R.

La soluzione di questo problema è fuori dalla portata di questo contributo, così come dalle aspettative del progetto annuale MISHA: ciò nonostante è utile tentare, comunque, la parametrizzazione del tempo medio di ritorno atteso per l'evento massimo, sia esso inteso come evento caratteristico, o come magnitudo massima di una G-R troncata.

Il tempo medio di ritorno può essere ricavato solo dalla parametrizzazione geometrico-cinematica sopra descritta: non sono infatti disponibili osservazioni plurime di intertempi sulla stessa struttura tali da poterne ricavare un qualsivoglia valore medio (vedi Tab. 2). In Fig. 3 vengono riportate le stime ottenute per le strutture dei tre diversi sistemi: la barra orizzontale indica l'intervallo ottenuto nel rapporto slip per evento/slip rate (i dati

Tab. 2 - Datazione eventi associati alle strutture di Fig. 1.

Struttura	Tipo	Tlast (a.D.)	Datazioni eventi M~>6.5	Riferimenti
Gubbio	B?	?		
Gualdo Tadino	A	1751		
Colfiorito	A?	1997?		
Norcia	A	1703	1328 1703	Lavecchia, 1999 Galadini et al., 1999
Alta Valle dell' Aterno	A	1703		
C. Felice - Ovindoli - Pezza	A	1300	866-1300 =>801 A.D. 1900+/-70 B.C. ~ 5000 B.C.	Pantosti et al., 1996
Fucino	A	1915	500-885 =>801 A.D. 1000-1400? 1915	Michetti et al., 1996
Marsicano - V. di Sangro - Barrea	B	?		
M. Bove - M. Vettore	A	<350	2325-1920 B.C. 65-350 A.D.	Blumetti, 1995
Laga - Campotosto - Gorzano	B	?		
C. Imperatore - Assergi	A?	<1000	< 18000 B.P. 14000-12000 B.P. 7000-5450+/-170 B.P. post 3490+/-160 B.P.	Giraudi and Frezzotti, 1995
Media Valle Aterno	B?	?		
M. Morrone - Sulmona	A?	<100		
Aremogna - Cinquemiglia -Pizzalto	B?	?		
Leonessa	B	?	?	
Rieti	B?	?	2 paleoterremoti	Cavinato et al., 1989
Sora	A	1654?		
Cassino	B?	?		

sono tabulati in Tab. I di Peruzza, 1999); i circoli invece sono il valore ottenuto con la tecnica definita “conservazione del tasso di momento sismico del segmento”, come proposto da Field et al. (1999), riportata in eqn. (1):

$$1/T = \text{Char_Rate} = \mu \cdot V \cdot L \cdot W / 10^{1.5 \cdot M + 9.05} \quad (1)$$

T indica il periodo di ritorno, Char_Rate il tasso annuo medio di occorrenza, μ è il modulo di rigidità, posto pari a $3.0 \cdot 10^{10}$ N·m, e le altre grandezze sono quelle definite in Tab. 1.

L'eventuale incongruenza tra i due valori può essere considerata un elemento di

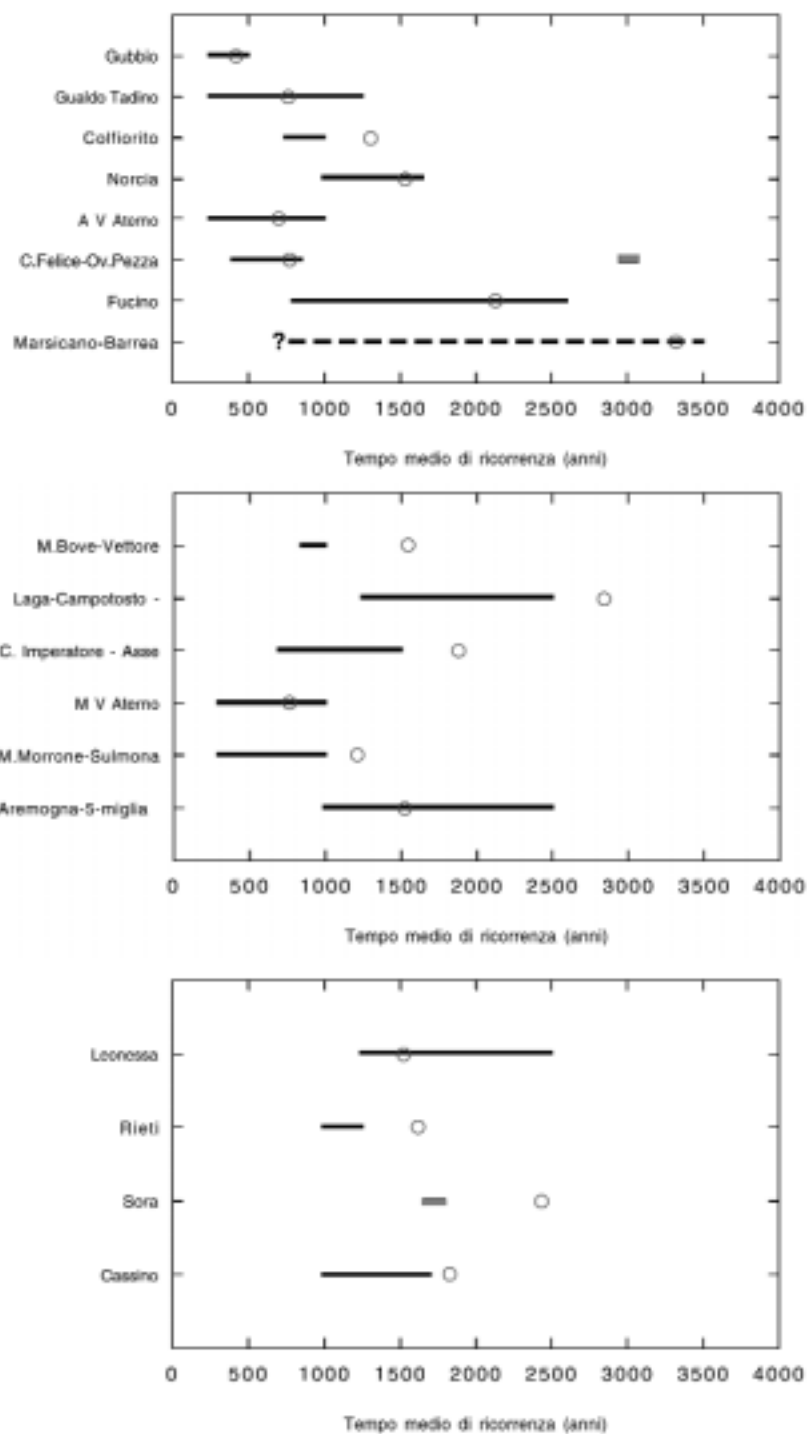


Fig. 3 - Stima del tempo medio di ricorrenza dell'evento massimo, per le strutture rappresentate in Fig. 1; a) sistema centrale; b) sistema orientale; c) sistema occidentale. La barra orizzontale rappresenta la variazione del tempo di ricorrenza calcolato come rapporto slip per evento/ slip rate; il cerchio vuoto è il valore calcolato tramite l'eqn. (1). Per la struttura Ovindoli-Pezza esiste una valutazione su base paleosismologica (Pantosti et al., 1996).

ricontrollo sulle quantificazioni dell'attività prima riportate. Si fa notare il maggior grado di incongruenza fra i due metodi nei settori orientale e occidentale (Fig. 3b, c) rispetto a quanto previsto nel sistema assiale (Fig. 3a). I tempi medi di ritorno attesi sono diversi tra loro, ma rispondono complessivamente alla logica delle diverse magnitudo massime ipotizzate per le varie strutture (vedi Fig. 2)

L'incertezza nella stima del tempo medio di ritorno rappresentata in Fig. 3 è tutto sommato contenuta, se si confronta la dispersione degli intertempi nei casi in cui essi vengono riconosciuti con osservazioni sperimentali; bisogna però ricordare che nei grafici di Fig. 3 la barra orizzontale rappresenta solo la variazione esplicitamente dichiarata nei parametri slip per evento e slip rate, il cui rapporto fornisce la stima del tempo medio di ricorrenza. Nella maggior parte dei casi questi parametri sono derivati da relazioni di scala, e i dati sperimentali reali sono limitatissimi: è pertanto privo di significato cercare di valutare l'attendibilità sul tempo medio di ritorno, poichè questa risulterebbe una funzione della attendibilità delle relazioni di scala (Wells and Coppersmith, 1994) utilizzate per la parametrizzazione.

4.4 Probabilità di accadimento di un evento massimo

Le incertezze nella parametrizzazione degli elementi responsabili delle strutture maggiori sono molte: ciò nonostante questo è più o meno quanto disponibile ad oggi.

Altrettanto critica si sta dimostrando la letteratura specifica riguardo all'utilizzo di modelli di occorrenza dei terremoti che non siano adeguatamente supportati da evidenze sperimentali; in particolare diversi autori hanno descritto la significatività di alcune stime quali ad esempio quelle relative alla probabilità di accadimento di un terremoto (ad es. Savage, 1991) mettendo sotto una luce diversa i risultati conseguiti.

Questo premesso, la valutazione della probabilità di un evento massimo per le diverse strutture deve essere interpretata come la stima OGGI disponibile, ESEMPIO di UTILIZZO dei dati prima raccolti e commentati, soggetto a revisioni e modifiche con l'aumento delle conoscenze: non si vuole enfatizzare perciò l'effettivo carattere predittivo, ma piuttosto l'aspetto metodologico.

In Fig. 4 viene riportato in un grafico a doppia ordinata il tempo trascorso dall'ultimo evento maggiore (scala a sinistra) e la probabilità di accadimento di un evento simile nel periodo 1999-2030; la metodologia utilizzata è quella adottata per il test nell'arco calabro (Peruzza et al., 1997), e similmente ad allora, per stimare la probabilità condizionata di accadimento di un evento, inteso come l'evento massimo, viene considerata una distribuzione lognormale. Il tempo medio per ciascuna struttura è stato preso pari al valore ottenuto dalla conservazione del tasso di momento sismico nel segmento (circoli vuoti in Fig. 3); la deviazione standard associata è pari a 0.4, valore imposto come approssimazione sull'attendibilità delle relazioni empiriche utilizzate nella parametrizzazione. Anche se le strutture classificate nel tipo B non hanno la datazione dell'ultimo evento, e pertanto gli eventi su di esse possono essere trattati correttamente solo come fenomeni

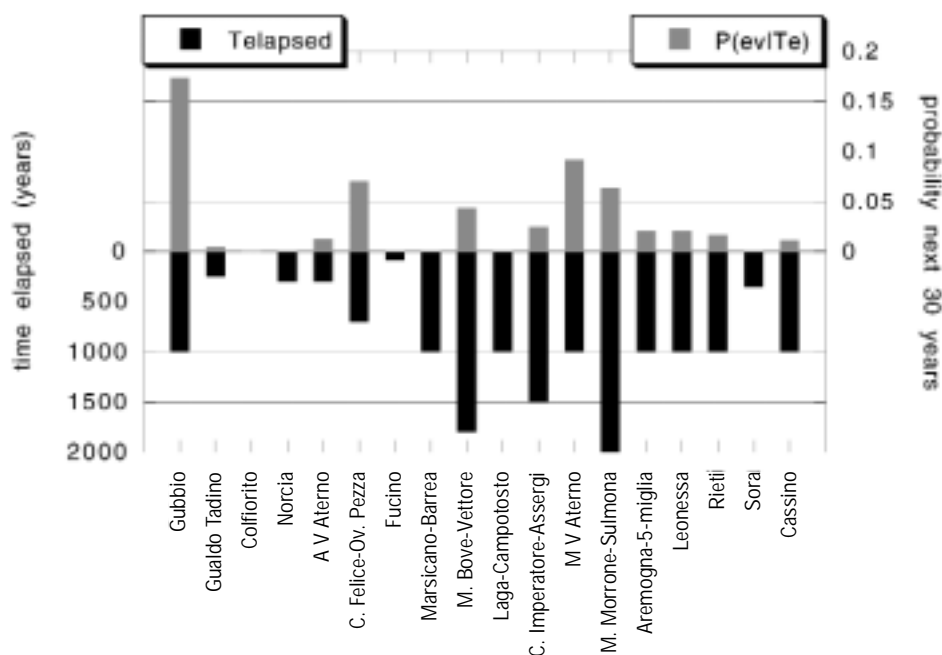


Fig. 4 - Probabilità di occorrenza di un evento massimo nei prossimi 30 anni, sulle strutture parametrizzate (scala delle ordinate sulla destra) e tempo consumato dall'ultimo evento (scala delle ordinate sulla sinistra). Per le strutture prive della datazione dell'ultimo evento (tipo B) il tempo trascorso è stato imposto pari a 1000 anni.

stazionari, a titolo di semplice confronto si è imposto un ipotetico tempo trascorso dall'ultimo evento di 1000 anni alle strutture classificate nel tipo B.

Il grafico serve come prima ipotesi di lavoro, nella piena consapevolezza che la significatività di queste stime può essere anche molto limitata, date le incertezze ereditate nella parametrizzazione.

4.5 Conclusioni

Il merito principale della formalizzazione di strutture sismogenetiche in termini semplici, geometrici ed energetici, è quello di consentire il controllo delle grandezze in gioco, e l'utilizzo della parametrizzazione ottenuta nelle analisi di pericolosità. Leggi di correlazione tra magnitudo massima, lunghezza, spessore e velocità di deformazione, in assenza di un vincolo forte dato da osservazioni sperimentali ripetute, possono essere dei surrogati per ottenere una delle informazioni necessarie nell'applicazione di un approccio non poissoniano alla pericolosità sismica: il tempo di ritorno atteso per un determinato evento. Esse consentono di fare emergere delle eventuali incongruenze, ma non potranno mai validare le ipotesi di lavoro.

Confrontando due tecniche diverse che in modo indiretto consentono di calcolare

il tempo medio di ricorrenza (vedi Fig. 3) risulta che:

- 1) sono congruenti nei due metodi le stime di 9 strutture sulle 18 parametrizzate;
- 2) negli altri casi il tempo medio ottenuto dal rapporto di eqn.(1) è sempre superiore a quello dato dal rapporto slip per evento / slip rate.

Ciò suggerisce almeno un attento ricontrollo delle caratteristiche geometrico-energetiche dei sistemi orientale ed occidentale.

Data l'inattività presunta nel periodo storico, le strutture maggiormente "esposte" all'accadimento di un evento maggiore nei prossimi anni appaiono quelle del sistema orientale. La struttura di Gubbio presenta il valore in assoluto più elevato di probabilità di occorrenza dell'evento massimo; non bisogna però dimenticare che il tempo trascorso dall'ultimo evento non è noto (ma è stata arbitrariamente imposto a 1000 anni) e soprattutto che la magnitudo massima attesa è la più bassa ($M \sim 6.0$), con un tempo di ricorrenza quindi sensibilmente inferiore a quello delle altre strutture. L'affidabilità delle stime di probabilità ottenute è di difficile valutazione, data l'impossibilità di conoscere le incertezze che stanno a monte nei parametri utilizzati per l'applicazione di un modello probabilistico di occorrenza.

Restano aperte numerose questioni: fra queste, come ulteriore stimolo agli approfondimenti, si fa notare che nel modello di segmentazione proposto:

- 1) i segmenti non sono strettamente adiacenti;
- 2) non sono previsti eventi in cascata che coinvolgano contemporaneamente più segmenti.

Sono queste assunzioni molto importanti per la stima delle pericolosità, che richiedono pertanto ulteriori indagini mirate.

Ringraziamenti. Questo contributo non avrebbe potuto essere realizzato senza il lavoro del gruppo di ricercatori che hanno lavorato alla sintesi delle conoscenze geologiche disponibili per l'area (Barchi et al., 1999): un grazie particolare a Giusy Lavecchia, che tenacemente ha formalizzato le conoscenze su alcune strutture, proponendo una schematizzazione delle informazioni presa poi come riferimento per tutte le altre.

Bibliografia

- Barchi M., G. Lavecchia, F. Galadini, P. Messina, A. M. Michetti, L. Peruzza, A. Pizzi, E. Tondi, E. Vittori (a cura di) (1999): *Sintesi delle conoscenze sulle faglie attive in Italia Centrale: parametrizzazione ai fini della caratterizzazione della pericolosità sismica*. CNR-GNDT, Volume congiunto dei Progetti 5.1.2, 6a2, 5.1.1, Esagrafica, Roma, in stampa.
- Blumetti A. M. (1995): Neotectonic investigations and evidence of paleoseismicity in the epicentral area of the January-February 1703, Central Italy, earthquake. Association of Engineering Geologists, *Perspectives in Paleoseismology*, Special Publication No. 6, 83-99.
- Cavinato G. P., Chiaretti F., Cosentino D. and Serva L. (1989): Caratteri geologico-strutturali del margine orientale della Conca di Rieti. *Boll. Soc. Geol. It.*, **108**, 207-218.
- Ekstrom G., A. Morelli, E. Boschi and A. M. Dziewonsky (1998): Moment tensor analysis of the Central Italy earthquake sequence of September-October 1997. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1971-1974.

- Field E. H., Jackson D. D., and J. F. Dolan (1999): A Mutually Consistent Seismic-Hazard Source Model for Southern California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **89**, 559-578.
- Galadini F. e E. Vittori (coord.) (1998): Progetto 5.1.2 Inventario delle faglie attive e dei terremoti ad esse associabili. CNR-GNDT Progetto Esecutivo 1998, Internet: <http://emidius.itim.mi.cnr.it/GNDT/P512/home.html>
- Galadini F., Galli P., Leschiutta I., Monachesi G. and Stucchi M. (1999): Active tectonics and seismicity in the area of the 1997 earthquake sequence in central Italy: a short review. *Journ. Seism.*, **2**, 167-175.
- Giraudi C. and Frezzotti M. (1995): Paleoseismicity in the Gran Sasso Massif (Abruzzo, Central Italy). *Quat. Int.*, **25**, 81-93.
- Hanks T. C. and H. Kanamori (1979): A moment magnitude scale. *J. Geophys. Res.*, **84**, 2348-2350.
- Lavecchia G. (resp.) (1999): Analisi delle relazioni tra sismicità e strutture tettoniche in Umbria - Marche - Abruzzo finalizzata alla realizzazione della mappa delle zone sismogenetiche. CNR-GNDT, contributo al Progetto 5.1.1, Internet: http://emidius.itim.mi.cnr.it/GNDT/P511/UNI_CH1/rel1990703.html
- Michetti A. M., Brunamonte F., Serva L. and Vittori E. (1996): Trench investigations of the 1915 Fucino earthquake fault scarps (Abruzzo, Central Italy): geological evidence of large historical events. *J. Geophys. Res.*, **101**, 5921-5936.
- Pantosti D., D'Addezio G. and Cinti F. R. (1996): Paleoseismicity of the Ovindoli-Pezza fault, Central apennines, Italy: a history including a large previously unrecorded earthquake in Middle Ages (890-1300). *J. Geophys. Res.*, **101**, 5937-5959.
- Peruzza L., Pantosti D., Slejko D. and Valensise L. (1997): Testing a New Hybrid Approach to Seismic Hazard Assessment: an Application to the Calabrian Arc (Southern Italy). *Natural Hazard*, **14**, 113-126.
- Peruzza L. (coord.) (1998): Progetto 6a2 Metodi Innovativi per la Stima dell'HAzard (MISHA) - Applicazione all'Italia Centrale. CNR-GNDT Progetto Esecutivo 1998, e Internet: http://macrisk1.ogs.trieste.it/MISHA_web/home.html
- Peruzza L. (a cura di) (1999): *Parametrizzazione degli elementi sismogenetici assoggettabili ad un trattamento time-dependent*. Relazione esterna OGS18/99 OGA6, Trieste, 12 pp., e Internet: http://macrisk1.ogs.trieste.it/MISHA_web/text/fase1.html
- Savage J. C. (1991): Criticism of some forecasts of the national earthquake prediction evaluation council. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **81**, 862-881.
- Scandone P. e M. Stucchi (coord.) (1998): Progetto 5.1.1 Mappa delle zone sismogenetiche e probabilità degli eventi associati. CNR-GNDT Progetto Esecutivo 1998, Internet: <http://emidius.itim.mi.cnr.it/GNDT/P511/home.html>
- Wells D. L. and Coppersmith K. J. (1994): New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 974-1002.
- Working Group on California Earthquake Probabilities (1990): *Probabilities of Large Earthquakes in the San Francisco Bay Region, California*, U.S. Geological Survey, Circular 1053, 51 pp.
- Working Group on California Earthquake Probabilities (1995): Seismic Hazards in Southern California: Probable Earthquakes, 1994-2024. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **85**, 379-439.

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

Paolo Augliera⁽¹⁾, Daniele Spallarossa⁽¹⁾, Dino Bindi⁽²⁾

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

⁽²⁾ DipTeRis, Università di Genova

5.1 Introduzione

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

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

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

Contributo dell'UO UNIGE

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

Responsabile: M. Cattaneo

Contatto n. 98.03208.PF54

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

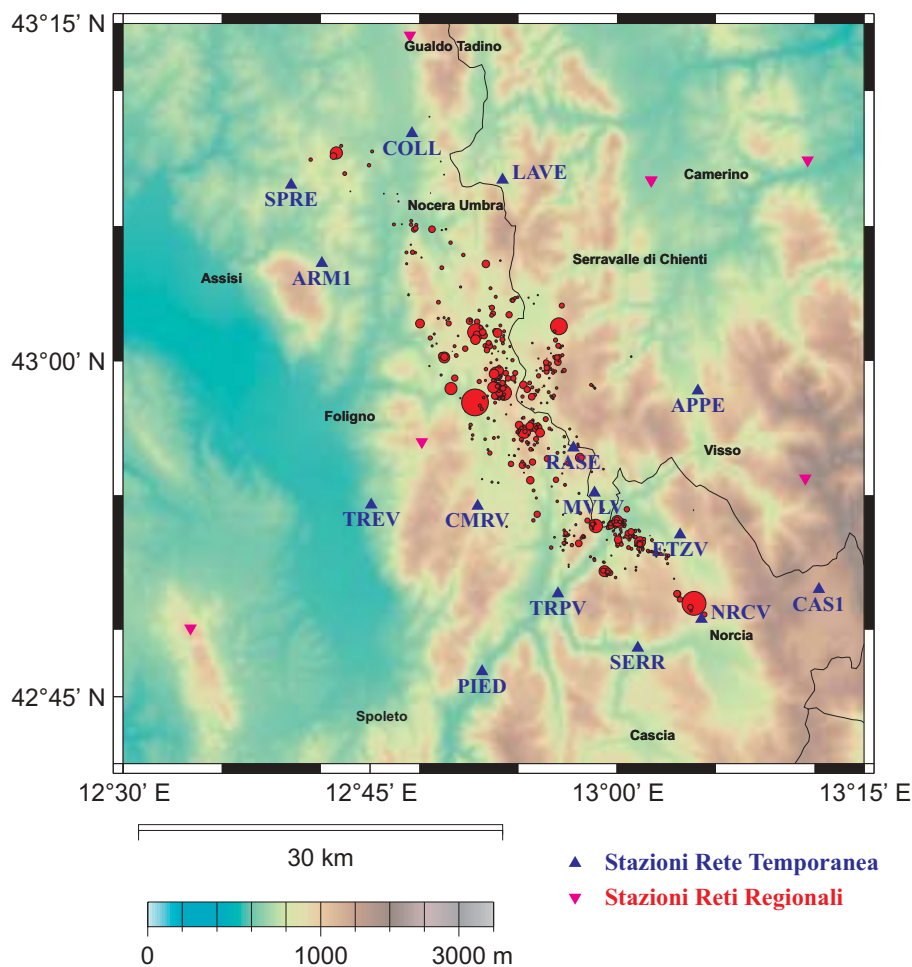


Fig. 1 - Mappa delle stazioni temporanee ed eventi localizzati nel periodo 18 ottobre - 3 novembre 1997 (la figura a colori è riportata in Appendice a pag. 170).

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

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

5.2 Metodo

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

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

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

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

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

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

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

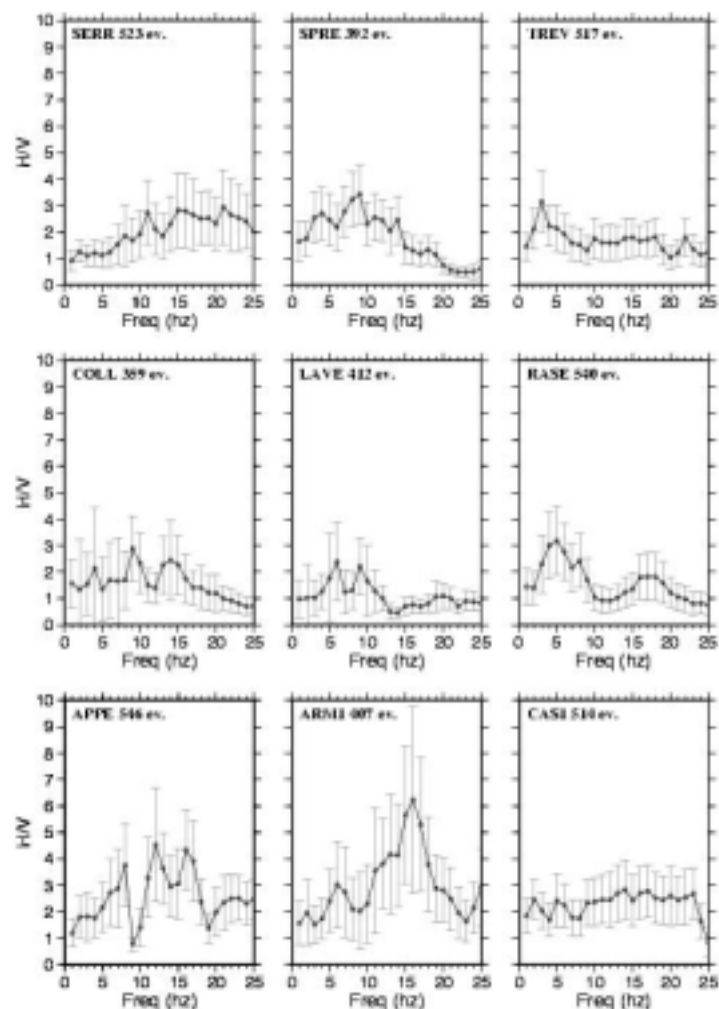


Fig. 2 - Rapporti spettrali per le stazioni utilizzate.

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

5.2.1 Fattore Q

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

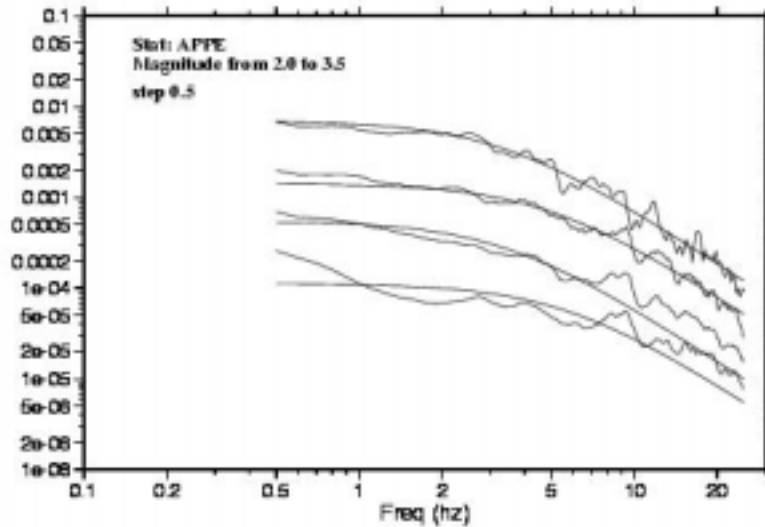


Fig. 3 - Esempio di interpolazione automatica dello spettro di terremoti.

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

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

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

La relazione media ottenuta è del tipo:

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

e non sono state riscontrate forti variazioni azimutali del valore.

5.2.2 Magnitudo

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

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

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

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

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

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

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

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

5.3 Discussione

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

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

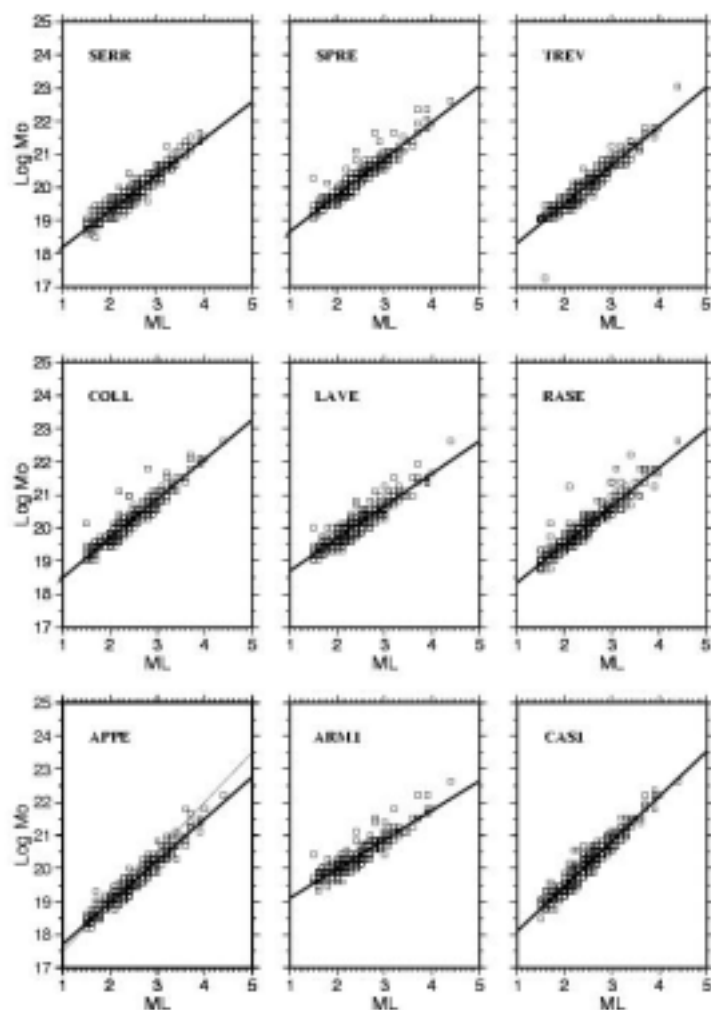


Fig. 4 - Relazione momento sismico - magnitudo.

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

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

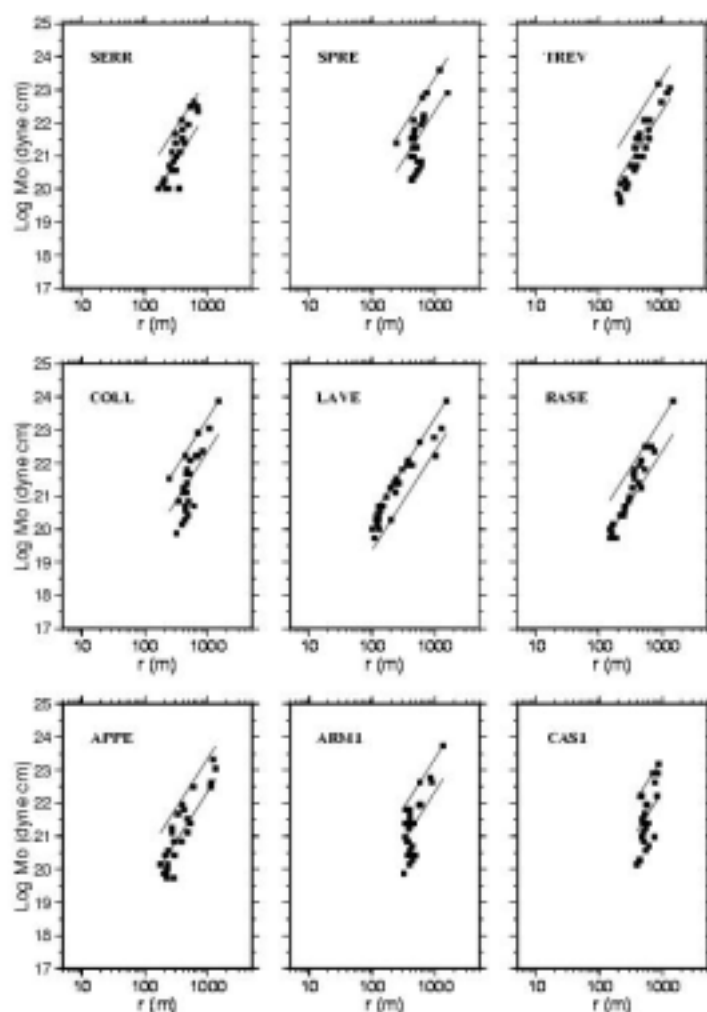


Fig. 5 - Relazione tra dimensione della sorgente e momento sismico. Sono riportate le linee a stress drop costante per i valori di 10 e 100 Mpa.

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

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

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

Bibliografia

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

6. MARGINI D'INCERTEZZA SUI PARAMETRI DEI FORTI TERREMOTI DELL'APPENNINO UMBRO-MARCHIGIANO: ANALISI SPEDITIVA

Romano Camassi⁽¹⁾, Viviana Castelli⁽²⁾, Henry Coppari⁽²⁾, Emanuela Ercolani⁽¹⁾, Ilaria Leschiutta⁽³⁾, Carmen Mirto⁽³⁾, Massimiliano Stucchi⁽⁴⁾

⁽¹⁾ GNDT c/o DISTART, Università di Bologna

⁽²⁾ GNDT c/o OGS, Macerata

⁽³⁾ GNDT c/o IRRS, CNR, Milano

⁽⁴⁾ IRRS, CNR, Milano

6.1 Premessa

I terremoti dell'Appennino umbro-marchigiano sono tra gli eventi sismici italiani meglio conosciuti, principalmente per due ragioni:

- 1) la ricchezza della documentazione storica pubblica (carte amministrative) e privata (memorialistica) disponibile per l'area, caratterizzata da produzione abbondante e buoni livelli di conservazione, senza le macroscopiche lacune riscontrabili, ad esempio, per l'Italia meridionale;
- 2) l'intensa attività di ricerca storico-sismologica svolta in quest'area nel recente passato.

Queste considerazioni valgono in specie per i forti terremoti, e in primo luogo per le grandi sequenze sismiche settecentesche (1703, 1730, 1741, 1747, 1751, 1781, 1789, 1799), che rappresentano il picco storico dell'attività sismica dell'area, e hanno determinato la produzione di un vastissimo assortimento di dati originali, che sono stati oggetto di studi approfonditi.

A titolo puramente esemplificativo si può ricordare il numero di punti disponibili per questi eventi:

Contributo delle unità operative:

UO DISTART

Dipartimento di Ingegneria delle Strutture, dei Trasporti, delle Acque, del Rilevamento, del Territorio, Viale Risorgimento 2, 40136, Bologna

Responsabile: G. Bitelli

Contratto n.98.03204.PF54

UO OGS-MC

Osservatorio Geofisico Sperimentale di Macerata, Viale Indipendenza 180, 62100, Macerata

Responsabile: G. Monachesi

Contratto n.98.03229.PF54

UO IRRS

CNR - Istituto per la Ricerca sul Rischio Sismico, Via Bassini 15, 20133, Milano

Responsabile: M. Stucchi

e-mail 1° autore: romano.camassi@mail.ing.unibo.it

Fonte	1703	1730	1741	1747	1751	1781	1789	1799
DOM ¹	240	47	135	27	61	149	26	47
CFTI ²	266	22	46	16	45	149	12	39

Obiettivo del presente lavoro è formalizzare una valutazione speditiva sull'incertezza dei parametri dei terremoti dell'Appennino umbro-marchigiano, a partire dal nuovo Catalogo Parametrico dei Forti Terremoti (Gdl CPTI, 1999).

Si cercherà quindi di capire quali siano i margini “reali” d'incertezza nelle conoscenze sugli eventi più significativi e sui relativi parametri, considerando a questo scopo anche le prospettive aperte da ricerche in corso.

6.2 I forti terremoti di Umbria e Marche da NT4.1 a CPTI

L'analisi si concentrerà sui terremoti maggiormente energetici ($M \geq 5,5$, vedi Fig. 1 e Tab. 1) contenuti in CPTI. La lista dei terremoti così selezionati non differisce in modo significativo da un'analoga selezione effettuabile a partire dal catalogo NT4.1 (Camassi e Stucchi, 1997). Solo un paio di eventi (1277 e 1984) hanno, in CPTI, un valore di magnitudo tanto minore di quello attribuito loro da NT4.1, da comportarne l'esclusione da una selezione effettuata sulla soglia prescelta, mentre viceversa l'evento del 1593 risulterebbe sotto queste soglie sulla base di NT4.1.

6.2.1 Studi di riferimento

Nella compilazione di CPTI, la selezione dello studio di riferimento per ciascun terremoto è stata effettuata sulla base di criteri “freddi”, di tipo quantitativo, e di una valutazione speditiva della qualità della ricerca svolta, effettuata a partire dal numero di punti di intensità espressi.

Un criterio di carattere più generale, adottato per garantire una certa omogeneità nell'assegnazione dell'intensità macrosismica, è inoltre quello della distribuzione spazio-temporale degli studi di riferimento. È stata cioè privilegiata l'omogeneità degli studi di riferimento, su base territoriale.

Per l'area umbro-marchigiana (relativamente alla quale esistono studi GNDT di notevole approfondimento) l'adozione di questo criterio ha comportato la decisione di privilegiare gli studi GNDT, selezionando studi CFTI solo in una quindicina di casi.

I terremoti maggiormente energetici dell'area umbro-marchigiana hanno quindi lo stesso studio di riferimento sia in NT4.1 sia in CPTI, con le rilevanti eccezioni degli eventi del 1298, del 1703, del 1873 e del 1979. Va anche rilevato che per l'evento del

¹ con la sigla DOM si indicherà nel testo il riferimento a: Monachesi e Stucchi, 1997.

² con la sigla CFTI si indicherà nel testo il riferimento a: Boschi et al., 1997.

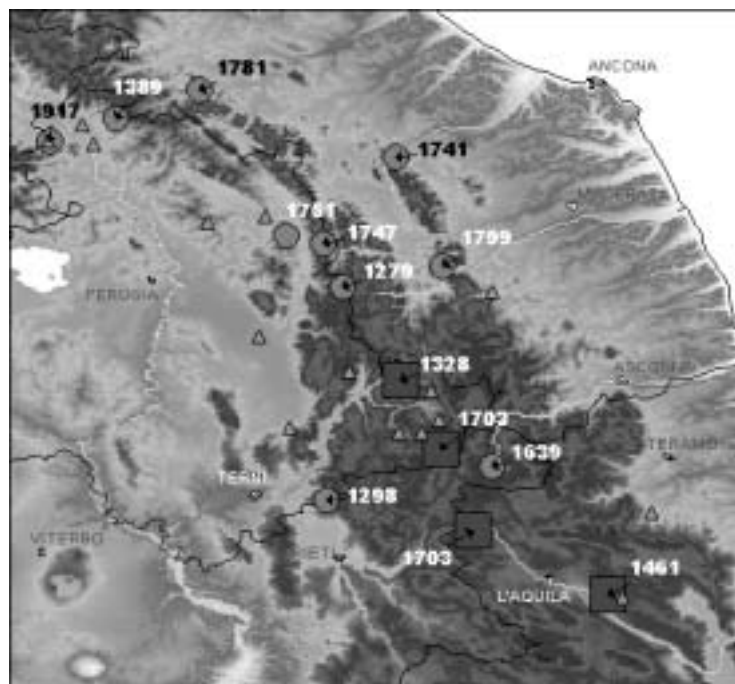


Fig. 1 - I terremoti forti dell'Appennino umbro-marchigiano (la figura a colori è riportata in Appendice a pag. 171).

1703 NT4.1 fornisce una “parametrizzazione multipla” sulla base di un quadro degli effetti cumulativo dell’intera sequenza, mentre in CPTI si è ritenuto (sulla base dello studio di riferimento prescelto) fornire i parametri distinti per i due eventi principali del 14 gennaio e del 2 febbraio, per i quali lo studio fornisce campi macrosismici distinti.

6.2.2 Localizzazione

Ai fini della compilazione di CPTI, la localizzazione epicentrale degli eventi è stata ricalcolata per tutti i terremoti provvisti di dati di base macrosismici, utilizzando l’algoritmo automatico proposto da Gasperini e Ferrari (1997).

Le localizzazioni proposte da CPTI per i terremoti dell’Appennino umbro-marchigiano non divergono in modo significativo da quelle proposte da NT4.1, dato che nella maggior parte dei casi i dati di base utilizzati sono gli stessi.

Limitatamente ai terremoti dell’Appennino umbro-marchigiano, i casi in cui la localizzazione proposta da CPTI si discosta significativamente da quella proposta da NT4.1 (Tab. 1) sono una decina. Il caso di variazione più rilevante è costituito da un evento minore, il terremoto di Norcia del 1971, la cui localizzazione si modifica di una trentina di chilometri.

La localizzazione dell’evento del 1703, per il quale lo studio di riferimento utilizzato da CPTI è abbastanza diverso da quello utilizzato da NT4.1, risulta invece pressoché

Tab. 1 - CPTI Eventi $M_a \geq 5,5$ per l'area umbro marchigiana. Nell'ultima colonna sono indicate le divergenze (in km) di localizzazione più significative fra NT4.1.1 e CPTI. Valori di intensità X 10, valori di magnitudo X 100.

Anno	Me	Gi	Ho	AE	Rt	Np	Io	Lat	Lon	Mm	Ma	Δkm	
1277				SPOLETO	GDTMC	DOM	1	80	42.732	12.736	540		
1279	04	30	18	CAMERINO	MON87	DOM	17	100	43.093	12.872	660	633	
1298	12	01		Reatino	GDTRM	CFTI	7	85	42.550	12.830	580	593	7
1328	12	01		NORCIA	MON87	DOM	13	100	42.856	13.018	660	644	
1352	12	25		MONTERCHI	CAA96	DOM	7	90	43.465	12.127	600	600	
1389	10	18		BOCCA SERRIOLA	CAA96	DOM	9	90	43.523	12.295	600	600	5
1458	04	26		CITTA' DI CASTELLO	CAA96	DOM	5	90	43.456	12.239	600	584	
1461	11	26	21	AQUILANO	MOC92	DOM	10	100	42.308	13.543	660	646	
1593	04	23		GUBBIO	MON87	DOM	4	75	43.271	12.676	510	530	13
1599	11	05		CASCIA	GDTMC	DOM	18	85	42.719	13.015	580	577	
1639	10	07	00	AMATRICE	MOC92	DOM	27	100	42.636	13.252	660	626	
1703	01	14	18	Appennino reatino	MON87	CFTI	196	110	42.680	13.120	710	681	5
1703	02	02	11	Aquilano	MON87	CFTI	70	100	42.470	13.200	660	665	7
1730	05	12	04	NORCIA	MON87	DOM	47	85	42.752	13.117	580	582	
1741	04	24	09	FABRIANESE	MON87	DOM	135	90	43.425	13.004	600	608	5
1747	04	17		FIUMINATA	MON87	DOM	27	90	43.202	12.824	600	593	
1751	07	27	03	GUALDO TADINO	MON87	DOM	61	100	43.222	12.730	660	630	
1762	10	06	12	Aquilano	CFT95	CFTI	6	90	42.300	13.580	600	589	
1781	06	03		CAGLIESE	MON87	DOM	157	95	43.594	12.506	630	623	
1789	09	30	10	VAL TIBERINA	CAA96	DOM	28	85	43.505	12.208	580	574	
1799	07	28		CAMERINO	MON87	DOM	47	90	43.147	13.123	600	593	
1832	01	13		FOLIGNO	MON87	DOM	27	85	42.967	12.659	580	574	
1838	02	14		VALNERINA	COA90	DOM	9	80	42.875	12.886	540	549	
1859	08	22		NORCIA	GDTMC	DOM	20	85	42.825	13.097	580	559	
1873	03	12	20	Marche meridionali	MON87	CFTI	196	80	43.080	13.250	540	586	6
1917	04	26	09	MONTERCHI-CITERNA	CAA96	DOM	128	90	43.465	12.125	600	577	
1950	09	05	04	GRAN SASSO	MOC92	DOM	137	80	42.516	13.657	540	564	5
1979	09	19	21	Valnerina	SPA81	CFTI	691	85	42.720	13.070	580	588	10
1984	04	29	05	GUBBIO/VALFABBRICA	GDTRD	DOM	713	70	43.256	12.530	483	517	

identica a quella proposta da NT4.1.

6.2.3 Intensità epicentrale

Le intensità epicentrali proposte da CPTI per i terremoti dell'Appennino umbro-marchigiano rimangono sostanzialmente stabili rispetto a quelle proposte da NT4.1, dato che nella maggior parte dei casi i dati di base utilizzati sono gli stessi (vedi Tab. 2).

Le variazioni di questo parametro riguardano i pochi terremoti che hanno come dataset di riferimento CFTI; tra i casi di variazione risulta particolarmente rilevante l'incremento dell'intensità epicentrale per gli eventi del 14 gennaio e del 2 febbraio 1703 (che passano rispettivamente da $I_o = X$ e $I_o = IX$ a $I_o = XI$ e $I_o = X$).

Nel caso dei terremoti del 1703 sono in gioco situazioni abbastanza complesse, costituite da sequenze di difficile gestione, in cui hanno un ruolo importante anche i pos-

Tab. 2 - Parametri a confronto fra CPTI (carattere normale) e NT4.1.1 (italico): valori di intensità X 10 in entrambi i cataloghi, magnitudo X 100 in CPTI e X 10 in NT4.1.1.

Anno	Me	Gi	AE	Rt	<i>Rt</i>	Np	<i>Nmo</i>	Io	<i>Io</i>	Mm	<i>Mm</i>	Ma	<i>Ms</i>
1277			SPOLETO	DOM	<i>GDTMC</i>	1	<i>1</i>	80	<i>80</i>	540	55	540	55
1279	04	30	CAMERINO	DOM	<i>MON87</i>	17	<i>17</i>	100	<i>100</i>	660	67	633	67
1298	12	01	Reatino	CFTI	<i>GDTRM</i>	7	3	85	95	580	64	593	64
1328	12	01	NORCIA	DOM	<i>MON87</i>	13	<i>13</i>	100	<i>100</i>	660	67	644	67
1352	12	25	MONTERCHI	DOM	<i>CAA96</i>	7	7	90	90	600	62	600	62
1389	10	18	BOCCA SERR.	DOM	<i>CAA96</i>	9	9	90	90	600	62	600	62
1458	04	26	CITTA' DI C.	DOM	<i>CAA96</i>	5	5	90	90	600	62	584	62
1461	11	26	AQUILANO	DOM	<i>MOC92</i>	10	<i>10</i>	100	<i>100</i>	660	67	646	67
1593	04	23	GUBBIO	DOM	<i>MON87</i>	4	4	75	75	510	52	530	52
1599	11	05	CASCIA	DOM	<i>GDTMC</i>	18	<i>18</i>	85	85	580	59	577	59
1639	10	07	AMATRICE	DOM	<i>MOC92</i>	27	27	100	<i>100</i>	660	67	626	67
1703	01	14	Appennino reat.	CFTI	<i>MON87</i>	196	<i>221</i>	110	<i>100</i>	710	67	681	67
1703	02	02	Aquilano	CFTI	<i>MON87</i>	70	0	100	90	660	62	665	62
1730	05	12	NORCIA	DOM	<i>MON87</i>	7	47	85	85	580	59	582	59
1741	04	24	FABRIANESE	DOM	<i>MON87</i>	135	<i>135</i>	90	90	600	62	608	62
1747	04	17	FIUMINATA	DOM	<i>MON87</i>	27	27	90	90	600	62	593	62
1751	07	27	GUALDO TADINO	DOM	<i>MON87</i>	61	<i>61</i>	100	<i>100</i>	660	67	630	67
1762	10	06	Aquilano	CFTI	<i>CFT95</i>	6	6	90	90	600	62	589	62
1781	06	03	CAGLIESE	DOM	<i>MON87</i>	157	<i>157</i>	95	95	630	64	623	64
1789	09	30	VAL TIBERINA	DOM	<i>CAA96</i>	28	28	85	85	580	59	574	59
1799	07	28	CAMERINO	DOM	<i>MON87</i>	47	47	90	90	600	62	93	62
1832	01	13	FOLIGNO	DOM	<i>MON87</i>	27	27	85	85	580	59	574	59
1838	02	14	VALNERINA	DOM	<i>COA90</i>	9	9	80	80	540	55	549	55
1859	08	22	NORCIA	DOM	<i>GDTMC</i>	20	20	85	85	580	59	559	59
1873	03	12	Marche merid.	CFTI	<i>MON87</i>	196	58	80	75	540	52	586	52
1917	04	26	MONTERCHI-CIT.	DOM	<i>CAA96</i>	128	<i>130</i>	90	90	600	62	577	56
1950	09	05	GRAN SASSO	DOM	<i>MOC92</i>	137	<i>137</i>	80	80	540	55	564	56
1979	09	19	Valnerina	CFTI	<i>SPA81</i>	691	235	85	80	580	55	588	59
1984	04	29	GUBBIO/VALF.	DOM	<i>GDTRD</i>	713	<i>713</i>	70	70	483	50	517	55

sibili effetti di cumulo. A questo proposito va segnalato che il tentativo NT4.1 di gestire situazioni di questo tipo attraverso la soluzione della parametrizzazione multipla, è sostanzialmente abbandonato da CPTI che, seguendo l'esempio CFTI, ha optato per la parametrizzazione in eventi distinti.

6.2.4 Variazione di ZS

I terremoti CPTI non sono associati, ne' concettualmente associabili, alla zonazione sismogenetica definita ZS.4 (Scandone, 1997; Meletti et al., 2000). Un esperimento di verifica delle eventuali associazioni tra i terremoti (così come localizzati da CPTI) e la vecchia zonazione, può essere tuttavia tentato per raggiungere obiettivi preliminari ed interni, come ad esempio valutare le possibili influenze sull'hazard tradizionale dovute alla modifica del catalogo dei terremoti. I risultati di questo esperimento dimostrano comunque che, per effetto della già evidenziata, sostanziale stabilità delle localizzazioni proposte per i terremoti dell'area, nessuno dei terremoti significativi ($Ma \geq 5,5$) cambie-

rebbe zona sismogenetica. Le sole variazioni di questo parametro potrebbero riguardare alcuni eventi minori (1865, Città di Castello; 1883, Accumoli; 1902, Reatino).

6.2.5 Magnitudo

La magnitudo macrosismica dei terremoti CPTI è stata rideterminata utilizzando, ovviamente, il dataset selezionato per CPTI e una relazione tabellare Intensità-Magnitudo appositamente riformulata (Rebez e Stucchi, 1999) stimando la magnitudo media per le varie classi di intensità epicentrale.

Tra i parametri fin qui esaminati, il parametro magnitudo è certamente quello che presenta le variazioni più rilevanti. Questo fenomeno riguarda, significativamente, anche alcuni terremoti importanti, tra cui sia eventi antichi e scarsamente documentati (1279, 1298, 1639) sia eventi ottocenteschi, il cui dataset macrosismico varia sensibilmente (cfr. 1873) o per cui l'algoritmo di calcolo della magnitudo produce un risultato decisamente diverso da quello ottenuto per NT4.1 (cfr. 1298 e 1873).

6.3 Margini di incertezza sui parametri

I cataloghi parametrici forniscono spesso stime di attendibilità dei parametri, determinate in vari modi. Queste stime vengono raramente utilizzate per le elaborazioni correnti, sia perché i codici di calcolo non ne prevedono l'uso, sia perché l'utilizzatore non è mai del tutto convinto del loro significato.

Nel caso di parametri derivati da procedure che elaborano dati d'intensità, le stime di attendibilità sono determinate assumendo che la distribuzione dei dati di intensità di partenza non sia affetta da incertezze o che, comunque, le eventuali incertezze non siano quantificabili.

Questo è vero solo in parte: in genere l'autore dello studio ha un'idea abbastanza precisa dei livelli di incertezza dei suoi risultati, ma non dispone di mezzi per esprimere e quantificare tale incertezza, poiché le scale macrosismiche e le procedure per l'assegnazione di intensità non lo consentono. Ne consegue che spesso, a lato dello studio, è disponibile un "insieme-ombra" di informazioni non (ancora) parametrizzabili, la cui considerazione potrebbe comportare modifiche, a volte anche sostanziali, ai parametri ottenuti con procedure che elaborano dati di intensità.

I principali generatori di incertezze sulla distribuzione dei punti di intensità sono:

- 1) la quantità di notizie storiche disponibili, in relazione sia alla disponibilità di fonti in generale, sia all'approfondimento delle indagini;
- 2) la valutazione dell'intensità macrosismica, in relazione al tipo di notizie disponibili, alla conoscenza delle caratteristiche e del numero degli edifici e agli effetti di cumulo legati alle sequenze di scosse distruttive.

Nei paragrafi seguenti verranno formulate alcune valutazioni, preliminari e speditive, sui margini di incertezza dei parametri dei terremoti di cui alla Tab. 1.

6.3.1 Il problema della qualità dei dati: il numero di punti disponibili

Il dataset di riferimento di CPTI per l'Appennino umbro-marchigiano è formato prevalentemente da studi GNDT.

Questi studi sono il prodotto di una tradizione ventennale di indagine storica e offrono un livello di approfondimento maggiore di quello mediamente disponibile per altre aree italiane ma sono in buona parte datati. Circa il 30% (Dell'Olio e Molin, 1980; Monachesi, 1987; Stucchi, 1988; Conversini et al., 1990) è anteriore al 1990. I più recenti (CAA96, ENL95, GDTMC, GDTRM, MOC92) derivano in gran parte da indagini pianificate con metodologie speditive. Per lo più, indipendentemente dagli assunti metodologici iniziali, queste indagini sono state comunque sviluppate fino ad esaurimento dei principali bacini informativi d'interesse per l'area. Tuttavia, circa il 20% degli studi più recenti - quelli sui terremoti meno energetici - ha carattere preliminare (GDTSP).

Considerando solo i terremoti "umbro-marchigiani" più rilevanti ($M \geq 5,5$) presenti in CPTI, oltre un terzo di essi deriva da uno studio anteriore al 1990 (soprattutto Monachesi, 1987) e circa altrettanti da studi approfonditi ma non "definitivi" - nella misura in cui l'aggettivo è applicabile alla ricerca storica - sviluppati con la metodologia di analisi attraverso i repertori integrata, a livello locale e non locale, da ricerche archivistiche mirate.

Il carattere non sistematico delle ricerche storiche svolte induce a ritenere che i margini di incertezza possano essere elevati, specie per i terremoti più antichi (in particolare gli eventi del 1277, 1298, 1352 e 1458) ma anche per alcuni eventi relativamente recenti (1762 e 1838) e per quelli caratterizzati da sequenze complesse (1703, 1747-1751).

Il margine di miglioramento delle conoscenze - in termini di notizie storiche utilizzabili per l'elaborazione di nuovi punti d'intensità - è potenzialmente ancora rilevante.

Si impongono tuttavia alcune distinzioni, specie per quanto riguarda terremoti molto antichi quali quelli del 1279 (Camerino) e del 1328 (Norcia). Si tratta di eventi che interessarono probabilmente la stessa area o aree molto prossime a quella colpita dalla sequenza 1997-1998 e che risultano determinanti per la definizione dell'hazard dell'Appennino umbro-marchigiano.

Le ricerche su questi eventi hanno raggiunto uno stadio molto avanzato, le potenzialità di ulteriore approfondimento appaiono molto limitate e la documentazione disponibile è cospicua (relativamente, come è ovvio, alle potenzialità documentarie del periodo di accadimento). Tuttavia le informazioni che se ne possono ricavare sono in assoluto poco dettagliate e soprattutto riguardano un numero di punti troppo limitato per consentire di vincolare con precisione il terremoto, soprattutto dal punto di vista della localizzazione.

I parametri di questi terremoti sono, pertanto, affetti da notevole incertezza, soprattutto sotto due aspetti:

- 1) la localizzazione degli effetti: un errore nella localizzazione di un punto importante fra i pochi disponibili (cfr. le incertezze nella localizzazione di "Serravalle", per il terre-

moto del 1279 e in quella di “Castel San Giovanni” e “Monte San Martino” per l’evento del 1328) può falsare l’interpretazione dell’intera distribuzione di punti d’intensità in termini sismologici, influenzando pesantemente sulla definizione dei parametri. E’ un’eventualità che si presenta frequentemente, specie nel caso di terremoti antichi, e non solo;

- 2) la determinazione dell’intensità al sito: la povertà descrittiva delle informazioni disponibili su una località (es. la menzione, frequentissima, di un sito “rovinato” dal terremoto) rende estremamente critico il processo di assegnazione dell’intensità al sito.

Problemi del tutto analoghi sono presentati da due terremoti molto forti localizzati al margine dell’area d’interesse (1461, Aquilano; 1639, Amatrice), i cui effetti sono attestati, nel primo caso, da poche fonti coeve, nel secondo da una sola. Informazioni di dettaglio sono disponibili, in entrambi i casi, per una sola località tra quelle componenti il piano quotato. Gli eventi appaiono quindi mal vincolati sul piano della localizzazione e probabilmente sovrastimati.

Eventi decisamente meglio documentati (1703, Appennino Reatino; 1703 Aquilano; 1751, Gualdo Tadino) presentano problemi di ordine diverso, ma non meno complessi, in buona parte connessi con le modalità di interpretazione dei dati disponibili, e in particolare con le loro caratteristiche di sequenze sismiche.

6.3.2 Il problema delle sequenze: effetti di cumulo

La recente esperienza umbro-marchigiana ha mostrato chiaramente che all’interno di una lunga e complessa sequenza sismica gli effetti delle diverse scosse non sono materialmente distinguibili e che, in un contesto urbano già danneggiato da un singolo evento, anche scosse di energia limitata possono produrre danni, rendendo visibili effetti prima non riconoscibili.

I cataloghi parametrici e i database contengono dati relativi a scosse distruttive che si sono succedute in finestre spazio-temporali in alcuni casi molto ridotte. In questi casi è ragionevole ipotizzare che la vulnerabilità degli edifici sia aumentata durante singole sequenze o sequenze cronologicamente contigue e che il danno riportato dalle fonti rappresenti il cumulo di vari effetti. Entrambi questi fattori possono indurre a posteriori una sovrastima dei dati di intensità e, di conseguenza, della magnitudo dei terremoti, sia per l’impossibilità di determinare la vulnerabilità sismica degli edifici nelle diverse fasi di una sequenza, sia perchè le fonti stesse quasi sempre si limitano a fornire un “bilancio” del danneggiamento prodotto dalla sequenza stessa.

Anche in questo caso non sono disponibili approcci per una valutazione formalizzata di questi fattori; tuttavia è possibile procedere mediante ipotesi di lavoro e determinare l’entità massima della eventuale sovrastima (Azzaro and Stucchi, 1999).

L’analisi delle storie sismiche di alcune fra le località umbro-marchigiane (Fig. 2, Tab. 3) mostra diversi problemi di questo tipo e può contribuire a chiarire il problema.

Un caso interessante è rappresentato da Amatrice, danneggiata gravemente da un terremoto nel 1639 (il danneggiamento classificato con il grado IX della scala MCS pre-

Tab. 3 - Intensità (x10) al sito per alcune località umbro-marchigiane relative alle principali sequenze.

Località	data	Isito	Epicentro
AMATRICE	1639 10 07	90	AMATRICE
AMATRICE	1703 01 14	90	Appennino umbro-reatino
AMATRICE	1706 11 03	70	Maiella
CAMERINO	1279 04 30	85	CAMERINO
CAMERINO	1328 12 01	75	NORCIA
CAMERINO	1703 01 14	80	Appennino umbro-reatino
CAMERINO	1730 05 12	55	NORCIA
CAMERINO	1741 04 24	75	FABRIANESE
CAMERINO	1747 04 17	65	FIUMINATA
CAMERINO	1751 07 27	65	GUALDO TADINO
CAMERINO	1799 07 28	90	CAMERINO
CASCIA	1328 12 01	90	NORCIA
CASCIA	1599 11 05	85	CASCIA
CASCIA	1703 01 14	90	Appennino umbro-reatino
CASCIA	1719 06 27	65	ALTA VALNERINA
CASCIA	1730 05 12	75	NORCIA
CASCIA	1815 09 03	70	NORCIA
CASCIA	1859 08 22	65	NORCIA
CASCIA	1879 02 23	70	SERRAVALLE
NOCERA UMBRA	1741 04 24	70	FABRIANESE
NOCERA UMBRA	1747 04 17	90	FIUMINATA
NOCERA UMBRA	1751 07 27	80	GUALDO TADINO
NORCIA	1328 12 01	95	NORCIA
NORCIA	1349 09 09	65	Viterbese-Umbria
NORCIA	1599 11 05	75	CASCIA
NORCIA	1703 01 14	95	Appennino umbro-reatino
NORCIA	1719 06 27	65	ALTA VALNERINA
NORCIA	1730 05 12	90	NORCIA
NORCIA	1815 09 03	75	NORCIA
NORCIA	1859 08 22	85	NORCIA
NORCIA	1873 03 12	55	Marche meridionali
NORCIA	1878 09 15	55	MONTEFALCO
NORCIA	1879 02 23	70	SERRAVALLE
NORCIA	1950 09 05	70	GRAN SASSO
NORCIA	1951 09 01	60	SARNANO
NORCIA	1964 08 02	60	PRECI
NORCIA	1971 10 04	65	NORCIA
NORCIA	1979 09 19	80	Valnerina

vede la distruzione di circa metà dell'abitato), e colpita 60 anni dopo da un evento analogamente distruttivo. In questo caso l'interrogativo che ci si può porre è se l'abitato fosse stato completamente riedificato o recuperato dopo 60 anni. Cosa che è probabile, ma non del tutto scontata. Di certo è improbabile che dopo tre anni dall'evento del 1703, i danni fossero completamente riparati.

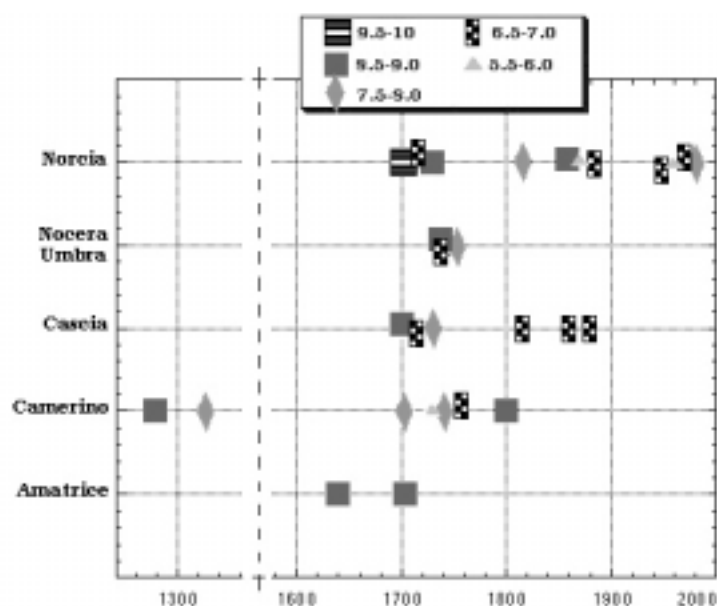


Fig. 2 - Rappresentazione degli effetti di alcune sequenze sismiche in località dell'Appennino umbro-marchigiano.

La storia sismica di Camerino presenta due situazioni abbastanza interessanti; in primo luogo una situazione analoga a quella di Amatrice, di due eventi relativamente ravvicinati nel tempo, che hanno prodotto effetti rilevanti (1279 e 1328); in secondo luogo una lunga sequenza che si estende per quasi un secolo, se pur con effetti non devastanti; quello che è certo, comunque, è che il patrimonio edilizio della città nel 1799 era certamente in condizioni difficili, e che gli effetti di quell'evento sono certamente influenzati dall'alta vulnerabilità di un edificato duramente provato dal ripetersi di molti eventi ravvicinati nel tempo.

La storia sismica di Cascia presenta una situazione speculare rispetto a quella di Camerino: colpita in modo distruttivo dal terremoto del 1703, viene poi colpita da altri terremoti nel primo trentennio del Settecento e poi di nuovo nell'Ottocento. Se gli effetti di questi terremoti non sono distruttivi, è però probabile una certa interazione fra i diversi eventi.

Piuttosto interessante e in qualche modo esemplare il caso presentato dalla storia sismica di Nocera Umbra, interessata da tre sequenze nello spazio di un decennio. E' del tutto improbabile che fra una sequenza e l'altra il patrimonio edilizio sia stato ripristinato nella sua integrità. Il che significa, quindi, che gli effetti al sito dei terremoti del 1747 e, soprattutto, del 1751 sono probabilmente sovrastimati.

La lunga e articolata storia sismica di Norcia presenta diverse analogie con quella di Cascia. Particolarmente importante è la serie di eventi che colpisce la città nel primo trentennio del Settecento, ed è probabile che non tutti gli edifici distrutti o gravemente danneggiati dagli eventi del 1703 fossero completamente ripristinati nel 1730. Situazioni analoghe, pur con un impatto meno rilevante, si ripetono sia nell'Ottocento che nel

Tab. 4 - Intensità (x10) assegnate, relativamente ad alcune località, per le scosse dell'ottobre 1702 (danni diffusi a Cascia e Norcia: HD), 14 gennaio, 16 gennaio e 14 febbraio 1703.

Località	18.10 1702	14.01 1703	16.01 1703	14.02 1703
LEONESSA		80	80	100
L'AQUILA		70	70	90
CASCIA	HD	90	80	
NORCIA	HD	95	80	
ACCUMOLI		100	80	
ANTRODOCO		100		80
AMATRICE		90	80	
CAMERINO		80	70	
CITTAREALE		110	80	
PAGANICA		80		85
SAN SEVERINO M.		70	75	80
SPOLETO		75	80	80

Novecento.

Particolarmente critica dal punto di vista degli effetti di cumulo è la situazione dei terremoti del 1702-1703 (Tab. 4). Si tratta della sequenza più importante per l'area, iniziata con una scossa distruttiva nell'ottobre del 1702 (non inclusa nel catalogo CPTI per effetto della rimozione di foreshocks e aftershocks), e articolata su due scosse devastanti (14 gennaio, zona Preci - Norcia - Cittareale; 2 febbraio, Aquilano) e una serie di eventi minori. La documentazione disponibile è di elevato dettaglio e l'area di maggior danneggiamento è individuabile fra Preci e l'Aquila, ma il complesso andamento della sequenza rende piuttosto difficile la distinzione puntuale del danneggiamento. Forti incertezze permangono nell'assegnazione delle intensità per l'evento principale del 14 gennaio (in particolare per le località di Norcia e Cascia, già danneggiate dalle scosse dell'ottobre precedente) e le incertezze legate alla verosimiglianza del parametro intensità per le scosse del 2 febbraio (motivo per cui lo studio GNDT, utilizzato per la compilazione del catalogo NT4.1, forniva una stima cumulativa degli effetti di tutte le scosse del periodo sismico).

Problemi analoghi presentano le complesse sequenze del 1747 (Nocera Umbra) e 1751 (Gualdo Tadino), particolarmente importanti per i non pochi elementi di similitudine con la sequenza del 1997-1998. Nella valutazione dei parametri energetici di questi terremoti entrano in gioco problemi di cumulo di effetti (soprattutto per l'area compresa fra Gualdo Tadino e Nocera Umbra), che potrebbero accentuarsi ulteriormente in considerazione della prossimità dell'evento del 1741 (Fabrianese). Tutte queste considerazioni inducono a ritenere che l'evento del 1751 potrebbe essere fortemente sovrastimato.

6.4 Valutazione speditiva dell'incertezza dei parametri disponibili

Come risultato delle analisi riassunte nei paragrafi precedenti è stata effettuata una valutazione formalizzata dell'incertezza sui parametri dei terremoti più forti dell'appen-

Tab. 5 - Ipotesi sui possibili margini di oscillazione dei parametri per ciascun evento.

Anno	Me	AE	Rt	Io	ΔIo	Lat	Lon	ΔL	Mm	ΔMm	Δm_{CPTI}
1277		SPOLETO	DOM	80	-80	42.732	12.736	± 10	5.40	zz	0.45
1279	04	CAMERINO	DOM	100	-10	43.093	12.872	± 15	6.60	-0.6	0.30
1298	12	Reatino	CFTI	85	± 05	42.550	12.830	± 15	5.80	± 0.2	0.21
1328	12	NORCIA	DOM	100	-15	42.856	13.018	± 10	6.60	-0.8	0.30
1352	12	MONTERCHI	DOM	90	-10	43.465	12.127	± 10	6.00	-0.6	0.26
1389	10	BOCCA SER.	DOM	90	-05	43.523	12.295	± 10	6.00	-0.3	0.26
1458	04	CITTA' DI C.	DOM	90	-05	43.456	12.239	± 5	6.00	-0.3	0.26
1461	11	AQUILANO	DOM	100	-10	42.308	13.543	± 10	6.60	-0.6	0.30
1593	04	GUBBIO	DOM	75	± 05	43.271	12.676	± 10	5.10	± 0.4	0.45
1599	11	CASCIA	DOM	85	± 05	42.719	13.015	± 5	5.80	± 0.3	0.21
1639	10	AMATRICE	DOM	100	-15	42.636	13.252	± 5	6.60	-0.8	0.30
1703	01	App. reatino	CFTI	110	-10	42.680	13.120	± 10	7.10	-0.5	0.32
1703	02	Aquilano	CFTI	100	-15	42.470	13.200	± 5	6.60	-0.8	0.30
1730	05	NORCIA	DOM	85	± 05	42.752	13.117	± 5	5.80	± 0.3	0.21
1741	04	FABRIANESE	DOM	90	± 05	43.425	13.004	± 10	6.00	± 0.3	0.26
1747	04	FIUMINATA	DOM	90	-05	43.202	12.824	± 10	6.00	-0.3	0.26
1751	07	GUALDO TADINO	DOM	100	-15	43.222	12.730	± 5	6.60	-0.8	0.30
1762	10	Aquilano	CFTI	90	-05	42.300	13.580	± 5	6.00	-0.3	0.26
1781	06	CAGLIESE	DOM	95	-05	43.594	12.506	± 5	6.30	-0.3	0.29
1789	09	VAL TIBERINA	DOM	85	± 05	43.505	12.208	± 5	5.80	± 0.3	0.21
1799	07	CAMERINO	DOM	90	± 05	43.147	13.123	± 10	6.00	± 0.3	0.26
1832	01	FOLIGNO	DOM	85	± 05	42.967	12.659	± 5	5.80	± 0.3	0.21
1838	02	VALNERINA	DOM	80	05	42.875	12.886	± 10	5.40	-0.3	0.28
1859	08	NORCIA	DOM	85	± 05	42.825	13.097	± 5	5.80	± 0.3	0.21
1873	03	Marche mer.	CFTI	80	+10	43.080	13.250	± 15	5.40	+0.6	0.28
1917	04	MONTERCHI-CIT.	DOM	90	± 05	43.465	12.125	± 5	6.00	± 0.3	0.26
1950	09	GRAN SASSO	DOM	80	+10	42.516	13.657	± 15	5.40	+0.6	0.28
1979	09	Valnerina	CFTI	85	-	42.720	13.070	± 5	5.80	-	0.21
1984	04	GUBBIO/VALF.	DOM	70	+10	43.256	12.530	± 5	4.83	+0.6	0.45

nino umbro-marchigiano (Tab. 5).

La sintesi delle elaborazioni e riflessioni sullo stato delle conoscenze su tali terremoti e sul livello delle incertezze è espressa in tabella relativamente ai parametri intensità epicentrale (Io), localizzazione (Lat e Lon) e Magnitudo macrosismica. Nel seguito sono fornite alcune note descrittive per gli eventi che presentano problemi più rilevanti.

Area dei terremoti del 1997

30 Aprile 1279 Camerino - $\Delta L \pm 15$ km; ΔIo -10

Forse originato nella stessa area della sequenza del 1997/1998. Localizzazione e dimensione incerte per la genericità delle informazioni disponibili. Possibile sovrastima.

Alta Valnerina

1 dicembre 1328 Norcia - $\Delta L \pm 10$ km; ΔIo -15

Localizzazione e dimensione incerte per la scarsità e genericità delle informazioni disponibili. Possibile sovrastima.

Area di Norcia, Cascia e Cittareale

7 ottobre 1639 Amatrice - $\Delta L \pm 5$ km; ΔI_o -15

Evento controverso (una sola fonte, due scosse ravvicinate e dagli effetti mal distinguibili). Distribuzione di intensità e valutazione dei parametri energetici possono essere condizionate da effetti di cumulo. Possibile sovrastima.

14 gennaio 1703 Appennino reatino - $\Delta L \pm 10$ km; ΔI_o -10

2 febbraio 1703 Aquilano - $\Delta L \pm 5$ km; ΔI_o -15

La sequenza più importante per l'area. La documentazione è ricca ma il complesso andamento della sequenza (una scossa distruttiva nell'ottobre 1702; due scosse devastanti il 14 gennaio e 2 febbraio 1703; una serie di eventi minori) ostacola la ricostruzione puntuale del danneggiamento. Forti incertezze nell'assegnazione delle intensità da parte dei diversi studi (variazioni solo in parte attribuibili all'uso di fonti diverse). Possibile sovrastima.

Area di Gualdo Tadino e Fabrianese

17 aprile 1747 Fiuminata - $\Delta L \pm 10$ km; ΔI_o -05

27 luglio 1751 Gualdo Tadino - $\Delta L \pm 5$ km; ΔI_o -15

Sequenza molto complessa, con diversi punti di contatto con quella del 1997-1998. La valutazione dei parametri energetici è condizionata da effetti di cumulo (specie per l'area compresa fra Gualdo Tadino e Nocera Umbra), anche in considerazione della prossimità dell'evento del 1741. Possibile forte sovrastima dell'evento del 1751.

Un consistente numero di dati inediti raccolti in ambito GNDT è in corso di formalizzazione.

Reatino

1 dicembre 1298 Reatino - $\Delta L \pm 15$ km; $\Delta I_o \pm 05$

Documentazione coeva abbondante ma dai contenuti generici. Informazioni concentrate quasi esclusivamente su Rieti. Evento complessivamente mal vincolato.

Valle Umbra

1277 Spoleto - $\Delta L \pm 10$ km; ΔI_o -80

Probabile duplicazione del terremoto del 1279, di cui non sono attestati effetti a Spoleto.

Alta Val Tiberina

25 dicembre 1352 Monterchi - $\Delta L \pm 10$ km; ΔI_o -10

Documentazione coeva abbondante ma dai contenuti generici. Informazioni concentrate principalmente su Sansepolcro. Localizzazione insoddisfacente. Possibile sovrastima.

Cagliese

18 ottobre 1389 Bocca Serriola - $\Delta L \pm 10$ km; ΔI_o -05

Documentazione coeva abbondante ma dai contenuti generici. Informazioni sul danneggiamento massimo concentrate su alcuni villaggi appenninici. Localizzazione insoddisfacente. Possibile sovrastima.

Area di Camerino, Sarnano

28 luglio 1799 Camerino - $\Delta L \pm 10$ km; $\Delta I_o \pm 05$

Evento ben documentato, con problemi di cumulo. Localizzazione insoddisfacente (potrebbe essere un evento profondo). Possibile lieve sottostima. Un consistente numero di dati inediti raccolti in ambito GNDT è in corso di formalizzazione.

12 marzo 1873 Marche meridionali - $\Delta L \pm 15$ km; $\Delta I_o +10$

Il quadro macrosismico è molto articolato ma complessivamente poco definito. La vastità dell'area di risentimento fa pensare a un evento profondo. Possibile sottostima.

Aquilano

26 novembre 1461 Aquilano - $\Delta L \pm 10$ km; $\Delta I_o -10$

Documentazione coeva abbondante ma dai contenuti generici. Informazioni ben definite solo per L'Aquila. Date le modeste dimensioni dell'area di danneggiamento è possibile una sovrastima.

5 settembre 1950 Gran Sasso - $\Delta L \pm 15$ km; $\Delta I_o +10$

Il quadro macrosismico è molto articolato ma complessivamente poco definito. Localizzazione insoddisfacente. Possibile sottostima.

Relativamente alla definizione dell'incertezza sull'intensità epicentrale occorre precisare alcune cose. Innanzitutto sia nella determinazione dell'intensità al sito che dell'intensità epicentrale è oramai divenuto consuetudine esprimere, ove ritenuta necessaria, una forma di incertezza indicando i due valori estremi. Il valore di intensità 7/8 (75), ad es., indica una incertezza di classificazione degli effetti rispettivamente fra il grado 7 e il grado 8. Per questo la classe d'incertezza ± 5 non è che una conferma di incertezze già espresse dal valore di intensità epicentrale fornito dal catalogo (o dalla tabella delle intensità del singolo terremoto). Diverso è invece il caso della classe di incertezza -5, che tende a suggerire l'ipotesi che l'evento sia leggermente sovrastimato.

Le altre classi di incertezza espresse (-10, -15, +10) indicano invece una ipotesi più chiara di possibile sovrastima o sottostima. La classe -80, riferita all'evento 1277, indica infine una ipotesi di falsità dell'evento, che potrebbe quindi essere rimosso dal catalogo.

La definizione sull'incertezza nella localizzazione è effettuata prevalentemente sulla base del numero di osservazioni, sulla loro distribuzione e sul dettaglio delle informazioni disponibili sui punti più importanti; tale incertezza viene espressa con tre classi (± 5 , ± 10 , ± 15 km). Solo in pochi casi è possibile indicare la direzione preferenziale dello spostamento. Va sottolineato che margini d'incertezza tanto ridotti sul parametro di localizzazione sono certamente il riflesso di una situazione fortunata, probabilmente unica sul

territorio nazionale.

L'incertezza sull'intensità epicentrale viene espressa anche con una analoga codifica sul parametro Magnitudo macrosismica. E' interessante notare che solo in parte le incertezze espresse su questo parametro corrispondono con la deviazione standard calcolata sul catalogo parametrico, indice forse di una maggiore "diffidenza" di chi raccoglie ed elabora i dati, rispetto a chi si pone verso i dati come semplice utente.

6.5 Conclusioni

Come osservato nella parte introduttiva, CPTI non modifica in modo sostanziale le parametrizzazioni proposte dal catalogo NT4.1, nè in termini di localizzazione, nè in termini di parametri energetici, in quanto gli studi di riferimento utilizzati sono pressochè corrispondenti. I cambiamenti più rilevanti riguardano gli eventi principali della sequenza del 1703, per il quale il catalogo NT4.1 forniva una parametrizzazione multipla a partire da dati di intensità cumulativi dell'intera sequenza, la cui intensità epicentrale (e i relativi parametri di magnitudo) aumenta di un grado.

I margini di incertezza sui parametri sono abbastanza rilevanti e differenziati sia nel tempo che nello spazio, pur considerando un livello generale delle conoscenze piuttosto elevato rispetto alla media nazionale; i problemi più significativi e tipici dell'area sono rappresentati dalla disponibilità di informazioni di scarso dettaglio su alcuni terremoti molto forti - senza concrete prospettive di netto miglioramento - e da situazioni influenzate da effetti di cumulo relativi a diverse scosse all'interno di una sequenza, oppure da diverse sequenze ravvicinate nel tempo (in particolare le sequenze settecentesche). Per queste ragioni appaiono leggermente sovrastimati i principali eventi più antichi (XIII e XIV secolo) e alcuni eventi settecenteschi.

Il catalogo CPTI rappresenta certamente un passo avanti verso una migliore definizione delle procedure di definizione dei parametri, ma al tempo stesso non si pone come problema principale la sua funzionalità per stime di hazard.

Bibliografia

- Azzaro R. and Stucchi M. (1999): *The assessment of intensity in the case of the effects of earthquake sequences using the EM-98 intensity scale*. ESCWG "Historical Seismology" - Workshop and field-trip Macerata (Italy) - 1999, September 1-5, Abstract.
- Boschi E., Guidoboni E., Ferrari G., Valensise G. e Gasperini P. (1997): *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1990*. Istituto Nazionale di Geofisica - SGA, Roma.
- Camassi R. e Stucchi M. (1997): *NT4.1, un catalogo parametrico di terremoti di area italiana al di sopra della soglia di danno (versione NT4.1.1)*. GNDT, Milano, 66 + XXVII pp. e Internet: <http://emidius.itim.mi.cnr.it/NT/home.html>.
- (CAA96) Castelli V., Monachesi G., Moroni A. e Stucchi M. (1996): *I terremoti toscani dall'anno 1000 al 1880: schede sintetiche*. GNDT, rapporto interno, Macerata-Milano, 314 pp.
- Conversini P., Lolli O., Molin D., Paciello A. e Pagliacci S. (1990): *Ricerche sulla sismicità sto-*

- rica della provincia di Perugia. Quaderni Regione dell'Umbria, Collana Sismica, Perugia, vol. 1b, 56 pp.
- Dell'Olio A. e Molin D. (1980): *Catalogo macrosismico del Lazio dall'anno 1000 al 1975*. ENEA CRE Casaccia, Roma (inedito).
- (ENL95) ENEL (1995): *Ricerche sui terremoti dell'area di Latera (VT)*. Rapporto interno, Pisa.
- Gasparini P. e Ferrari G. (1997): Stima dei parametri sintetici: nuove elaborazioni. In: Boschi E., Guidoboni E., Ferrari G., Valensise G. e Gasparini P., (eds.), 1997. *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1990*. ING-SGA, Bologna, 56-64.
- (GDTMC) GNDT (1994a): *Studi di terremoti attraverso i repertori sismologici e le loro fonti*. UR Macerata, Archivio macrosismico del GNDT, Milano.
- (GDTRM) GNDT (1994b): *Studi di terremoti attraverso i repertori sismologici e le loro fonti*. UR Roma, Archivio macrosismico del GNDT, Milano.
- (GDTSP) GNDT (1995): *Studi preliminari di terremoti attraverso i repertori sismologici*. Archivio macrosismico del GNDT, Milano.
- Gruppo di lavoro CPTI (1999): *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani*. ING, GNDT, SGA, SSN, Bologna, 1999, 92 pp.
- Meletti C., Patacca E., Scandone P. (2000): Construction of a seismotectonic model: the case of Italy. *Pageoph*, **157**, 11-35.
- Monachesi G. (ed.) (1987): *Revisione della sismicità di riferimento per i comuni di Cerreto d'Esi (AN), Esanatoglia (MC), Serra San Quirico (AN)*. Osservatorio Geofisico Sperimentale, Macerata, rapporto interno, 240 pp.
- (MOC92) Monachesi G. e Castelli V. (1992): *Sismicità dell'area aquilano-teramana dalla "analisi attraverso i cataloghi"*. Rapporto tecnico per la Regione Abruzzo, Osservatorio Geofisico Sperimentale, Macerata, 245 pp.
- Monachesi G. e M. Stucchi (1997): *DOM4.1 Un database di osservazioni macrosismiche terremoti di area italiana al di sopra della soglia del danno*. Internet: <http://emidius.itim.mi.cnr.it/DOM/home.html>
- Rebez A. e Stucchi M. (1999): *Determinazione della magnitudo macrosismica nel catalogo "di consenso"*. Rapporto tecnico GNDT, Trieste-Milano, 4 pp.
- Scandone P. (1997): Linea di ricerca 2 "Sismotettonica". In: Corsanego A., Faccioli E., Gavarini C., Scandone P., Slejko D. e Stucchi M. (a cura di), *L'attività del GNDT nel triennio 1993 - 1995*, CNR - GNDT, Roma, 67-96.
- Stucchi M. (ed.) (1988): *Revisione della sismicità storica dell'area anconetana*. Rapporto tecnico per il Comune di Ancona, 138 pp.

7. MACROSEISMIC FIELD MODELLING USING SYNTHETIC SEISMOGRAMS

Karim Aoudia⁽¹⁾, Angela Saraò⁽²⁾

⁽¹⁾ Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics, Trieste

⁽²⁾ Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Trieste

7.1 Introduction

One of the major sources of information for the definition of seismic risk scenarios are macroseismic data, often the only available data for historical earthquakes. For instrumental earthquakes, the extent of macroseismic data and the abundance of experimental records (strong ground motion and VBB waveforms) that permit a good knowledge of the seismic source and structural parameters, allow a better understanding of the nature of the ground shaking and the resulting damage patterns.

In this report we test our macroseismic field modelling methodology for postulated sources using synthetic seismograms against the Umbria-Marche experimental ground motion data set and observed macroseismic data. The observed intensities can be converted into accelerations (Decanini et al., 1995) or into velocities and displacements (Panza et al., 1999a) using the available relations, and then compared with the synthetic data, that are dependent both on the source parameters and on the structural model used in the computations of the time series. This work builds upon the realistic modelling of strong motion for pre-disaster orientation in earthquake prone-areas (Panza et al., 1996; Panza et al., 1999b), and continues the investigations of source, path, and site effects.

The Umbria-Marche earthquake sequence started in September 26, 1997 and took place in a complex deforming zone, along a normal fault system in the central Apennines (Fig. 1). In this report we focus on the two September 26 crustal events (Mw 5.7 at 00:33 and Mw 6.0 at 09:40) that have generated extensive ground motion and caused great damage in urban areas.

We determine the regional and local structural models by analysing VBB and strong-motion registrations (Fig. 1). This will provide calibration data for constraining regional and local velocity models, for retrieving the source parameters and, ultimately, for better understanding the strong motion recordings.

Using only two three-component stations we compute the seismic moment tensor for the two September 26 crustal events. The knowledge of the physical process of the

Contributo dell'UO UNITS

International Centre for Theoretical Physics, Strada Costiera 11, 34100, Trieste

Responsabile: P. Suhadolc

Contratto n.98.03238.PF54

e-mail 1° autore: aoudia@dst.univ.trieste.it

two September events is used to model the strong ground motion by computing synthetic seismograms (up to 1 Hz) by the modal summation technique (Panza, 1985; Florsch et al., 1991). Detailed description and application of the methodology can be found in Panza et al. (1996). We generate 1Hz maps of seismic displacement and velocity fields using scaled point sources and extended sources to yield the most informed estimates of ground motion. The maps are discretized according to the regression intensity-displacement, computed for the Italian territory by Panza et al. (1999a). Since the two earthquakes were close in time and space, we compute the seismic wave-field corresponding to the maximum of both events and investigate how the related pattern compares with the cumulative damage effects as reported in the observed macroseismic data (Monachesi et al., 1997). To validate our modelling we compare synthetic seismograms with the experimental records and determine ground motion parameters that correlate best with damage.

7.2 Source Parameters

We compute the seismic moment tensor by waveform inversion for the two main events of the September sequence. We use only two three-component stations, Trieste and l'Aquila (Fig. 1). The inversions are performed considering structural models retrieved from frequency time analysis and the EurI-data set (Du et al., 1998) for Trieste-epicenter path, while the model for the l'Aquila-epicenter path is taken from literature (Costa et al., 1993).

The method we apply has been developed by Sileny and Panza (1991) and Sileny et al. (1992). The inversion does not constrain the solution with a priori assumptions and consists of two main steps. The first one is linear and inverts data using elementary seismograms, computed by modal summation (Panza, 1985; Florsch et al., 1991) for each moment tensor component, to calculate the six moment rate functions. In the second step, after the waveform inversion, the information on the focal mechanism and the duration of the energy release are extracted from the six components of the moment tensor. The moment rate functions are factored into an average moment tensor and corresponding source time function. The hypocentre is not fixed and can move inside a pre-defined volume while in this study we keep fixed the epicentre and perform several trials using all the epicentral locations available in the literature (Ekstrom et al., 1998; Amato et al., 1998; Cattaneo et al., 1999).

In all the inversion trials the focal mechanisms are quite stable while slight varia-

Tab. 1 - Source parameters.

Event Date, hour	Lat-Long (°)	Depth (km)	M0 (N·m)	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)	Half Duration(s)
26.09.97; 00:33	43.02 - 12.89	5	$5.3 \cdot 10^{17}$	156	38	289	2.0
26.09.97; 09:40	43.02 - 12.85	7	$9.5 \cdot 10^{17}$	142	39	273	3.2

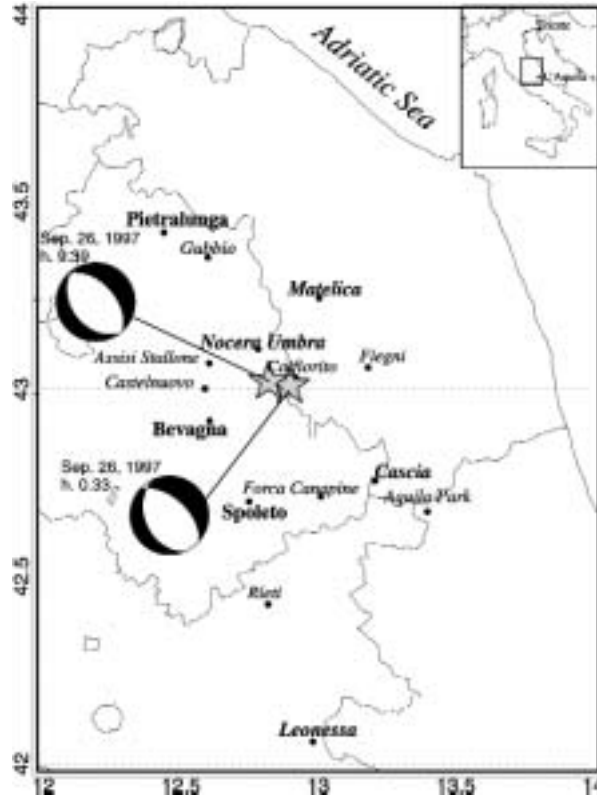


Fig. 1 - Epicentral map of the the studied main events and stations used in our study: the stations in bold are used for the S-wave velocity inversion, the stations in italic for the strong motion modelling. In the inset the frame indicates the location of the region under study. The stations of l'Aquila and Trieste are used in the inversion of the moment tensor.

tions in the data correlation and in the hypocentral location are observed. The solutions we show (Fig. 1) are obtained using the epicentral coordinates of Cattaneo et al. (1999). The computed source parameters are reported in Tab. 1.

7.3 Scaled-source Modelling

The double-couple point-source is defined by the focal depth and by the three parameters that specify the fault plane solution: strike, dip and rake. We compute complete synthetic seismograms, up to 1 Hz, on a receiver grid for a scaled source according to the spectral scaling law proposed by Gusev (1983) as reported in Aki (1989). The structural models used for the calculation of the synthetic seismograms are the regional ones valid for central Italy (Costa et al., 1993) where the uppermost velocities (2 km) are in good agreement with the inverted group-velocity dispersion curves. The radial and the transverse components of motion, calculated at the various sites of interest, i.e. the sites where macroseismic observations are available, are vectorially summed and the maximum

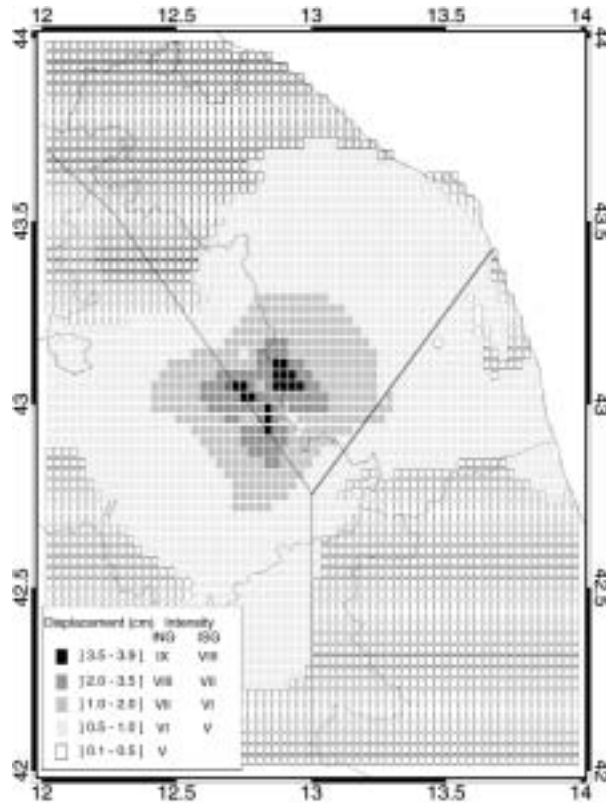


Fig. 2 - Displacement wave-field computed for the Umbria-Marche September main shock. The area is subdivided into three average velocity models (Costa et al., 1993). The intensity estimates are obtained using the relations by Panza et al. (1999a) for ING (Boschi et al., 1995) and ISG (Molin et al., 1996) data.

amplitudes of such quantities are used to represent the spatial distribution of the ground shaking.

Using the source parameters reported in Tab. 1 we generate maps of seismic displacement and velocity fields for the two first events of September 26, 1997. The seismic field is discretized according to the regression intensity-displacement and intensity-velocity, computed for the Italian territory by Panza et al. (1999a).

Fig. 2 shows the case where an excellent agreement between theoretical and observed data is achieved. In our trials we test different epicentral locations and vary the focal depth from 5 to 10 km by 1 km increment. We also consider the maximum wave-field resulting from both earthquakes, since they were close in time and space. Our results show that the source depth has a strong influence on the pattern of the computed seismic wave-field. The seismic field of the largest event of 9:40 ($M_p = 6.1$, NEIC), dominates over the one of the 00:33 event ($M_p = 5.7$, NEIC). The computed values of displacement and velocity mimic reasonably well the observed intensity data points (Tab. 2) when using the epicentral locations of Cattaneo et al. (1999) with a depth of 7 km. The agreement between the pattern and shape of the theoretical field with the observed macroseismic data is achieved better when considering displacement rather than velocity, sugge-

Tab. 2 - Observed intensity at different strong motion recording stations vs synthetic ground motion (displacement and velocity). Theoretical intensity is obtained from point-source displacement or velocity using the relations by Panza et al. (1999a) on the maximum observed intensity given by Boschi et al., 1995 (ING), and Molin et al., 1996 (ISG). Note the good agreement between point source and extended source strong motion parameters. The agreement between the pattern and shape of the theoretical wave-field (see Fig. 2) with the observed macroseismic data is achieved better when considering displacement (shaded column) rather than velocity.

Recording stations	Obs. Int.	Displacement (cm)		Velocity (cm/s)		Theoretical Intensity			
		Point source	Extended source	Point source	Extended source	ING	ISG	ING	ISG
Colfiorito	IX	3.83	3.67	9.35	11.3	IX	VIII	IX	VIII
Nocera Umbra	VIII	1.73	1.86	5.79	4.00	VII	VII	VIII	VIII
Gubbio	VI	1.55	0.92	3.02	3.30	VII	VII	VII	VII
Matelica	VII	1.24	1.14	1.90	2.70	VII	VI	VI	VI
Fiegni	VIII	1.28	1.39	1.74	2.5	VII	VI	VI	VI
Forca Canapine	VI	0.50	0.20	0.74	0.9	VI	-	V	-
Cascia	VI	0.69	0.19	1.09	0.90	VI	-	VI	VI
Leonessa	VI	0.53	0.15	0.68	0.53	VI	-	V	-
Castelnuovo	VIII	1.77	1.60	3.27	2.89	VII	VII	VII	VII
Assisi Stallone	VII	1.80	1.33	3.34	3.19	VII	VII	VII	VII
Rieti	V	0.58	0.15	0.64	0.35	VI	-	V	-
Aquila Park	V	0.33	0.14	0.65	0.38	V	-	V	-

sting that, in this case, relatively long periods effects correlate better with the damage distribution.

7.4 Extended source modelling

Synthetic three-component accelerograms are computed for an extended source using the method of multimodal summation (Panza, 1985; Panza and Suhadolc, 1987). The source mechanisms are reported in Tab. 1, and the fault is assumed as rectangular (10/9 km) discretized into square cells. The rupture model is a discrete analog of a Haskell-type model, with rupture propagating at a speed of 70% of the shear wave velocity of the medium (Saraò et al., 1998). At each cell of the grid we assume a point source which generates a seismogram. The point-source seismograms are then delayed according to the rupture propagation times and properly scaled to take into account the local complexities of the energy release. Finally, at each recording station, the point-source contribution is added to construct the complete synthetic seismogram. In our simulation we assume constant slip on the fault and to avoid sharp slip discontinuities, the slip distribution is tapered by a 2-D cosine function at the edges of the fault.

We compute velocities and displacements up to 1 Hz for some of the stations plotted in Fig. 1. For each station the maximum velocity and displacement value is reported in Tab. 2. These values agree reasonably well with the scaled point-source estimates in

the interval of intensity ranges defined by Panza et al. (1999a).

7.5 Conclusions

Theoretical intensity values obtained from scaled source displacement or velocity strong motion using the relations by Panza et al. (1999a) compare very well with the observed macroseismic data points.

The agreement between the pattern and shape of the theoretical wave-field with the observed macroseismic data is achieved better when considering displacement rather than velocity, suggesting that, in this case, relatively long periods effects correlate better with the damage distribution.

The scaled source and extended source simulations (up to 1 Hz) predict comparable values of strong motion within the interval of intensity ranges defined by Panza et al. (1999a). Scaled source modelling is sufficient to make a realistic prediction of the ground motion. Such methodology may find a good application in understanding source processes of historical earthquakes either by using a scaled-point source when no data is available on the finiteness and complexity of the causative fault or by using the extended source in case where geology provides enough data to constrain a reasonable fault model.

The maps of seismic wave-field can be generated and posted in minutes after moderate and large events occur. These maps are designed to be useful for Emergency Service Workers, indicating areas likely to have suffered extensive shaking damage.

Acknowledgements. This research has been made possible mainly by CNR 97.00540.PF54 and CNR 98.03238.PF54 funds (Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti). It is a contribution to the UNESCO IGCP 414 Project “Realistic Modelling of Seismic Input for Megacities and Large Urban Areas”. We acknowledge support by UNESCO-UVO-ROSTE 875.669.9.

References

- Aki, K. (1989): Strong motion seismology. In: M.Ö. Erdik and M.N. Toksöz (eds.), *Strong Ground Motion Seismology*, NATO ASI Series, Series C: Mathematical and Physical Sciences, D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, vol. 204, 3-39.
- Amato A., Azzara R., Chiarabba C., Cimini G. B., Cocco M., Di Bona M., Margheriti L., Mazza S., Mele F., Selvaggi G., Basili A., Boschi E., Corboux F., Deschamps A., Gaffet S., Bittarelli G., Chiaraluce L., Piccinini D. and Ripepe M. (1998): The 1997 Umbria-Marche, Italy, earthquake sequence: a first look at main shocks and aftershocks. *Geophys. Res. Lett.*, **25(15)**, 2861-2864.
- Boschi, E., Favali, P., Frugoni, F., Scalera, G. and Smriglio, G. (1995): Mappa della massima intensità macrosismica risentita in Italia. Istituto Nazionale di Geofisica, Roma.
- Cattaneo, M., Augliera, P., De Luca, G., Gorini, A., Govoni, A., Marcucci, S., Michelini, A., Monachesi, G., Spallarossa, D., Trojani, L. and XGMUS (1999): The 1997 Umbria-Marche

- (Italy) earthquake sequence: analysis of the data recorded by the local and temporary networks. *J. Seism.*, submitted.
- Costa, G., Panza, G.F., Suhadolc, P. and Vaccari, F. (1993): Zoning of the Italian territory in terms of expected peak ground acceleration derived from complete synthetic seismograms. *J. Appl. Geophys.*, **30**, 149-160.
- Decanini, L., Gavarini, C. and Mollaioli, F. (1995): Proposta di definizione delle relazioni tra intensità macrosismica e parametri del moto del suolo. Atti del 7° Convegno L'ingegneria sismica in Italia, 1, 63-72.
- Du, Z. J., Michelini, A. and Panza, G. F. (1998): EurID: a regionalised 3-D seismological model of Europe". *Phys. Earth Planet. Int.*, **105**, 31-62.
- Ekström, G., Morelli, A., Boschi, E. and Dziewonski, A. (1998): Moment Tensor Analysis of the Central Italy Sequence of September-October 1997. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1971-1974.
- Florsch, N., Fäh, D., Suhadolc, P., and Panza, G.F. (1991): Complete Synthetic Seismograms for High-Frequency Multimode SH-waves. *Pure and Appl. Geophys.*, **136**, 529-560.
- Gusev, A.A. (1983): Descriptive statistical model of earthquake source radiation and its application to an estimation of short period strong motion. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, **74**, 787-800.
- Molin, D., Stucchi, M. and Valensise, G. (1996): Massime intensità macrosismiche osservate nei comuni italiani. GNDT - ING - SSN, Roma.
- Monachesi G., Camassi R., e Molin D. (1997): Rilievo macrosismico degli effetti dei terremoti del 26 settembre 1997 e seguenti (aggiornato al 20/10/1997). Internet: <http://emidius.itim.mi.cnr.it/GNDT/T19970926/rilievo1020.html>
- Panza, G.F. (1985): Synthetic seismograms: the Rayleigh waves modal summation. *J. Geophys.*, **58**, 125-145.
- Panza, G.F. and P., Suhadolc (1987): Complete strong motion synthetics. In: B. A. Bolt (ed.) *Seismic Strong Motion Synthetics*. Computational Techniques, 4, Academic Press, Orlando, 153-204.
- Panza, G.F., Vaccari, F., Costa, G., Suhadolc, P. and Fäh, D. (1996): Seismic input modelling for zoning and microzoning. *Earthquake Spectra*, **12**, 529-566.
- Panza, G.F., Vaccari, F. and Cazzaro, R. (1999a): Deterministic seismic hazard assessment. In: F. Wenzel et al. (Eds), *Vrancea Earthquakes: Tectonics, Hazard and Risk Mitigation*. Kluwer Academic Publishers, The Netherlands, 269-286.
- Panza, G.F., Vaccari, F. and Romanelli, F. (1999b): The IUGS-UNESCO IGCP Project 414 : Realistic modeling of Seismic Input for Megacities and Large Urban Areas. *Episodes*, **22**, 26-32.
- Saraò, A., Das, S. and Suhadolc, P. (1998): Effect of non-uniform station coverage on the inversion for earthquake rupture history for a Haskell-type source model. *J. Seism.*, **2**, 1-25.
- Sileny, J. and Panza, G.F. (1991): Inversion of seismograms to determine simultaneously the moment tensor components and source time function for a point source buried in a horizontally layered medium. *Studia Geoph. Geod.*, **35**, 166-183.
- Sileny, J., Panza, G.F. and Campus, P. (1992): Waveform inversion for point source moment tensor retrieval with optimization of hypocentral depth and structural model. *Geophys. J. Int.*, **108**, 259-274.

8. INVERSIONE PER LA SORGENTE DA DATI MACROSISMICI

Livio Sirovich⁽¹⁾, Franco Pettenati⁽²⁾, Muzio Bobbio⁽¹⁾

⁽¹⁾ OGS, Trieste

⁽²⁾ GNDT c/o OGS, Trieste

8.1 Introduzione

Quale contributo al Progetto esponiamo l'inversione dei dati macrosismici degli eventi di Fabriano del 24.04.1741 e Camerino del 28.07.1799, appartenenti rispettivamente alle zone sismogenetiche n. 46 e n. 47 del modello ZS4, proposto da Scandone (1997) e commentato in Scandone e Stucchi (1999). L'UO OGS-TS2 (Sirovich resp.) ha invertito le intensità macrosismiche osservate per dedurne ipotesi quantitative e riproducibili sulla geometria e sulla cinematica della sorgente. Trattandosi di terremoti storici, il risultato di tali inversioni può essere paragonato solo con informazioni neotettoniche e sismotettoniche. È stato effettuato un confronto quantitativo con le leggi di attenuazione disponibili, per la verifica del metodo come alternativa a tali correlazioni empiriche.

8.2 Metodo di inversione

Il metodo si basa sulla funzione cinematica KF (Sirovich, 1996) e sulla sua inversione automatica trial-and-error realizzata da Pettenati et al. (1999), attraverso la minimizzazione della somma dei quadrati dei residui nei punti di osservazione. I residui sono dati dalla differenza tra intensità di sintesi e quelle osservate nei siti. La tecnica ha migliori possibilità di successo se applicata a un piano quotato generato da una scossa singola. Inoltre, l'approccio asintotico, che sta alla base della KF, richiede che i siti siano compresi entro distanze $3-10 < R < 80-100$ km dalla proiezione in superficie della faglia.

Per l'inversione descritta viene dato il range dei parametri (valore iniziale, valore finale, step). L'angolo di strike va da 0° a 360° , con il dip a destra. Per l'angolo di rake è adottata la convenzione descritta in Sirovich (1997): esso viene misurato sul piano di faglia, visto dal tetto, in senso antiorario rispetto al vettore di slip, da 0° a 360° (da 1° a 179° : componente inversa). La lunghezza della faglia, a partire dal punto di nucleazione, è

Contributo dell'UO OGS-TS2

Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale, Borgo Grotta Gigante 42/c, 34010, Sgonico, Trieste

Responsabile: L. Sirovich

Contratto n. 98.03227.PF54 (Michellini resp.)

e-mail 1° autore: lsirovich@ogs.trieste.it

positiva (L+) nel verso dello strike e negativa nel verso antistrike. Il numero di mach - rapporto fra la velocità di rottura del fronte di faglia e la velocità delle onde S (V_s) - è positivo (mach+) nel verso dello strike, è negativo (mach-) nel verso antistrike. L'algoritmo di inversione prevede l'uso combinato di un massimo di 5 parametri. Nell'eseguirlo, in un primo momento esploriamo il range dei parametri con step non troppo piccoli; successivamente, infittiamo le sintesi automatiche trial-and-error adottando step anche molto piccoli (che richiedono tempi di calcolo considerevoli). Quando disponibili, vincoliamo le inversioni ad ampi range di valori comprendenti quelli previsti da stime quantitative di origine strumentale (o derivati semi-quantitativamente da considerazioni neotettoniche).

Allo scopo di fornire immagini più leggibili, i piani quotati vengono rappresentati mediante tassellazione (Pettenati et al., 1999). Il nostro gruppo di ricerca ritiene che la tassellazione possa venire utilmente impiegata anche per la pesatura dei residui e per altre applicazioni legate alle inversioni (in particolare, per osservare effetti spuri derivanti dall'inosservanza del principio di Nyquist nel piano). Usando la tassellazione abbiamo per esempio invertito i dati macrosismici del terremoto di Northridge del 1994 (Pettenati et al., 1999). In questa sede tuttavia le inversioni sono state condotte solo sui valori di intensità direttamente osservati nei siti.

È necessario infine precisare che, date le tecniche adottate, le nostre soluzioni presentano sempre un'ambiguità di 180° nell'angolo di rake: è pertanto impossibile riconoscere la soluzione di faglia diretta, da quella inversa, ed il senso in una trascorrente.

Nel seguito usiamo i termini "tassello" e "poligono di Voronoi" come sinonimi.

Ai fini della inversione dei dati macrosismici mediante la KF, abbiamo scelto di non usare gradi intermedi, che vengono arrotondati al grado superiore. Nei casi finora trattati, questa scelta non ha influito in misura determinante sui risultati; tuttavia, le sue conseguenze nelle presenti inversioni vanno ancora determinate.

8.2.1 Analisi statistica

Prima di effettuare le inversioni, vengono effettuate analisi statistiche con il metodo di Chauvenet (Barnett and Lewis, 1978) per l'individuazione di eventuali outliers, che vengono esclusi dal data set. Se esistono informazioni sulla geologia e morfologia dei siti, vengono anche tolti i siti che presentano risposte locali significativamente anomale dal punto di vista statistico.

Per ragioni spiegate altrove e, in particolare, per tradurre i valori adimensionali della funzione KF in intensità (Pettenati et al., 1999), la messa a punto di questa tecnica ha richiesto la trattazione preliminare di una serie di terremoti che dovevano rispondere ad alcuni requisiti:

- 1) essere sufficientemente forti;
- 2) avere buoni dati macrosismici;
- 3) avere buone registrazioni sismografiche;
- 4) essersi verificati nella stessa regione (la zona prescelta è stata la greater Los Angeles region).

8.2.2 Calcolo delle incertezze

Il calcolo degli errori nei parametri determinati ha seguito la metodologia esposta in Sirovich and Pettenati (1999): l'assunto è che l'incertezza massima delle osservazioni macrosismiche sia di 2 gradi; si fa quindi variare un parametro, partendo dal corrispondente valore della sintesi ottimale, e si confronta il risultato con i dati della sintesi migliore; quando in uno dei siti si ottiene una differenza di 2 gradi di intensità, si ottiene il valore di sensibilità del modello su quel parametro (il simbolo // riportato fra gli errori in Tab. 5 indica scarsa sensibilità del modello al parametro considerato)

Per confronto, vengono riportati gli errori ricavati da una nuova applicazione delle simulazioni tipo bootstrap (metodo MonteCarlo, vedi Press et al., 1992). In tale applicazione, vengono creati N insiemi di dati, perturbando le intensità del piano quotato, e su ogni nuovo insieme di dati viene eseguita una inversione con range di parametri che devono rispettare le seguenti caratteristiche:

- 1) essere uguali per ogni insieme di dati;
- 2) essere centrati sui parametri ottimali.

Includendo nelle inversioni anche i dati osservati originali, si ottengono N+1 sintesi con parametri che si distribuiscono attorno ai valori della sintesi migliore. Si procede infine ad una statistica, onde calcolare la deviazione standard di ogni parametro. Gli insiemi di dati vengono creati soddisfacendo le seguenti condizioni:

- 1) del data set osservato viene lasciato invariato almeno il 37% dei dati originali;
- 2) gli scostamenti avvengono seguendo una distribuzione normale (teoria degli errori), salvo che per i gradi estremi (che non devono superare i limiti di I e XI rispettivamente);
- 3) abbiamo inoltre scelto di attribuire particolare importanza al limite danno/non danno (V-VI): di conseguenza, i gradi osservati $\leq V$ non possono superare il VI e quelli $\geq VI$ non possono diventare inferiori al V; ad esempio, se la distribuzione lo richiede, un VI osservato può variare in più anche di tre gradi (caso molto raro), ma la sua variazione in meno viene limitata ad un solo grado.

8.2.3 Confronto con le leggi di attenuazione

Si sono confrontate le sintesi KF con quelle ottenibili con una delle migliori leggi di attenuazione disponibile (Peruzza, 1996), basata sul DOM4.1 (Monachesi e Stucchi, 1997).

Il confronto è stato fatto nel modo classico, direttamente sulle intensità osservate nei siti, calcolando la somma del quadrato dei residui ($I_{calc} - I_{oss}$), oppure con due test, concepiti in modo da sfruttare la tassellazione. Il primo, detto V-V, confronta i suddetti residui quadratici, pesati con l'inverso dell'area di ogni poligono di Voronoi generato da ogni dato osservato (per comodità si rappresentano i residui di questo test, moltiplicati per 1000). Questo metodo garantisce maggior peso alle intensità epicentrali, in genere fittamente campionate, e riduce l'influenza di zone a bassa densità di

siti. Al test V-V sono associati due indicatori che analizzano i residui divisi per classi di intensità: Acf che calcola la percentuale di area tassellata dei dati osservati correttamente predetta dalla sintesi; Anm che esprime la percentuale di area di una intensità calcolata che non copre il piano quotato tassellato della corrispondente intensità osservata. La sintesi ottimale deve totalizzare $Acf=100\%$, $Anm=0\%$. Il secondo test sui residui, detto C-V, calcola la somma dei quadrati dei residui delle intensità in elementi infinitesimi (celle). In ogni cella si calcola il quadrato del residuo fra il valore calcolato via contour della sintesi migliore (generata su una fitta griglia regolare) e il valore risultante dal piano quotato tassellato. In questo caso, abbiamo messo a punto una tecnica di pesatura che tiene conto del crescere dell'incertezza del valore di intensità osservato per ogni tassello al crescere della distanza fra sito generatore del poligono e singola cella. Il peso è dato dalla formula $w = 2^{-(pd/md)}$ in cui pd è la distanza cella-sito e md è la media delle distanze fra tutti i siti. Al bordo del poligono di area media, il peso w vale 0.5. Per maggiori dettagli si rimanda a Pettenati et al. (1999), e Sirovich and Pettenati (1999).

8.3 Fabriano 1741

L'epicentro di questo terremoto si trova nella zona sismogenetica n. 46, secondo il modello ZS4, proposto da Scandone e Stucchi (1999).

Il piano quotato usato in questa inversione proviene dal DOM4.1 (Monachesi e Stucchi, 1997) e i relativi parametri sono ricavati dal catalogo NT4.1.1 (Camassi e Stucchi, 1997): $M_s=6.2$, equivalente a $M_0=2.2 \cdot 10^{25}$ dyne-cm secondo la relazione di Stover and Coffman (1993). Non abbiamo invertito i dati del catalogo CFTI perché sono in numero inferiore a 30.

Alla luce dei suaccennati limiti nell'applicabilità dell'approccio asintotico, dalla matrice dei siti disponibili per questo terremoto sono stati tolti 4 dati in zona mesosismica: Sasso (IX), Maiolati (VIII), Cupramonta (VIII) e Scisciano (VII). Cupramonta è poi risultato essere anche un outlier statistico. L'indagine è stata quindi eseguita su 116 dati (vedi il piano quotato osservato, tassellato, in Fig. 1).

Per alcuni parametri, le inversioni sono state vincolate ad (ampi) range nell'intorno dei valori suggeriti da osservazioni geologiche-neotettoniche regionali tratte da letteratura. In particolare, sono state tenute in conto due possibili famiglie di strutture: ipotesi a) faglie di tipo appenninico con direzioni NW-SE e meccanismi prevalentemente diretti, immergenti verso SW; ipotesi b) faglie con meccanismi prevalentemente trascorrenti con direzioni NNE-SSW.

In base a queste ipotesi, le inversioni automatiche sono partite dalle tre serie di range per i parametri da determinare riportate in Tab. 1; le coordinate epicentrali iniziali: lat. = 43.383° , lon. = 12.983° , e la magnitudo $M_s=6.2$ sono tratte da NT4.1.1. Va preliminarmente osservata la complessità del piano quotato (gradi VI-IX a pelle di leopardo in zona mesosismica) e l'anomalo salto dal VII al V ai bordi dell'area danneggiata.



Fig. 1 - Piano quotato tassellato del terremoto di Fabriano 24.04.1741 relativo al Database DOM4.1. La linea grossa delimita il limite danno/non danno.

Il risultato relativamente migliore è stato ottenuto nella prova 3) con somma dei residui quadrati $\Sigma r^2=200$, strike= 220° , rake= 180° (strike-slip), dip= 85° . A questo punto, visto che il minimo era stato raggiunto per un valore estremo, l'ipotesi b) è stata esplorata ulteriormente estendendo i valori di strike di 20° rispetto a quelli usati nelle prove 2) e 3), e facendo variare anche la profondità. È stato ottenuto il risultato: strike= 238° , rake= 186° , dip= 87° , h=8 km (con $\Sigma r^2=175$). Sono state altresì condotte ulteriori prove di inversione anche sull'ipotesi a), senza per altro avvicinarsi ai risultati dell'altra ipotesi (minimo ottenuto: $\Sigma r^2=245$). Quale ulteriore verifica, è stata effettuata un'inversione a

Tab. 1 - Evento di Fabriano, 1741, parametri e loro intervalli inizialmente esplorati via inversione (step = variazione imposta al parametro). Tre famiglie di sorgenti ipotizzate in base a informazioni geologiche.

	1) ipotesi a)	2) ipotesi b)	3) ipotesi b)
strike [°]	da 100 a 160 (step=2)	da 0 a 40 (step=2)	da 180 a 220 (step=2)
rake [°]	da 60 a 120 (step=2)	da 150 a 210 (step=2)	da 150 a 210 (step=2)
dip [°]	da 30 a 60 (step=3)	da 70 a 90 (step=3)	da 70 a 90 (step=3)
prof. [km]	10	10	10
lung. [km]	± 10 (tot.=20)	± 10 (tot.=20)	± 10 (tot.=20)
mach N.	0.7	0.7	0.7
Vs [km/s]	3.5	3.5	3.5

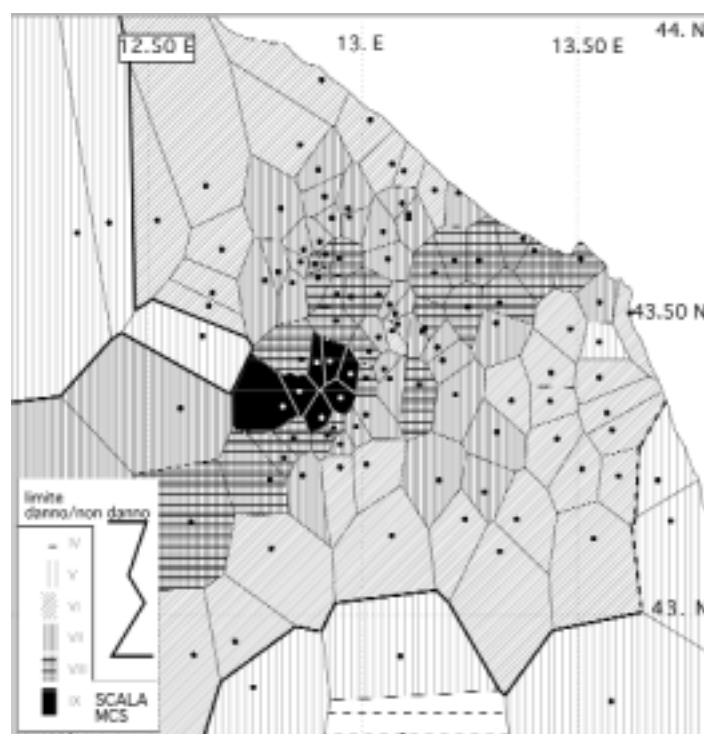


Fig. 2 - Piano tassellato della sintesi migliore KF (Tab. 2), relativa al terremoto di Fabriano 24.04.1741 - Database DOM4.1.

medio step di campionamento parametrico, su tutto l'orizzonte dello strike (da 0° a 355° , step= 5°), del rake (da 0° a 175° , step= 5°), e del dip (da 30° a 90° , step= 5°). Tale verifica ha prodotto di nuovo una convergenza verso l'ipotesi b).

Quindi, sono stati esplorati anche gli altri parametri: lunghezze e numero di mach in entrambi i versi; profondità (con range da 8 a 24 km); momento sismico. Il risultato relativamente migliore, con $\Sigma r^2=130$, ha portato ad uno strike= 241° , rake= 190° , dip= 76° , h=11 km, mach+=0.7, mach-=0.8, $M_0=3.0 \cdot 10^{25}$ dyne-cm.

Le prove di inversione con priorità sulle coordinate epicentrali, e ulteriori verifiche mediante inversioni trial-and-error anche sugli altri parametri, hanno dapprima indicato l'opportunità di spostare l'epicentro verso NNE e poi portato a esplorare con maggior dettaglio i ranges da 43.43N a 43.49N, e da 13.01E a 13.10E.

Le inversioni dell'epicentro assieme agli altri parametri via via scelti, hanno portato infine i risultati a convergere su una soluzione - quella definitiva - che totalizza $\Sigma r^2=92$. I parametri dedotti per l'evento sono riportati in Tab. 2.

Durante il workshop di Roma del 30-31 marzo 1999, dopo la nostra esposizione sulla sintesi preliminare, ci era stato suggerito di provare a spostare l'ipocentro in profondità. Prove successive hanno confermato viceversa la profondità di 10 km come quella ottimale.

La Fig. 2 rappresenta il risultato finale. Si noti la quasi perfetta coincidenza tra il limite danno/non-danno della sintesi rispetto ai dati osservati (bordi ingrossati dei tassel-

Tab. 2 - Parametri sismologici dell'evento di Fabriano, 1741, dedotti via inversione del piano quotato macrosismico, corrispondenti a Σr^2 minimo (=92). I valori con \pm sono gli errori ricavati dal bootstrap; i valori tra parentesi, talora asimmetrici, sono i valori di sensibilità secondo Sirovich and Pettenati (1999).

Coordinate e momento sismico:	parametri geometrici:	parametri cinematici:
lat. epic.= $43^\circ.46N \pm 0^\circ.02$ (+0.03,-0.01)	strike= $236^\circ \pm 4^\circ$ (+7°,-8°)	mach N+= 0.75 ± 0.03 (+0.10,-0.05)
lon. epic.= $13^\circ.03E \pm 0^\circ.03$ (+0.02,-0.03)	rake= $198^\circ \pm 7^\circ$ (+11°,-17°)	mach N- = 0.80 ± 0.04 (+0.08,-0.04)
$M_0 = 2.9 \cdot 10^{25} \pm 0.3 \cdot 10^{25}$ dyne-cm (+4.1·10 ²⁵ ,-2.1·10 ²⁵)	dip= $79^\circ \pm 6^\circ$ (+27°,-13°)	Vs = 3.55 ± 0.04 km/s (+0.20,-0.20)
	prof= 10 ± 1.25 km (+2,-3)	
	L+= 10 ± 4 km (+7,-7)	
	L- = 17 ± 3 km (+12,-12)	

li delle Figg. 1 e 2). Abbiamo evidenziato tale limite perché appare ragionevole ritenere che il limite danno/non-danno sia più attendibile per esempio del limite IV/V grado, o VI/VII grado. Ripetiamo comunque che nella Fig. 2 i poligoni di Voronoi sono utilizzati solo a scopi grafici. L'inversione è stata eseguita sui puri valori osservati nei siti. Ne consegue che il risultato della Fig. 2 è stato pilotato nella stessa misura da tutti i punti del piano quotato (anche da quelli della zona delle massime intensità, che nella Fig. 1 appaiono distribuite a pelle di leopardo). Detto solo per inciso, in questo caso l'inversione sui poligoni di Voronoi pesati conduce a una soluzione quasi coincidente con quella di Tab. 2 e Fig. 2.

- Vi sarebbero molti altri commenti da fare. In questo rapporto sintetico citiamo solo:
- 1) il piano quotato molto complesso, forse risulta affetto da amplificazioni di sito (e/o da errori);
 - 2) il risultato della nostra sintesi (cui contribuisce una taratura californiana) “parte bene”

Tab. 3 - Test statistici di confronto fra sintesi KF del terremoto Fabriano, 1741, e legge di attenuazione di Grandori et al. (1987) per ZS n. 46 (Peruzza, 1996).

Stimatore	Σr^2 Puntuali: totali V VI VII VIII IX						Σr^2 Test C-V	Σr^2 Test V-V(-1000)			
Sintesi K	92	0	13	39	31	9	206.443	73.29			
Legge Isotropa	362	5	26	200	113	18	739.240	255.52			
Stimatore	Acf %: V VI VII VIII XI						Anm %: V VI VII VIII XI				
Sintesi KF	100	49	40	25	65		13	85	20	58	52
Legge Isotropa	8	9	6	2	10		95	91	49	80	84

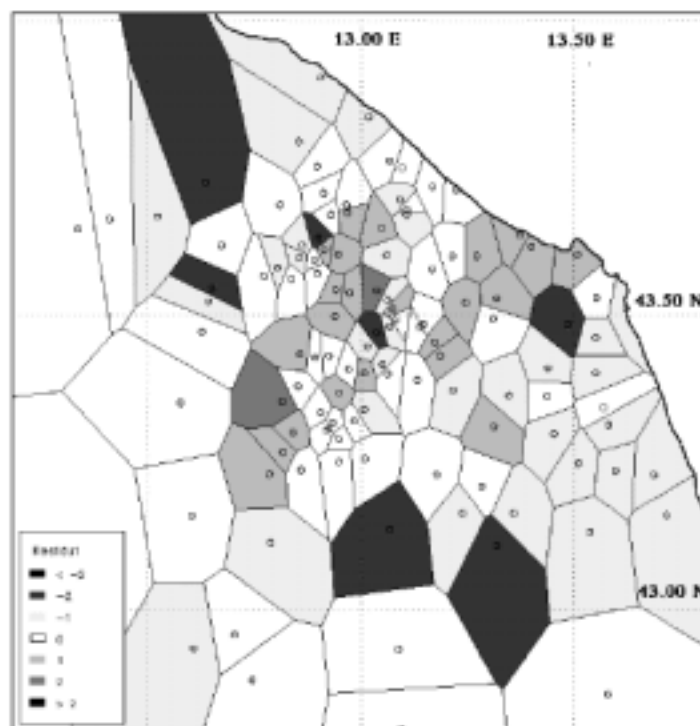


Fig. 3 - Mappa dei residui test V-V tra sintesi migliore KF e dati osservati, relativa al terremoto di Fabriano 24.04.1741 - Database DOM4.1.

dalla zona epicentrale (grado 9) e “arriva bene” ai bordi (grado 5-4), ma con un andamento che non rispecchia quello sperimentale (che collassa dal VII al V): ciò nonostante il limite danno/non-danno è riprodotto straordinariamente bene (un fatto simile ci è capitato per il terremoto di San Francisco del 1906).

La Tab. 3 riporta i dati del confronto tra la sintesi migliore e la legge di attenuazione data da Grandori et al. (1987), con i parametri riportati in Peruzza (1996), per la ZS 46. Vengono riportate le somme quadratiche dei residui nei siti (Σr^2 Puntuali); le sommatorie pesate nel test V-V e nel C-V, i test Acf e Anm . Si noti il netto successo della sintesi ottenuta mediante la KF, rispetto ai valori previsti dalla legge isotropa, sia nel test V-V, che nel test C-V. Gli indicatori Acf e Anm confermano i commenti fatti sopra. Si veda anche la distribuzione spaziale dei residui calcolato-meno-osservato nel test V-V (i residui, ≤ 2 , sono distribuiti in modo abbastanza casuale, vedi Fig. 3). La sintesi KF si adatta abbastanza bene sui siti di massima intensità (IX) anche se, naturalmente, non può simulare tutta la distribuzione a pelle di leopardo dei gradi VII-VIII, né il salto VII-V ai bordi. La legge isotropa (Fig. 4) mostra un’attenuazione troppo rapida, totalizzando valori di Acf tutti molto bassi, e di Anm molto alti, ad eccezione del grado 7 che ha $Anm=0.49$. Ciò si verifica perché il VII grado abbonda in tutto il piano quotato e quindi la legge isotropa ha una certa probabilità di stimare correttamente alcuni dei siti di tale grado.

Le figure 5 e 6 mettono a confronto i residui dei test C-V.

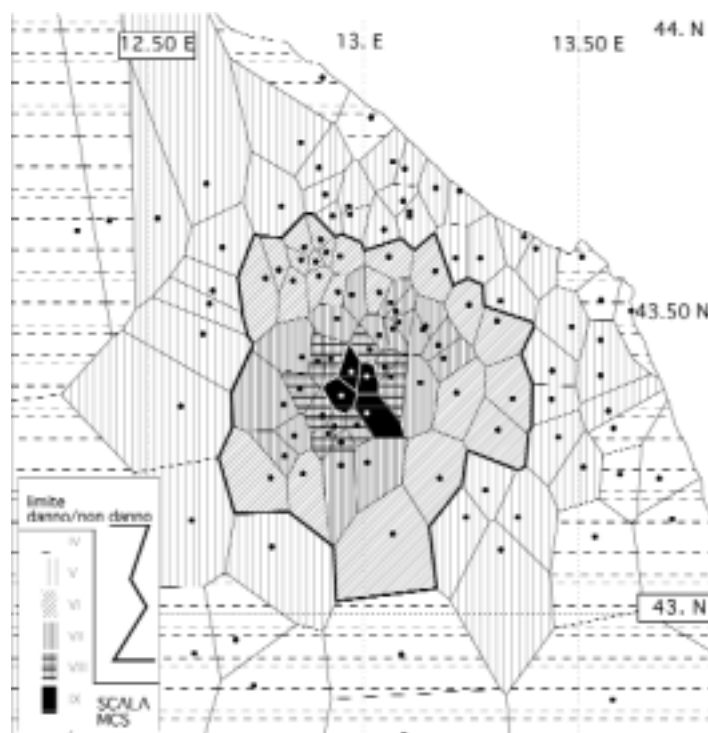


Fig. 4 - Piano tassellato relativo alla legge di attenuazione isotropa (Peruzza, 1996), per il terremoto di Fabriano 24.04.1741 - Database DOM4.1.

8.4 Camerino 1799

Questo terremoto ricade nella zona sismogenetica n. 47, del modello ZS4 (Scandone, 1997).

Per la inversione sono stati usati i dati di tutti e due gli studi disponibili, rispettivamente tratti da DOM4.1 (Monachesi e Stucchi, 1997) e CFTI (Boschi et al., 1995); entro l'area di applicabilità dell'algoritmo KF, si hanno: 40 siti per il DOM4.1, 35 per il CFTI. La scelta di questo evento è stata dettata dalla vicinanza alla zona epicentrale della sequenza del 1997-1998 e per il fatto che è stato indicato come un evento probabilmente generato da una scossa singola (Stucchi, comunicazione scritta, 1998). Si ricorda a tal proposito che le zone sismogenetiche 46 e 47, tra il 1727 e il 1815 sono state interessate da una decina di terremoti di $M_s \geq 5$ (alcuni a distanza di tempo molto breve).

I piani quotati, nonostante il basso numero di siti, si presentano ben distribuiti in una struttura spaziale abbastanza omogenea. Nei dati da catalogo DOM4.1 (Fig. 7), salti di 2 o più gradi (tra tasselli a contatto) si notano solo nelle zone poco campionate. A nord dell'epicentro, si verifica un passaggio diretto da VIII a VI a distanza ravvicinata. Nei dati del catalogo CFTI (non raffigurato) invece l'unica anomalia sono due siti epicentrali (Leteggiele e Caldarola) di grado VII, che si ubicano in mezzo a

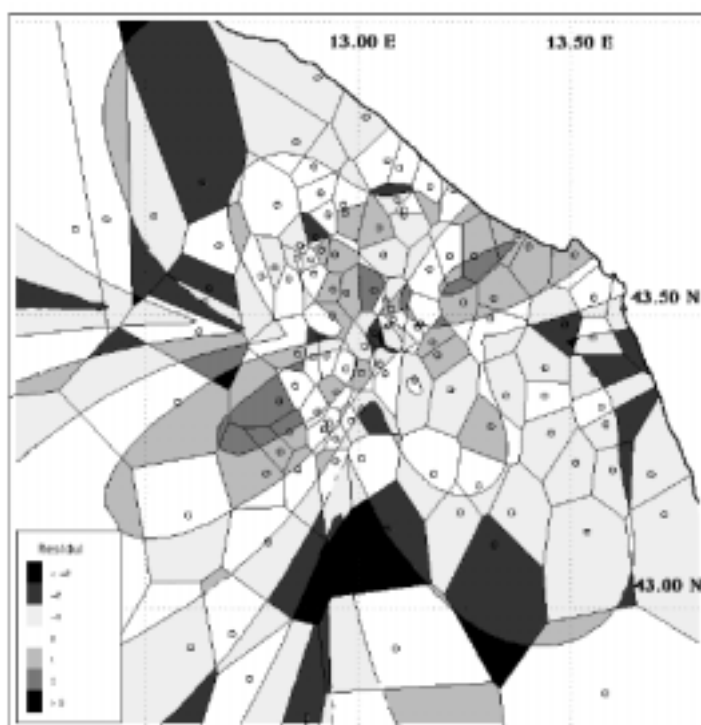


Fig. 5 - Mappa dei residui test C-V tra sintesi migliore KF e dati osservati, relativa al terremoto di Fabriano 24.04.1741 - Database DOM4.1.

zone di IX grado (il poligono di Caldarola, è a contatto con quello di grado massimo: IX-X).

Anche i parametri di partenza sono stati ricavati dai due cataloghi parametrici: $M_s=6.2$ e $I_0=IX$ per DOM4.1, da NT4.1.1 (Camassi e Stucchi, 1997); $M_c=5.6$ e $I_0=IX$ ($I_{max}=IX-X$) per il CFTI.

Per una sintesi attendibile, nei limiti d'applicabilità della KF, dai dati del catalogo DOM4.1, sono stati tolti i siti epicentrali di Villa D'aria e Statte (IX), mentre dal catalogo CFTI nessuno. Dato il basso numero di siti di entrambi i cataloghi non si è proceduto ad alcuna analisi degli outlier (possibile solo per i gradi 7 e 8 in numero sufficiente).

Le inversioni sono state condotte prevalentemente sui residui puntuali; solo sul piano quotato del DOM4.1 è stata eseguita una serie di inversioni pesando con l'inverso dell'area del poligono generato dal dato osservato (test V-V), per un miglior controllo (vedi sotto).

Al contrario del precedente terremoto, in questo caso non si sono pilotate le sintesi sui dati di neotettonica esistenti, ma si è voluto verificare l'algoritmo lasciando liberi i parametri, specie quelli angolari. Le coordinate epicentrali, la profondità e le lunghezze dei due segmenti sono state vincolate dai dati già dalle prime prove. Le coordinate epicentrali sono state vincolate dai due gruppi di grado IX e IX-X, distribuiti attorno ai parametri epicentrali dei cataloghi, mentre le lunghezze sono risultate poco importanti. In base alla nostra esperienza, per magnitudo medio-basse, le lunghezze sono i parametri

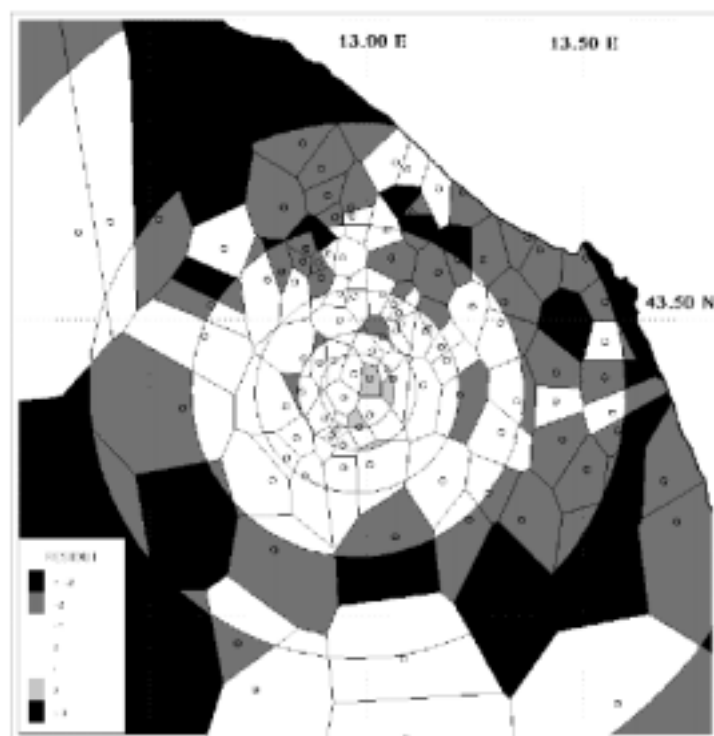


Fig. 6 - Mappa dei residui test C-V tra legge di attenuazione isotropa e dati osservati, relativa al terremoto di di Fabriano 24.04.1741 - Database DOM4.1.

meno sensibili nell'adattamento ai dati macrosismici.

Cenno particolare va al momento sismico, i cui valori, ricavati dalle magnitudo disponibili da catalogo, e trasformati mediante la formula di Stover and Coffman (1993), sono risultati bassi, ai fini di un buon adattamento alle evidenze sperimentali, soprattutto in zona mesosismica.

8.4.1 Database DOM4.1

E' stata innanzitutto condotta una inversione su tutto lo strike, con passo 5° , tutto il rake (da 0° a 180° o simmetricamente 180° a 360°) con step 5° , il dip da 30° a 90° con step 5° , profondità da 8 a 12 km (passo 1 km). Come già accennato per le prove preliminari, il momento sismico è stato alzato dal valore $2.2 \cdot 10^{25}$ ($M_s=6.2$ da catalogo) al valore $2.6 \cdot 10^{25}$ dyne-cm. Questo valore è stato usato come limite inferiore del range di indagine (limite superiore $3.2 \cdot 10^{25}$ dyne-cm), con step $1 \cdot 10^{24}$. Sono stati ottenuti 2 minimi sulla direzione NW-SE: $\Sigma r^2=20$ per strike= 150° (rake= 220°) e $\Sigma r^2=21$ per strike= 290° (rake= 280°), immersioni di 55° verso SW e 65° verso NE rispettivamente. Le lunghezze e i mach number (positivi e negativi) sono stati tarati sui residui puntuali; i loro valori si sono assestati su $L \pm 10$ km, e $\text{mach} += 0.72$ $\text{mach} -= 0.76$. Data la piccola differenza degli scarti, si è proceduto anche con inversioni pesate (test

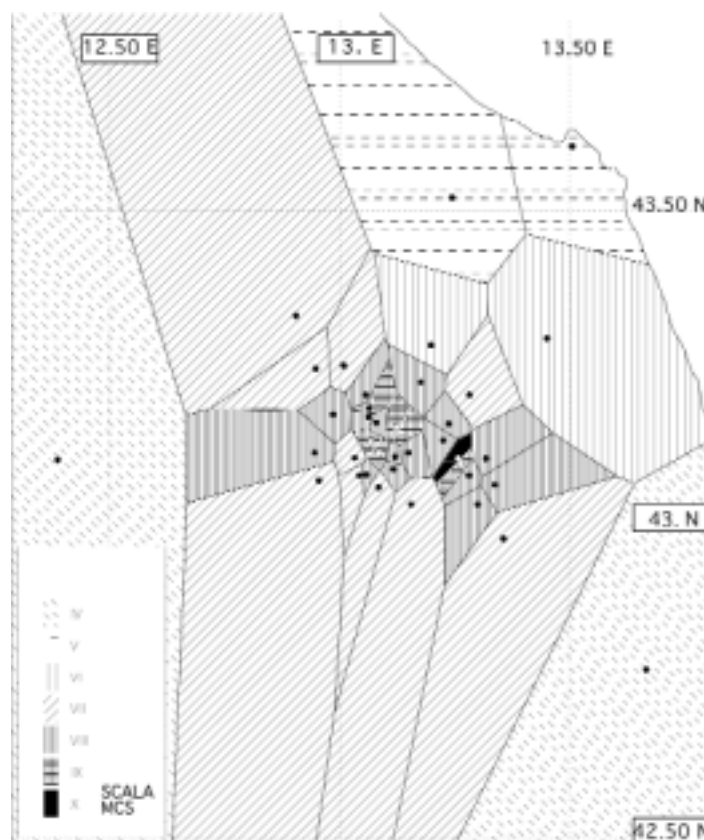


Fig. 7 - Piano quotato tassellato del terremoto di Camerino 28.07.1799 relativo al Database DOM4.1.

V-V). Stringendo il range dei parametri e diminuendo lo step, il risultato migliore è stato ottenuto per lo strike verso SE (152° - 154°) con $\Sigma r^2=1.26 \cdot 10^{-2}$, contro il residuo $\Sigma r^2=2.03 \cdot 10^{-2}$ per lo strike 289° . Il dip ottenuto finora si aggira sui 50° (verso SW) e

Tab. 4 - Parametri sismologici dell'evento di Camerino, 1799 (da DOM4.1), dedotti via inversione del piano quotato macrosismico, corrispondenti a $\Sigma r^2=13$ nei siti. I valori con \pm sono gli errori ricavati dal bootstrap; i valori tra parentesi, talora asimmetrici, sono stati calcolati secondo Sirovich and Pettenati (1999).

Coordinate e momento sismico:	parametri geometrici:	parametri cinematici:
lat. epic.= $43^{\circ}.15N \pm 0^{\circ}.02$ (+0.07,-0.05)	strike= $154^{\circ} \pm 5^{\circ}$ (+20°,-25°)	mach N+= 0.68 ± 0.05 (+0.18,-0.28)
lon. epic.= $13^{\circ}.17E \pm 0^{\circ}.01$ (+0.05,-0.06)	rake= $219^{\circ} \pm 8^{\circ}$ (+24°,-30°)	mach N- = 0.76 ± 0.04 (+0.15,-0.26)
$M_0=3.0 \cdot 10^{25} \pm 0.4 \cdot 10^{25}$ dyne-cm (+1.76·10 ²⁵ , -2.7·10 ²⁴)	dip= $50^{\circ} \pm 6^{\circ}$ (+26°, -18°)	Vs = 3.52 ± 0.04 km/s (+0.06,-0.06)
	prof= 9 ± 2 km (+5,-5)	
	L+ = 10 ± 5 km (+40,-9)	
	L- = 10 ± 8 km (+40,-6)	

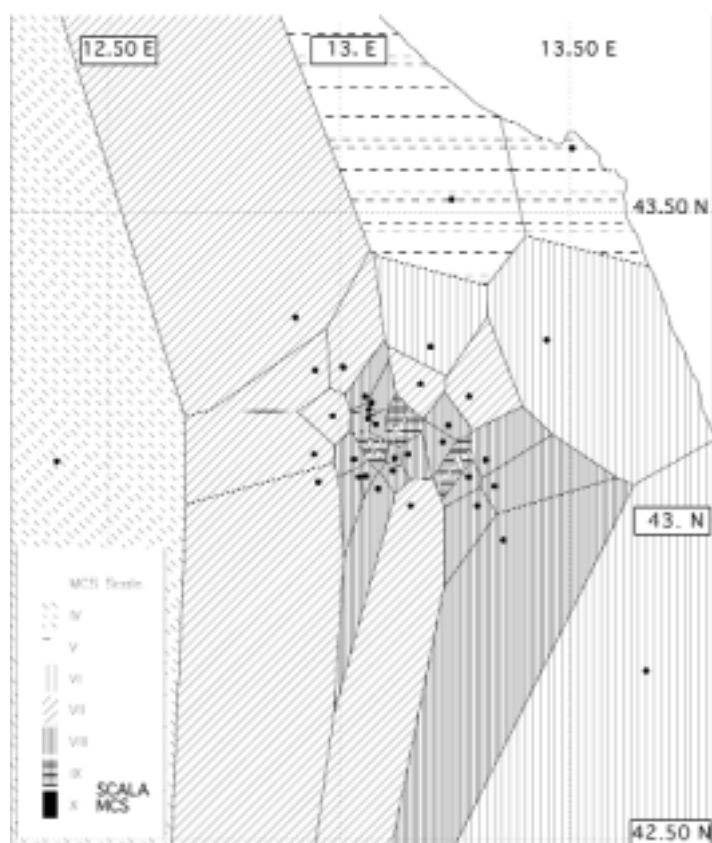


Fig. 8 - Piano tassellato della sintesi migliore KF (Tab. 4), relativa al terremoto di Camerino 28.07.1799 - Database DOM4.1.

rake sui 225° .

Le prove successive si sono concentrate sulle coordinate epicentrali ottenendo i valori di $\text{lat}=43.15\text{N}$, $\text{lon}=13.17\text{E}$, con $\Sigma r^2=14$, su $\text{strike}=152^\circ-154^\circ$. Altri aggiustamenti hanno riguardato la velocità delle onde S, senza grandi miglioramenti.

Tab. 5 - Parametri sismologici dell'evento di Camerino, 1799 (da CFTI), dedotti via inversione del piano quotato macrosismico, corrispondenti a $\Sigma r^2=13$. I valori con \pm sono gli errori ricavati dal bootstrap; i valori tra parentesi, talora asimmetrici, sono i valori di sensibilità calcolati secondo Sirovich and Pettenati (1999).

Coordinate e momento sismico:	parametri geometrici:	parametri cinematici:
lat. epic.= $43^\circ.14\text{N}\pm 0.02$ (+0.04,-0.04)	strike= $144^\circ\pm 4^\circ$ (+21,-19)	mach N+= 0.68 ± 0.04 (+0.17,-0.26)
lon. epic.= $13^\circ.14\text{E}\pm 0.01$ (+0.07,-0.02)	rake= $227^\circ\pm 7^\circ$ (+18,-17)	mach N-= 0.72 ± 0.04 (+0.25,-0.17)
$M_0=3.1\cdot 10^{25}\pm 0.3\cdot 10^{25}$ dyne·cm (//,-2.8·10 ²⁵)	dip= $53^\circ\pm 5^\circ$ (+11,-25)	Vs = 3.52 ± 0.06 km/s (//,-1.36)
	prof= 9 ± 1.5 km (+4,-4)	
	L+ = 10 ± 4 km (//,-10)	
	L- = 10 ± 3 km (//,-10)	

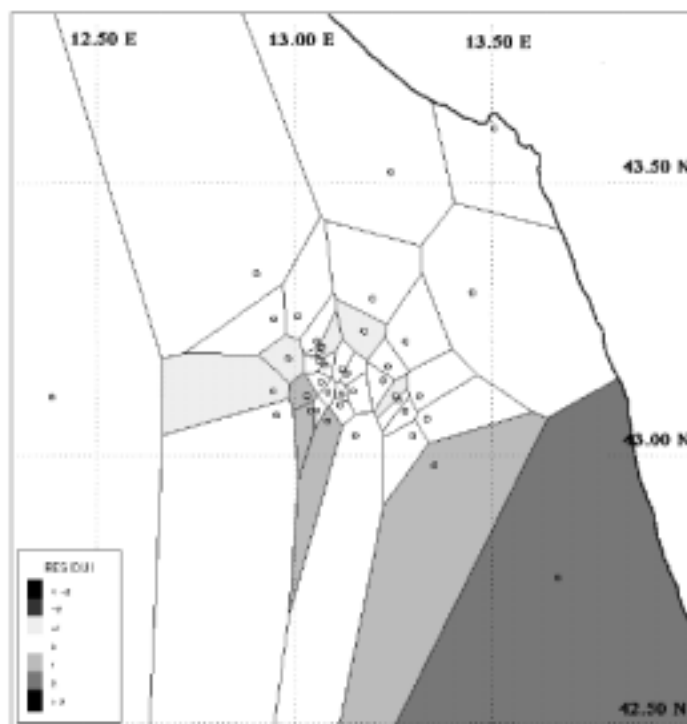


Fig. 9 - Mappa dei residui test V-V tra sintesi migliore KF e dati osservati, relativa al terremoto di Camerino 28.07.1799 - Database DOM4.1.

A questo punto ci siamo concentrati sul problema del basso grado osservato nel sito di Civitella del Tronto (III-IV), posto in direzione SE dall'epicentro. La sintesi che utilizza strike=154°, rake=222°, dip=48°, h=9 km, $M_0=3.2 \cdot 10^{25}$, fornisce un valore di grado 6 a questo sito. Sono state eseguite inversioni con mach positivo inferiore (fino ad un minimo di 0.58) o accorciando il segmento di faglia in quel verso (da 10 a 1 km). Non si sono ottenuti risultati risolutivi. La lunghezza L_+ è praticamente insensibile, mentre il

Tab. 6 - Risultati test statistici di confronto sintesi terremoto Camerino 1799 (database DOM4.1) e legge di attenuazione di Grandori per ZS n. 47 (Peruzza, 1996).

Stimatore	Σr^2 Puntuali: totali IV V VI VII VIII IX X								Σr^2 Test C-V	Σr^2 Test V-V(-1000)						
Sintesi KF	13	4	0	0	4	3	1	1	185.903	9.17						
Legge Isotropa	40	8	5	5	11	10	0	1	179.981	35.80						
Stimatore	Acf: IV V VI VII VIII IX X								Anm: IV V VI VII VIII IX X							
Sintesi KF	%	51	100	100	81	63	80	0	%	0	0	68	7	66	22	//
Legge Isotropa	%	0	0	0	55	77	100	0	%	//	//	100	42	79	80	//

N.B. il simbolo // significa che il valore è indeterminato (0 diviso 0)

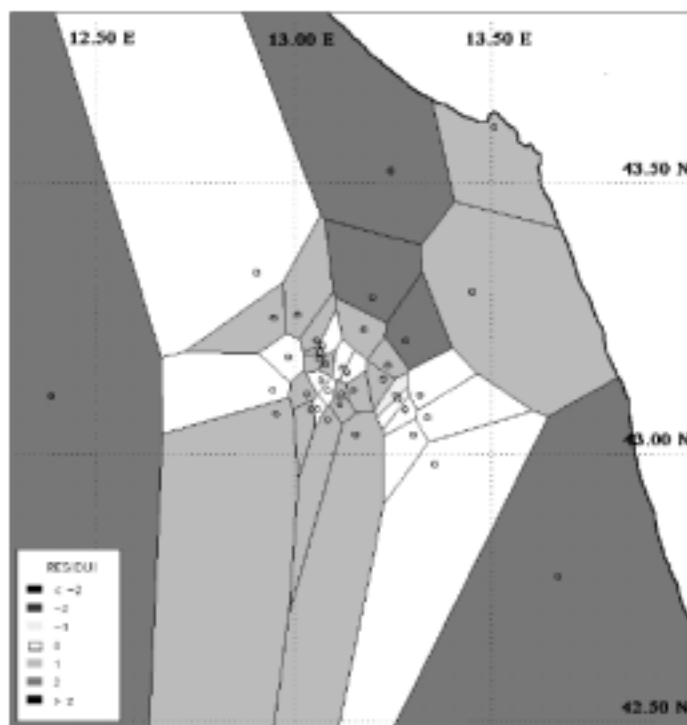


Fig. 10 - Mappa dei residui test V-V tra legge di attenuazione isotropa e dati osservati, relativa al terremoto di Camerino 28.07.1799 - Database DOM4.1.

mach+ a partire dal valore 0.67 da valori di residuo in crescita perché cominciano a diminuire i valori epicentrali. Sono state fatte anche prove su sorgente a rottura unilaterale verso NW, senza successo.

Il risultato migliore è quello presentato in Tab. 4 con $\Sigma r^2=13$ nei siti coincidente con quello ottenuto dalle inversioni pesate (test V-V).

Le figure 7 e 8 mostrano il piano quotato tassellato e la sintesi migliore. Anche in questo caso si potrebbe citare il successo della simulazione del limite danno/non danno, ma i siti con intensità minore del VI sono solo quattro (di cui solo uno non stimato correttamente in Fig. 8), per cui non si enfatizza tale risultato.

8.4.2 Database CFTI

Come per l'altro catalogo, si è dovuto subito aumentare un po' il momento sismico da $2.8 \cdot 10^{24}$ ($M_e=5.6$) a valori compresi tra $2.6 \cdot 10^{25}$ a $3.2 \cdot 10^{25}$ dyne-cm (step= $1 \cdot 10^{24}$): di questa analisi le figure non vengono presentate.

Come nel caso precedente, è stata poi seguita una serie di inversioni senza vincoli sui parametri angolari, con largo passo di campionamento, ottenendo subito residui bassi: $\Sigma r^2=21$ per strike= 140° e 150° , rake= 230° e 60° , dip= 50° , h=8 km e M_0 attorno a $2.9 \cdot 10^{25}$ dyne-cm; $\Sigma r^2=20$ per strike= 285° , rake= 310° , dip= 60° , h=8 km e $M_0 \sim$

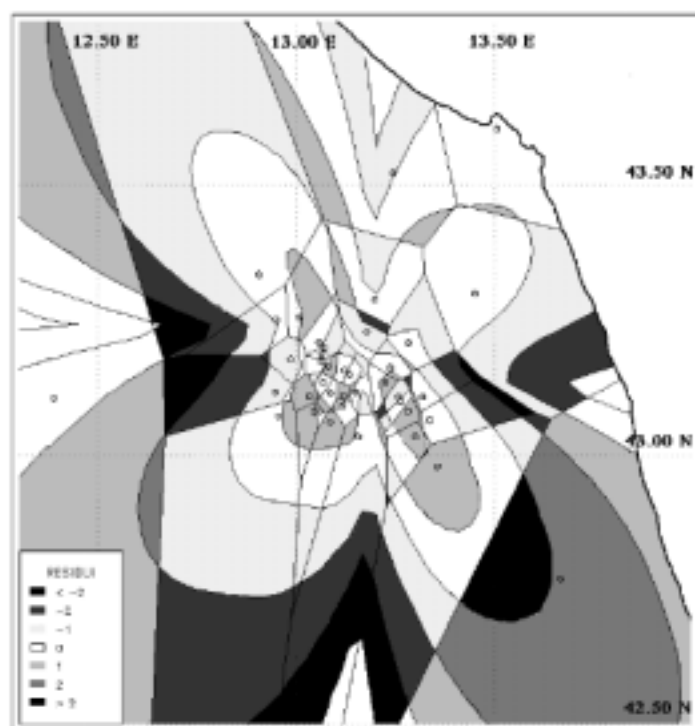


Fig. 11 - Mappa dei residui test C-V tra sintesi migliore KF e dati osservati, relativa al terremoto di Camerino 28.07.1799 - Database DOM4.1.

$3.0 \cdot 10^{25}$ dyne-cm.

Come si vede, da questi tentativi la soluzione con immersione verso NW è di poco migliore dell'altra. Successivamente però, stringendo i range dei parametri attorno ai valori delle due soluzioni citate, e usando combinazioni delle coordinate e dei mach, la soluzione ottimale ha mostrato di convergere verso il meccanismo con immersione verso SW, con $\Sigma r^2=13$, come riportato in Tab. 5. Come detto il simbolo // in tabella sta indicare scarsa sensibilità del modello a quel certo parametro.

Si fa notare che la somma dei residui quadratici e in valore assoluto coincidono; questo significa che tutti gli scarti tra siti sono di 1 grado soltanto. Si tratta quindi di un'ottima soluzione, la migliore ottenibile con dati di intensità in cui l'incertezza di 1 grado nelle osservazioni pare scontata.

Merita di essere notata la buona stabilità delle soluzioni ottenute con i due diversi data sets (crf. Tabb. 4 e 5).

La Tab. 6 mostra infine il confronto delle analisi dei residui tra la sintesi scelta dalla Tab. 4, relativa al database DOM4.1 e la legge di attenuazione per la ZS 47, secondo i parametri scelti da Peruzza (1996) sulla legge di Grandori et al. (1987). La legge isotropa usata, è stata generata con $I_0=IX$, come da catalogo NT4.1. Il database DOM4.1 fornisce il valore massimo osservato $I_x=IX-X$. Come detto, ai fini della inversione dei dati macrosismici mediante la KF, abbiamo scelto di non usare gradi intermedi, che vengono arrotondati al grado superiore. Perciò nel caso specifico

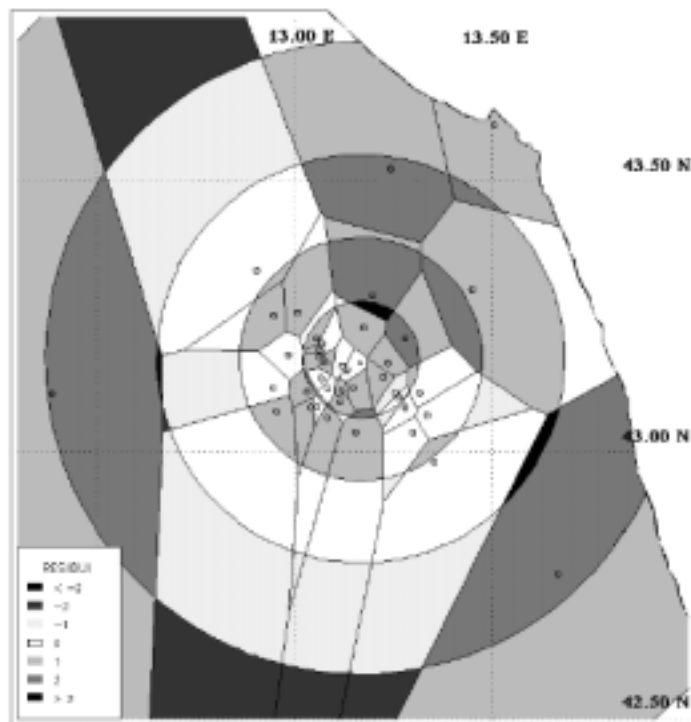


Fig. 12 - Mappa dei residui test C-V tra legge di attenuazione isotropa e dati osservati, relativa al terremoto di Camerino 28.07.1799 - Database DOM4.1.

avremmo forse dovuto usare una intensità di X grado; tuttavia, il prodotto generato da $I_0=X$ sovrastima le intensità con residui troppo alti per essere ragionevole; da ciò la conferma di $I_x=IX$ dal NT4.1.

Dalla Tab. 6 emerge un contrasto fra risultati dei test V-V e C-V, che ci obbligherebbe a ripetere l'esposizione già contenuta in Pettenati et al. (1999). Il test tradizionale sui siti puntuali ed il V-V (Figg. 9 e 10) mostrano nettamente il miglior adattamento ai dati osservati da parte della nostra sintesi, mentre il test C-V, sarebbe leggermente a favore della legge isotropa soprattutto alle maggiori distanze verso Sud (Figg. 11 e 12). In sintesi è dubbio se la spiegazione vada ricercata nei minimi che la KF produce nelle quattro direzioni cardinali dall'epicentro della Fig. 11, oppure viceversa, se il test C-V non sia utilizzabile per le inversioni per problemi di mancato rispetto del principio di Nyquist da parte della ubicazione (densità insufficiente) dei siti osservati. I test *Acf* e *Anm*, confermano i residui puntuali parziali per intensità, ma dalla loro lettura si possono ricavare ulteriori indicazioni. Nessuna delle sintesi proposte sui due cataloghi raggiunge il grado massimo (IX-X). La legge isotropa sembra predire meglio il grado 9 (test puntuali e *Acf*), ma il test *Anm* testimonia una sovrastima di tale intensità su un'area più grande. Lo stesso discorso vale per il grado 8, la cui distribuzione è sintetizzata meglio dalla KF, e l'alto valore di *Anm* è dovuto alla stima errata del solo sito posto subito a SE della zona mesosismica. I gradi VII e V, sono pressoché stimati correttamente dalla KF, mentre i test *Anm* per i gradi VI e IV sono

corrotti dal citato sito di Civitella del Tronto. La legge isotropa non riesce a stimare i due gradi più bassi, fermandosi al VI grado.

8.5 Conclusioni

Abbiamo espresso risultati e soprattutto dubbi in modo più esteso di quanto si faccia usualmente in articoli a stampa. I dettagli tecnici sulle inversioni sono stati documentati anche per far vedere che non è stato lasciato nulla di intentato. Le sintesi proposte per i due terremoti sono compatibili con le informazioni tettoniche proposte dalla letteratura (es.: Lavecchia et al., 1994). L'evento di Fabriano mostra un movimento strike-slip secondo una direzione all'incirca NE-SW. La direzione NE-SW è un po' ruotata verso E rispetto all'allineamento segnalato dalla tettonica. Si tenga comunque presente che difformità di questo ordine sono comunissime anche in soluzioni dei piani focali dedotte da misure sismografiche relative a scosse avvenute in sequenza sulla stessa struttura. L'evento di Camerino viene risolto con un movimento misto (strike/dip-slip) di tipo appenninico (strike per NW-SE, con immersione verso SW).

Nonostante la sequenza di terremoti, succedutisi dal 1727 al 1815 nelle zone sismogenetiche interessate dal presente studio, i buoni risultati delle sintesi dei due terremoti sostengono l'ipotesi che le intensità rilevate non sono inquinate da danni preesistenti né da scosse multiple.

Il confronto con le leggi di attenuazione ha dato risultati interessanti. Un precedente paragone con 5 terremoti californiani, di meccanismo dip-slip, indica che la legge isotropa fornisce stime medie di qualità paragonabile a quelle ottenute con un metodo che tiene conto della lunghezza della sorgente, della radiazione, e della direttività come la funzione KF. Questo è confermato in parte anche dal terremoto di Camerino. La legge isotropa invece fallisce per meccanismi di tipo strike slip, come nel caso di S. Francisco, 1906, Fabriano o della Sicilia Sud Orientale (Sirovich, 1996; Sirovich and Pettenati, 1999). Questo è dovuto probabilmente all'accentuato effetto della lunghezza della faglia e della direttività nella radiazione da rotture strike-slip di magnitudo non piccola; fenomeni difficilmente simulabili con leggi circolari.

Confrontando i valori degli errori dati dal bootstrap, per i due terremoti studiati, si può dedurre che l'algoritmo KF sembra piuttosto robusto. Tali errori restano infatti su range pressoché simili sugli stessi parametri, mentre i limiti dati dalla sensibilità aumentano nell'evento che contiene il numero di siti più basso. (Si ricorda che il citato metodo che misura la sensibilità, in pratica calcola l'errore che l'algoritmo commette su una incertezza di 2 gradi di intensità nel dato osservato; ed è quindi intrinsecamente cautelativo). Il bootstrap invece cerca di calcolare l'incertezza dei parametri assumendo come ipotesi che la distribuzione di probabilità delle misure scelte a caso dalle infinite possibili misure di un fenomeno valga anche per l'insieme differenza dei finiti parametri calcolati meno i parametri veri (sconosciuti). La funzione KF appare promettente per invertire piani quotati di intensità.

Bibliografia

- Barnett V. and T. Lewis (1978): *Outliers in statistical data*. Wiley series in probability and mathematical statistics-applied, John Wiley and Sons, Chichester, 355 pp.
- Boschi E., Ferrari G., Gasperini P., Guidoboni E., Smriglio G. e G. Valensise (1995): *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1980*. Istituto Nazionale di Geofisica - SGA, Bologna, 973 pp.
- Camassi R. e Stucchi M. (1997): *NT4.1, un catalogo parametrico di terremoti di area italiana al di sopra della soglia di danno (versione NT4.1.1)*. GNDT, Milano, 66 + XXVII pp. e Internet: <http://emidius.itim.mi.cnr.it/NT/home.html>.
- Grandori G., Perotti F., Tagliani A. (1987): On the attenuation of macroseismic intensity with epicentral distance. In: (Cakmak Ed.) *Ground Motion and Engineering Seismology*. 3rd Int. Conf. on Soil Dynamics and Earthquake Eng., Princeton USA, Elsevier, Amsterdam, 581-594.
- Lavecchia G., Brozzetti F., Barchi M., Menichetti M and J.V.A. Keller (1994): Seismotectonic zoning in east-central Italy deduced from an analysis of the Neogene to present deformations and related stress fields. *Geological Soc. American Bulletin*, **106**, 1107-1120.
- Monachesi G. e M. Stucchi (1997): *DOM4.1 Un database di osservazioni macrosismiche terremoti di area italiana al di sopra della soglia del danno*. Internet: <http://emidius.itim.mi.cnr.it/DOM/home.html>
- Pettenati, F., Sirovich, L., and F. Cavallini (1999): Objective Treatment, and Synthesis of Macroseismic Intensity Fields Using Tessellation. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **89**, 1203-1213.
- Peruzza L. (a cura di) (1996): Modalità di attenuazione dell'intensità macrosismica. GNDT, Rapporto sintetico per il GdL "Rischio Sismico". Internet: <http://emidius.itim.mi.cnr.it/GNDT/home.html>.
- Press W.H., Teukolsky S.A., Vetterling W.T. and B.P. Flannery (1992): *Numerical recipes. The art of scientific computing, second edition*. Cambridge University Press, 963 pp.
- Scandone P. (1997): Linea di ricerca 2 "Sismotettonica". In: Corsanego A., Faccioli E., Gavarini C., Scandone P., Slejko D. e Stucchi M. (a cura di), *L'attività del GNDT nel triennio 1993 - 1995*, CNR - GNDT, Roma, 67-96.
- Scandone P. e M. Stucchi (1999): Note di commento sulla zonazione sismogenetica ZS4 e di introduzione agli obiettivi del progetto 5.1.1. GNDT, Rapporto interno, Internet: <http://emidius.itim.mi.cnr.it/GNDT/P511/NoteWorkshop.html>
- Sirovich L. (1996): A simple algorithm for tracing out synthetic isoseismal. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, 1019-1027.
- Sirovich, L. (1997): Synthetic isoseismals of three earthquakes in California-Nevada. *Soil Dyn. Earth. Eng.*, **16**, 353-362.
- Sirovich, L. and F. Pettenati (1999): Seismotectonic outline of South-Eastern Sicily: an evaluation of available options for the scenario earthquake fault rupture. *J. Seism.*, **3**, 213-233.
- Stover C.W. and J.L. Coffman (1993): *Seismicity of the United States, 1568-1989 (revised)*. U.S. Geological Survey professional paper 1527.

9. CREAZIONE DI CAMPI DI SCUOTIMENTO SISMICO IN INTENSITA' ATTRAVERSO GIS

Vera Pessina

GNDT c/o Politecnico di Milano

9.1 Introduzione

Sono numerose in letteratura le relazioni di attenuazione capaci di descrivere lo scuotimento sismico in termini di accelerazione o velocità massima, di valori spettrali o di intensità di Arias. Queste relazioni sono state tarate su recenti dati strumentali e generalmente forniscono una buona stima oltre una certa distanza (3-5 km ad esempio) dalle zone di faglia. Vengono impiegate nella creazione di scenari di scuotimento atteso, ad esempio nel caso di valutazione del rischio sismico, ma nel loro uso è bene tenere in considerazione le incertezze di stima nei pressi dell'area di faglia, laddove sono maggiori alcuni effetti di sorgente. Meno abbondanti sono invece le relazioni capaci di descrivere il campo di scuotimento in termini di intensità, anche perché, nell'era moderna della sismologia quantitativa, le stime di intensità di scuotimento sono considerate misurazioni soggettive, anche se diffusamente usate come l'intensità Mercalli Modificata (I_{MM}) negli Stati Uniti e l'intensità I_{JMA} in Giappone. Eppure nello studio dei terremoti storici l'intensità risulta essere il parametro fondamentale per interpretare le informazioni che ci sono giunte sul danno. Infatti, se si creano scenari di scuotimento in intensità da confrontare con i dati macrosismici osservati, si possono saggiare le ipotesi di faglia ritenute responsabili degli eventi storici, e fornire indicazioni di carattere previsionale qualora, riconosciuta la faglia, la si ritiene sorgente caratteristica dell'area in esame.

Nella costruzione di scenari di intensità si possono utilmente impiegare relazioni di attenuazione (ad es. Grandori et al., 1987) o modelli (ad es. Sirovich, 1996) capaci di stimare direttamente l'intensità; alternativamente si possono creare scenari di scuotimento secondo altri parametri sismici e poi convertirli in intensità. La solidità e l'affidabilità di questa seconda procedura sono state verificate nel presente lavoro: attraverso l'uso di un sistema geografico informativo (GIS), che facilita la creazione di scenari di scuotimento anche complessi, si sono generati scenari in termini di accelerazione massima attesa al variare della rappresentazione della sorgente e delle caratteristiche amplificative del terreno, che, una volta convertiti in intensità, sono stati confrontati con il campo di osservazioni macrosismiche.

Contributo dell'UO POLIMI1

Dipartimento di Ingegneria Strutturale, Politecnico di Milano, P.za L. da Vinci 32, 20133, Milano

Responsabile: E. Faccioli

Contratto n.98.03203.PF54

e-mail 1° autore: pessina@stru.polimi.it

Inoltre, per una faglia di tipo trascorrente è stato utilizzato un modello già esistente (Perkins and Boatwright, 1995) mai applicato prima alla realtà italiana, capace di descrivere la propagazione dell'energia sismica direttamente in termini di intensità; esso, grazie ad una rappresentazione non semplificata della sorgente, può considerare i possibili fenomeni di direttività e fornire una stima attendibile anche nel campo vicino.

9.2 Metodo semplificato

All'interno del progetto MISHA sono stata avanzate due ipotesi di faglia, ritenute responsabili del terremoto che ha colpito l'area di Fabriano nel 1741.

Una prima ipotesi è quella avanzata dall'Unità di Ricerca dell'OGS di Trieste da Sirovich et al. (1999), che indicheremo in seguito con S. La seconda ipotesi è quella di Lavecchia et al. (1999), elaborata all'interno del Progetto 5.1.1, e qui indicata con L. In Tab. 1 vengono riportati, sinteticamente, i parametri descrittivi delle due ipotetiche faglie.

Per ognuna delle due ipotesi di sorgente sono stati creati gli scenari di scuotimento del suolo in termini di accelerazione massima attesa (PGA), utilizzando la relazione di attenuazione di Sabetta and Pugliese (1987), stimata sulla base di forti terremoti italiani.

Secondo tale relazione, l'attenuazione dell'energia sismica dipende dalla distanza dall'area di faglia, e dalla magnitudo del terremoto che, per l'evento del 1741, è stata assunta pari a $M=6.2$ (dal catalogo NT4.1.1, Camassi e Stucchi, 1997). Inoltre, inizialmente, si è assunta una sorgente rettilinea espressione superficiale della faglia (F) che successivamente è stata sostituita dalla proiezione in superficie dell'intera area di rottura (A), capace di rappresentare meglio la fisicità dell'evento. Così, per ognuna delle due ipotesi di sorgente si hanno due rappresentazioni geometriche S_F, L_F e S_A, L_A. Infine, per tenere in conto le condizioni di sito, si sono creati scenari di scuotimento sia per condizioni di roccia che di suolo amplificativo: i due valori di scuotimento atteso calcolati per ogni sito di osservazione macrosismica sono da considerarsi come estremi di paragone nel confronto col valore di intensità osservato.

Tab. 1 - Descrizione delle due ipotetiche faglie sorgenti del terremoto di Fabriano del 1741.

Parametri	Ipotesi Sirovich (S)	Ipotesi Lavecchia (L)
descrizione	trascorrente destra rottura asimmetrica	geometria listrica dip-slip
coordinate	(12.80 - 43.40) (13.20 - 43.50)	(13.01 - 43.43) (13.13 - 43.25)
dimensioni	27 km (dall'epicentro: 10 km verso SW e 17 km verso NE)	25 km lungh. lungo direzione 20 lunghezza lungo immersione 15 larghezza proiezione in superficie
strike	236°	140° - 170°
immersione	NNW	SW
dip	79°	40° - 60°
profondità	10 km	13 km (massima)

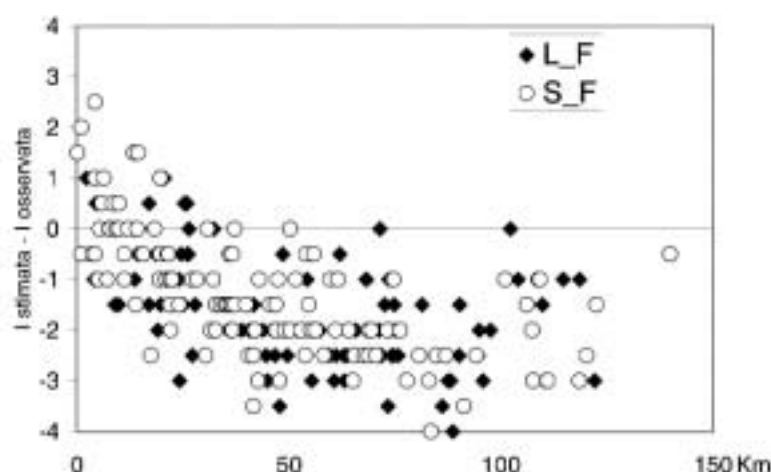


Fig. 1 – Distribuzione degli scarti tra intensità stimata e osservata verso la distanza dalla sorgente, per entrambe le ipotesi L e S nel caso di sorgente rettilinea (F), su roccia.

Lo scuotimento è stato calcolato facendo uso dei GIS ArcInfo e ArcView, con una risoluzione dei pixel di 500x500m, compatibilmente con le dimensioni dell'area esaminata.

I valori di PGA calcolati sono stati convertiti in intensità attraverso la relazione di Wald et al. (1999), approssimando $I_{MCS} \sim I_{MM}$ nel campo di intensità considerate. Le relazioni utilizzate sono le seguenti:

$$\begin{aligned} I_{MM} &= 3.66 \log (PGA) - 1.66 & (\sigma = 1.08) & \text{ per } V \leq I_{MM} \leq VIII \\ I_{MM} &= 2.20 \log (PGA) + 1.00 & & \text{ per } I_{MM} < V \end{aligned}$$

I valori di intensità stimati sono poi stati confrontati con quelli del campo macrosismico ricostruito (Monachesi e Stucchi, 1997): gli scarti, in percentuale, tra le intensità stimate e quelle osservate sono riportati in Tab. 2.

Si nota che nel caso di faglia lineare (F) i valori medi dello scarto sono sempre negativi, perché, per distanze superiori a 25 km, i valori di intensità stimati sono inferiori a quelli osservati (vedi anche Fig. 1). Da una parte, i valori di scarto medi (in modulo) risultano minori per l'ipotesi S, per entrambe le condizioni geologiche, d'altra parte però l'ipotesi S ha valori della deviazione standard degli scarti maggiore, e valori massimi degli scarti nettamente superiori (anche se ciò è da attribuirsi solo a pochi valori). In ogni caso, le stime su suolo presentano scarti minori di quelli su roccia.

Con l'ipotesi della proiezione superficiale dell'area di rottura (A) anziché quella di faglia rettilinea (F), si ottengono valori che meglio approssimano il campo dei risentimenti macrosismici, come si vede dai valori degli scarti sempre riportati in Tab. 2. In questo caso i campi di intensità generati sono più prossimi alle osservazioni macrosismiche, soprattutto nel caso di condizioni di roccia, dove i valori medi degli scarti sono inferiori (1.3% e -4.4% nel caso A, anziché -18% e -22% nel caso F).

Se si rappresentano i valori della differenza tra intensità stimata e osservata in funzione della distanza per gli scenari costruiti con faglia rettilinea F (Fig. 1) e con proie-

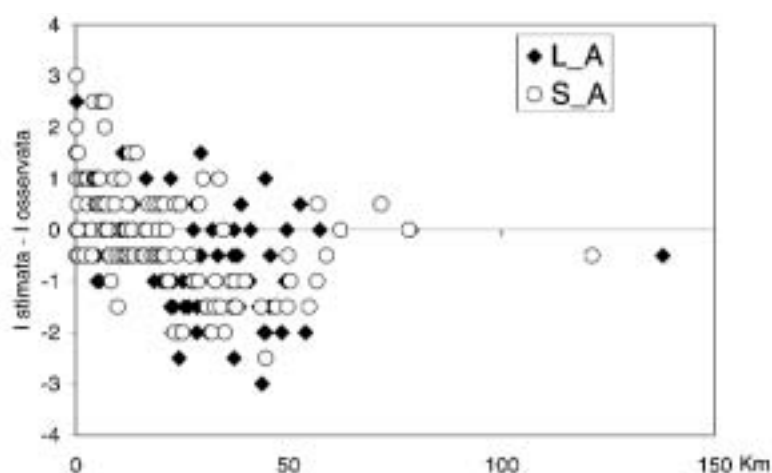


Fig. 2 – Come in Fig. 1, ma con ipotesi di proiezione superficiale dell'area di faglia (A).

zione superficiale dell'area A (Fig. 2), si osserva nel secondo caso una minor dispersione dei valori. Per spiegare questa tendenza bisogna tener presente che, a parità di magnitudo e di condizioni di suolo, le distanze massime coinvolte nel caso F sono di circa 40 km superiori a quelle del caso A, e ricordare che gli scarti aumentano per distanze maggiori di 25 km.

La Fig. 3 illustra la distribuzione geografica degli scarti (differenza tra intensità stimata e osservata) relativa allo scenario S_A, su roccia. Si nota che gli errori maggiori si concentrano nel campo vicino alla sorgente (dove i valori stimati sono talvolta minori addirittura di 3 gradi di intensità), e nella fascia di distanza maggiore di 25-30 km. In Fig. 3 viene mostrata anche la traccia della faglia L usata nella generazione di scenari.

Alcune limitazioni insite in questo metodo semplificato sono state rimosse attraverso l'uso del GIS (possibilità di creare facilmente scenari sia di tipo F che A, alta risoluzione del pixel, capacità di considerare le condizioni di suolo amplificative, ecc.), ma altri importanti limiti non possono essere facilmente risolti (introduzione di grosse approssimazioni nel derivare l'intensità dalla PGA; probabili effetti di focalizzazione del-

Tab. 2 - Confronto dello scarto per le due ipotesi di sorgenti sismiche (S e L), nel caso di faglia (F) e di proiezione superficiale dell'area di rottura (A), per condizioni geologiche differenti; lo scarto percentuale è definito come segue: $\text{scarto}\% = (\text{Istimata} - \text{Iosservata}) / \text{Iosservata}$.

	S_F		L_F		S_A		L_A	
	roccia	suolo	roccia	suolo	roccia	suolo	roccia	suolo
scarto max	46.4	57.7	18.3	27.2	54.4	66.7	39.9	50.2
scarto min	-48.1	-40.4	-49.3	-41.5	-31.5	-23.2	-35.3	-27.6
media	-18.2	-8.9	-22.1	-12.8	1.3	10.6	-4.4	4.8
dev. std.	17.4	17.7	15.1	15.6	17.3	18.0	16.3	17.0

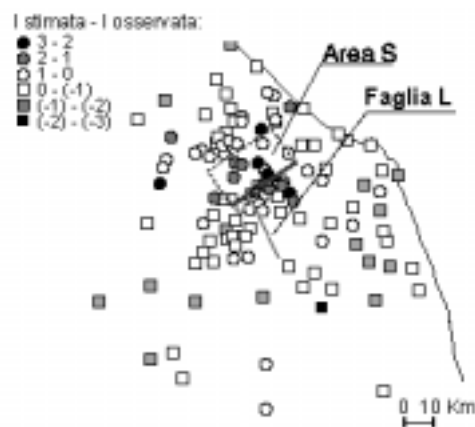


Fig. 3 - Differenza tra le intensità stimate e osservate nel caso di scenario S_A. Viene riportata anche la traccia della faglia L, usata nelle analisi.

l'energia sismica non ben rappresentate dalle leggi di attenuazione della PGA; stime poco affidabili nel campo vicino).

9.3 Analisi con un modello avanzato

Per risolvere alcuni limiti dei metodi semplificati, nella generazione di scenari di scuotimento in intensità, è stato impiegato un metodo diverso, elaborato da Boatwright (1982) e successive modifiche (Perkins and Boatwright, 1995), che deriva da considerazioni fisiche sulle modalità di rottura della sorgente sismica. Poichè esso è applicabile a faglie di tipo trascorrente, è stato qui utilizzato solo nella generazione di scenari con l'ipotesi di sorgente S.

Elementi essenziali del modello di sorgente sono il tipo di frattura, le caratteristiche geometriche della stessa (dimensioni, angolo di immersione, azimuth, profondità), la velocità di propagazione della frattura rispetto alla velocità delle onde S del substrato roccioso, l'area effettiva di frattura (discretizzabile in sub-eventi laddove, sulla stessa faglia, la profondità di frattura non si mantiene costante o in faglie differenti qualora queste contribuiscono allo stesso evento). Un programma di calcolo già esistente, implementato in Fortran e relativo all'uso del modello, è stato tradotto in ambiente GIS ArcInfo, nel linguaggio di programmazione AML, nell'ambito di una collaborazione di ricerca con l'autore presso l'U.S. Geological Survey di Menlo Park (California).

Il modello di sorgente utilizzato in questa analisi affronta e risolve tre aspetti che sono generalmente critici nella stima di scuotimento sismico nel campo vicino (e intermedio): la variazione dello scuotimento in funzione della dimensione della sorgente, l'effetto dell'estensione fisica della sorgente e la focalizzazione dei raggi sismici dipendente dalla geometria della rottura.

Nel metodo semplificato sono stati generati scenari utilizzando i GIS per analisi

superficiali (le relazioni di attenuazione impiegano infatti parametri superficiali quali la distanza dalla proiezione in superficie della faglia); introducendo ora la finitezza della sorgente (descritta attraverso i parametri tridimensionali di azimuth, immersione, profondità, etc.) si giunge ad un modello fisicamente più rappresentativo (ad esempio la distanza viene ora calcolata dall'effettivo punto di nucleazione della sorgente, in ogni istante della rottura). Il modello è in grado di considerare anche l'influenza delle condizioni di suolo nella stima dello scuotimento in termini di intensità, attraverso fattori moltiplicativi (valore relativo rispetto alla stima su bedrock).

9.3.1 Modello di scuotimento del terreno

Il livello di scuotimento del suolo viene descritto attraverso una funzione Ξ , proporzionale al prodotto di tre termini secondo l'espressione:

$$\Xi = \left\langle \frac{1}{r} \right\rangle \cdot \langle D \rangle \cdot \left[\int \Delta \sigma^2 \cdot d\Sigma \right] \quad (1)$$

Il primo termine, $\langle 1/r \rangle$, rappresenta la dipendenza dello scuotimento dalla distanza dalla sorgente, in particolare dalla distanza fra il sito ed il punto medio della superficie di faglia interessata dalla frattura. Se si ipotizza che lo stress drop sia costante, questo termine rappresenta l'inverso della radice quadrata della distanza del sito dalla superficie di faglia. Il termine è una media dei valori di $1/r$ calcolati per ogni subevento nel quale è stata discretizzata la faglia.

Il termine $\langle D \rangle$ quantifica gli effetti di direttività, ed è una media dei termini D relativi ad ogni subevento che rappresenta la sorgente sismica. La funzione che descrive questi effetti è data dalla espressione:

$$D^2 = \frac{p_1}{\left(1 - \frac{v}{\beta} \cdot \cos \gamma_+\right)^2} + \frac{p_2}{\left(1 - \frac{v}{\beta} \cdot \cos \gamma_-\right)^2} + \frac{p_3}{\left(1 - \frac{v}{\beta} \cdot \cos \eta\right)^2} \quad (2)$$

e rappresenta un modello di rottura trilaterale, cioè una rottura che si propaga secondo tre direzioni principali: verticalmente verso l'alto ed orizzontalmente verso le due direzioni opposte lungo la linea di faglia. I valori p_1, p_2, p_3 , rappresentano le probabilità che la rottura si propaghi in una delle tre direzioni. I valori v e β sono le velocità di propagazione della rottura nelle direzioni orizzontale e verticale, β è la velocità di propagazione delle onde S, γ_+, γ_- e η sono i coseni direttori delle direzioni di propagazione della rottura rispetto alle direzioni orizzontale e verticale. In fase di utilizzo del modello per fini previsionali si suppone che la rottura si propaghi con le stesse modalità nelle tre direzioni principali, cioè si pone $p_1 = p_2 = p_3 = 1/3$ (altrimenti ai tre termini può essere assegnato un peso differente nel caso in cui sia nota la direzione preferenziale di rottura).

L'ultimo termine a secondo membro della (1) è invece una stima dell'energia rilasciata dalla sorgente, ed è funzione della caduta di sforzo ($\Delta \sigma$) e dell'area di faglia interessata dalla frattura (Σ). Per terremoti particolarmente violenti l'espressione può essere

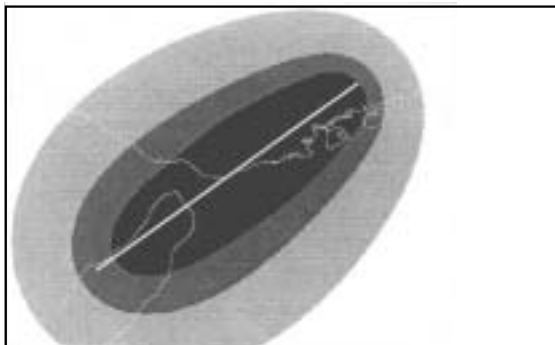


Fig. 4 - Effetti della distanza, funzione $\langle 1/r \rangle$, e della energia del sisma ($M_0 \propto \Sigma^{3/2}$).

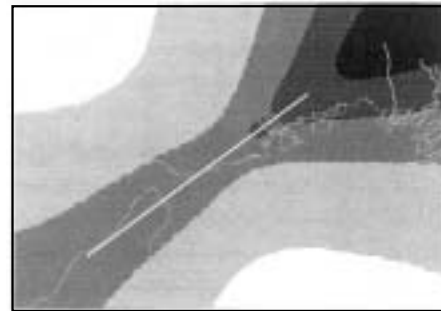


Fig. 5 - Effetti di direttività, funzione $\langle D \rangle$.

semplificata considerando la caduta di sforzo costante, così che l'energia sprigionata dal terremoto risulti essere funzione solamente dell'area di frattura (in questi casi infatti esiste proporzionalità fra M_0 e secondo la: $M_0 \propto \Sigma^{3/2}$).

Elementi essenziali del modello di sorgente sono i sub-eventi (le aree dei segmenti di faglia interessati dalla frattura) che insieme coprono l'intera area di frattura che ha originato il terremoto; il livello di scuotimento totale si ottiene dalla somma dei contributi dati dai singoli sub-eventi. L'operazione analitica, che consiste nella somma integrale di un numero infinito di sub-eventi, viene sostituita dalla somma di un numero finito di termini che rappresentano lo scuotimento dovuto ad un singolo segmento. Nel caso in esame, la discretizzazione ha portato alla suddivisione della linea di faglia usata nelle analisi in soli 4 segmenti a causa della onerosità dei calcoli effettuati in ambiente GIS.

A titolo esemplificativo, per illustrare i contributi dei singoli termini della (1), si riportano nelle Figg. 4 e 5 rispettivamente le funzioni di distanza $\langle 1/r \rangle$ e di direttività $\langle D \rangle$ stimati per il caso dell'evento di Kobe del 1995 (Mussi, 1997). Nella Fig. 6 si illustra il risultato finale della elaborazione, "somma" delle due precedenti componenti. L'influenza dell'area di frattura interessata, che rappresenta l'energia del sisma, è stata calcolata insieme al fattore $\langle 1/r \rangle$ e risulta quindi conglobata nella rappresentazione di Fig. 4.

In precedenti studi (Perkins and Boatwright, 1995), questo modello di propagazio-

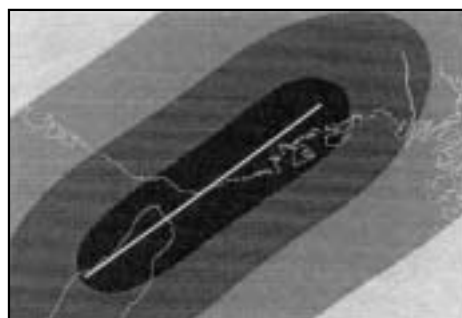


Fig. 6 - Funzione Ξ calcolata con pesi diversi in funzione delle direzioni di propagazione della rottura; valori di scuotimento maggiori si hanno in corrispondenza delle aree più scure.

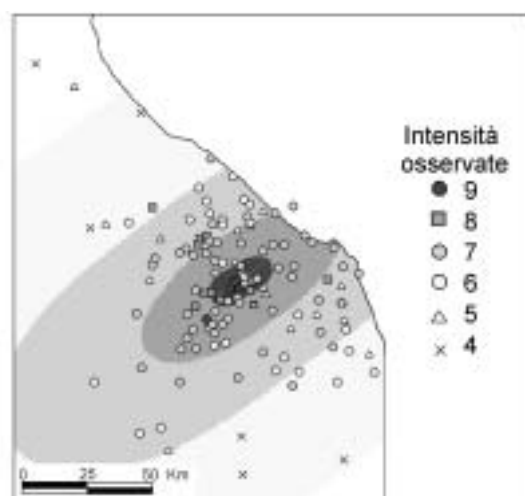


Fig. 7 - Mappa di intensità generata con il metodo avanzato per lo scenario S (aree colorate) e campo macrosismico osservato per l'evento del 1741 (simboli con colore) (la figura a colori è riportata in Appendice a pag. 172).

ne dell'energia è stato tarato in termini di I_{MM} su eventi californiani. Il legame trovato è del tipo:

$$I_{MM} = 3 \cdot \log(\Xi) + 6 \quad (3)$$

Considerando $I_{MCS} \sim I_{MM}$ nel campo di intensità considerate, si dovrebbe testare il modello nel caso di eventi italiani, scegliendo eventi ben documentati (con piani quotati di facile interpretazione) e addirittura eventi dei quali si dispone di osservazioni strumentali. Questo non è stato possibile, ma gli approfondimenti in corso sull'evento di Fabriano del 1741 hanno comunque fornito occasione di applicazione del modello.

9.3.2 Risultati

In Fig. 7 viene illustrato il campo di intensità generato attraverso il modello sopra descritto, per il caso di faglia S* (ipotesi di Sirovich, con descrizione finita della sorgente attraverso i parametri di azimuth, immersione e profondità). Il confronto con il campo di osservazioni macrosismiche mostra tendenzialmente un buon accordo: le intensità osservate pari a 7, 7.5 sono quelle che più si discostano dal campo generato, ma bisogna considerare che lo scenario è stato calcolato per condizioni di suolo costanti (roccia), senza tener conto degli effetti amplificativi locali.

In Fig. 8 viene riportata la distribuzione della differenza tra i valori di intensità stimati e quelli osservati per il caso S*, confrontato con le distribuzioni degli altri scenari considerati, ottenuti col metodo semplificato nel caso di faglia rettilinea o di proiezione in superficie dell'area di faglia. In generale si nota che:

- 1) utilizzando il metodo semplificato, si ottengono valori di intensità minori di quelli osservati (le distribuzioni risultano essere spostate verso i valori negativi), mentre con lo scenario avanzato si stimano valori di intensità quasi sempre maggiori di quelli osservati;

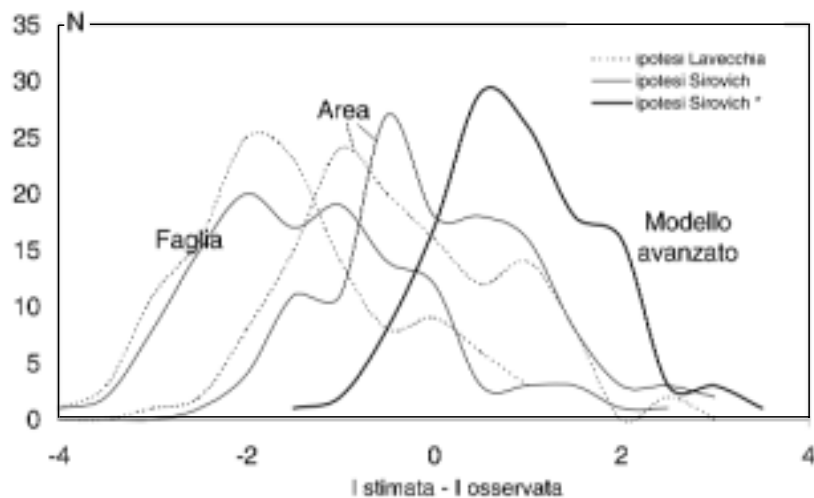


Fig. 8 - Distribuzione degli scarti tra i valori di intensità osservata e stimata per le ipotesi di faglie S e L (con la rappresentazione di sorgente rettilinea F o con la proiezione in superficie), e per il caso generato attraverso il modello avanzato con faglia S*

- 2) la media dei valori dello scenario avanzato (0.90) è leggermente superiore a quella ottenuta attraverso la proiezione in superficie dell'area di rottura (0.04 per faglia S e -0.36 per faglia L), ma la dispersione dei valori è più contenuta.

9.4 Conclusioni

L'applicazione di un modello avanzato nella generazione di scenari di scuotimento sismico in termini di intensità ha fornito stime che meglio approssimano quelle macrosismiche osservate, sia per la possibilità di descrivere la sorgente in modo fisicamente più rappresentativo (attraverso i parametri di azimuth, immissione e profondità), sia per la capacità di considerare possibili effetti di focalizzazione della sorgente. Gli scarti tra i valori di intensità stimati e quelli osservati sono più contenuti rispetto a quelli che si ottengono attraverso la generazione di campi di intensità semplificati, che derivano il parametro I dalla stima di altri parametri di scuotimento (tipicamente PGA) e che non sono in grado di descrivere correttamente il fenomeno nel caso del campo vicino. Sebbene il modello applicato nel presente lavoro necessiti di essere calibrato su eventi italiani e sia applicabile solo in caso di faglia trascorrente, esso presenta indiscutibili vantaggi che possono essere sfruttati nelle analisi dei terremoti storici. Il modello infatti:

- 1) permette di caratterizzare la risposta locale attraverso opportuni coefficienti correttivi della stima ottenuta su condizioni di suolo standard;
- 2) fornisce valori di scuotimento direttamente in intensità;
- 3) può essere generalmente impiegato in qualsiasi situazione geografica, poichè è stato tradotto in linguaggio AML.

Bibliografia

- Boatwright J. (1982): A dynamic model for far-field acceleration. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **72**, 1049-1068.
- Camassi R. e Stucchi M. (1997): *NT4.1, un catalogo parametrico di terremoti di area italiana al di sopra della soglia di danno (versione NT4.1.1)*. GNDT, Milano, 66 + XXVII pp. e Internet: <http://emidius.itim.mi.cnr.it/NT/home.html>.
- Grandori G., Perotti F., Tagliani A. (1987): On the attenuation of macroseismic intensity with epicentral distance. In: Cakmak (Ed.) *Ground Motion and Engineering Seismology*. 3rd Int. Conf. on Soil Dynamics and Earthquake Eng., Princeton USA, Elsevier, Amsterdam, 581-594.
- Lavecchia G., Boncio P., Brozzetti F. (1999): Analisi delle relazioni tra sismicità e strutture tettoniche in Umbria-Marche-Abruzzo finalizzata alla realizzazione della mappa delle strutture sismogenetiche. GNDT, *Rapporto semestrale PE98 - Progetto 5.1.1*, Roma, e Internet: <http://emidius.itim.mi.cnr.it/GNDT/P511/home.html>
- Monachesi G. e M. Stucchi (1997): *DOM4.1 Un database di osservazioni macrosismiche terremoti di area italiana al di sopra della soglia del danno*. Internet: <http://emidius.itim.mi.cnr.it/DOM/home.html>
- Mussi A. (1997): Studi di risposta del territorio a terremoti violenti in ambiente GIS. Tesi di laurea inedita del corso Ingegneria per l'ambiente ed il territorio, Politecnico di Milano, 137 pp.
- Perkins J. and Boatwright J. (1995): *The San Francisco Bay Area - On Shaky Ground*. Association of Bay Area Governments, P95001EQK, Oakland, CA.
- Sabetta F. and Pugliese A. (1987): Attenuation of peak horizontal acceleration and velocity from italian strong-motion records. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **77**, 1491-1513.
- Sirovich L. (1996): A simple algorithm for tracing out synthetic isoseismal. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, 1019-1027.
- Sirovich L., Pettenati F., Bobbio M. (1999): Caratteristiche geometriche e cinematiche di sorgenti di terremoti storici ricavate tramite inversione di piani quotati macrosismici. GNDT, *Rapporto semestrale PE98 - Progetto 5.1.1*, Roma, e Internet: <http://emidius.itim.mi.cnr.it/GNDT/P511/home.html>
- Wald D. J., Quitoriano D., Heaton T. H., Kanamori H. (1999): Relationships between peak ground acceleration, peak ground velocity and modified mercalli intensity in California. *Earthquake Spectra*, **15**, 557-564.

PARTE III

Modellazioni innovative della pericolosità

10. ANALISI STATISTICA DI UNA ZONAZIONE UMBRIA-MARCHE E STUDIO DI VARIAZIONI DELLA DISTRIBUZIONE DI PROBABILITA' DEL TEMPO DI INTERCORRENZA

Renata Rotondi

IAMI, CNR, Milano

10.1 Introduzione

Alcuni studi geologici svolti a seguito del terremoto del 26 settembre 1997 (Buncio e Lavecchia, 1999) hanno identificato tre allineamenti principali di faglie in direzione NNW - SSE che, riferiti alla zonazione ZS4.0 (Scandone, 1997; Meletti et al., 2000), interessano principalmente le zone 45, 46, 47, 51, 52. Questi risultati hanno suggerito di analizzare, con metodi statistici, una nuova zonazione dell'area Umbria-Marche, ottenuta estendendo la zona 47 (z47) di ZS4.0 con l'aggiunta, rispettivamente, delle zone 45, 46 e 51, 52; in questo modo si sono ottenute due nuove aree che abbiamo indicato con z47.45-6 e z47.51-2. Dal catalogo NT4.1.1 (Camassi e Stucchi, 1997) abbiamo poi estratto gli insiemi degli eventi con magnitudo $M_s \geq 4.4$ appartenenti a queste due aree e a z47. Dovendo premettere a qualsiasi analisi statistica l'esame della qualità dei dati, abbiamo preso in considerazione il problema dell'incompletezza del catalogo con l'obiettivo di stimare la data da cui ciascuno degli insiemi di dati in esame può essere considerato completo. In NT4.1.1, come in ogni catalogo storico, convivono non-stazionarietà dovute alla mancata registrazione di eventi e quelle dovute a cambiamenti strutturali nel processo fisico; è però ragionevole pensare che le prime costituiscano l'aspetto predominante, soprattutto nella parte iniziale del catalogo. Abbiamo perciò assunto che in un'analisi iniziale si possa considerare la sequenza dei tempi di accadimento di un'area come una realizzazione di un processo di Poisson generalizzato la cui funzione intensità $\lambda(t)$ è una funzione a passi, cioè ha valore costante h_1 fino a un certo tempo s e poi assume un altro valore h_2 , in genere superiore ad h_1 (Rotondi e Garavaglia, 1998). Le variabili s e h_2 , indicanti rispettivamente l'inizio della parte completa del catalogo e il corrispondente tasso, sono state considerate come variabili casuali e stimate attraverso nuovi metodi di simulazione stocastica.

Abbiamo poi analizzato più in dettaglio la parte completa di ciascun insieme di dati al fine di identificarvi non-stazionarietà del processo fisico, riconoscibili da variazioni di indicatori del regime sismico quale la distribuzione di probabilità del tempo di intercor-

Contributo dell'UO IAMI

CNR - Istituto per le Applicazioni della Matematica e dell'Informatica, Via Ampère 56, 20131, Milano

Responsabile: R. Rotondi

e-mail 1° autore: reni@iami.mi.cnr.it

renza. Per far ciò, senza fissare la forma funzionale di tale distribuzione, abbiamo applicato un metodo di stima non parametrica basato su misture di processi stocastici di Dirichlet (Antoniak, 1974); tale metodo è stato inserito in un problema più ampio di identificazione di più punti di cambio corrispondenti, in questo caso, ai tempi in cui si è verificato un cambiamento di distribuzione.

10.2 Analisi statistica di una zonazione Umbria-Marche

Abbiamo assunto che la sequenza dei tempi di accadimento y_1, y_2, \dots, y_n nell'intervallo $[T_1, T_2]$ costituisca una realizzazione di un processo di Poisson con funzione intensità $\lambda(t) = h_1 I_{[T_1, s]}(t) + h_2 I_{[s, T_2]}(t)$; quindi la verosimiglianza ha la forma:

$$p(\mathbf{y} | h_1, h_2, s) = h_1^{\sum_{i=1}^n \delta_{[T_1, s]}(y_i)} e^{-h_1(s-T_1)} h_2^{\sum_{i=1}^n \delta_{[s, T_2]}(y_i)} e^{-h_2(T_2-s)}.$$

Nel modello bayesiano gerarchico che abbiamo adottato sia il punto di cambio s che i tassi h_1, h_2 e un parametro delle loro distribuzioni iniziali sono variabili casuali, a cui abbiamo assegnato distribuzioni di probabilità sulla base della nostra conoscenza iniziale sul fenomeno. L'inferenza può agevolmente essere effettuata applicando metodi di simulazione stocastica, i cosiddetti metodi *Markov chain Monte Carlo* (MCMC, vedi Gelfand and Smith, 1990; Carlin et al., 1992); attraverso loro si genera un campione di m valori dipendenti per le variabili da stimare, $(s^{(j)}, h_1^{(j)}, h_2^{(j)})_{j=1}^m$, da cui poi si ricavano stime delle loro distribuzioni e degli indici sintetici: media, moda, varianza e quantili. Così, ad esempio, la stima della funzione densità $f(s)$ è data da:

$$\tilde{f}(s) = \sum_{j=1}^m f(s | h_1^{(j)}, h_2^{(j)}, \mathbf{y}) / m.$$

dove $f(s | \cdot)$ indica la densità condizionata di s , e le stime della media e della varianza sono date rispettivamente da:

$$\tilde{s} = \sum_{j=1}^m s^{(j)} / m \quad \tilde{\sigma}_s^2 = \sum_{j=1}^m (s^{(j)} - \tilde{s})^2 / m.$$

Lo stesso vale per h_1 and h_2 . Analogamente si ottiene anche la stima del tasso medio a posteriori del processo di Poisson:

$$\hat{\lambda}(t) = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m \left\{ h_1^{(j)} I_{[T_1, s^{(j)}]}(t) + h_2^{(j)} I_{[s^{(j)}, T_2]}(t) \right\}.$$

I valori ottenuti per la zona 47 sono raccolti nella Tab. 1; osserviamo che oltre ai suddetti indicatori sintetici abbiamo anche riportato l'intervallo di minima ampiezza in cui la variabile h_2 cade con probabilità 0.95 (Highest Posterior Density credible set - HPD). Non riportiamo la rappresentazione grafica dei risultati perchè formalmente simi-

Tab. 1 - Stime relative alla completezza del catalogo della zona 47 ($M_s \geq 4.4$).

	media	moda	deviazione standard				
s	1865.0	1873.1	30.28				
h_2	0.366	0.364	0.0542				
<i>quantili</i>	$q_{0.025}$	$q_{0.05}$	$q_{0.25}$	$q_{0.5}$	$q_{0.75}$	$q_{0.95}$	$q_{0.975}$
s	1744.8	1852.0	1868.7	1871.8	1874.7	1878.0	1878.6
h_2	0.227	0.261	0.327	0.366	0.407	0.468	0.490
<i>intervallo .95HPD</i>	q_l	q_h					
h_2	0.239	0.499					

le a quella per la zona z47.51-2.

I risultati relativi alla zona z47.51-2 sono raccolti nella Tab. 2 e in Fig. 1; come per z47 l'inizio della parte di catalogo stimata completa è intorno al 1870 con deviazione standard molto ridotta. La rappresentazione grafica dei risultati di Fig. 1 comprende, riquadro superiore, la curva del numero cumulato degli eventi (linea punteggiata) e il tasso medio $\hat{\lambda}(t)$ (linea continua); nella parte inferiore vi sono invece le densità di probabilità stimate di s e h_2 . La media e la moda a posteriori di s sono indicate rispettivamente con un quadratino pieno e uno vuoto. Riteniamo opportuno usare come stimatore della variabile h_2 la media a posteriori, che minimizza l'errore quadratico medio, mentre la multimodalità della densità a posteriori di s ci ha indotto a preferire la moda, come stimatore, alla media. La Tab. 3 e Fig. 2 raccolgono i risultati relativi al catalogo della zona z47.45-6 nel periodo dal 1005 al 1992. In questo caso il catalogo risulta completo dal 1702; se però si esclude dall'analisi il periodo dal 1005 al 1240 perchè, con un unico terremoto nel 1005, appare palesemente incompleto, l'analisi conduce a un risultato diverso dal precedente (Tab. 4 e Fig. 3) e concorde con quelli ottenuti per z47.51-2 e z47. C'è comunque da sottolineare che tutte le curve che compongono Fig. 3 sono bimodali, il che indica un sensibile incremento del tasso di accadimento dopo il 1700. Di fronte a questa incertezza l'esistenza di informazioni storiche secondo cui la quasi totalità degli eventi accaduti nel XVIII e XIX secolo sono stati registrati, potrebbe anche condurre alla conclusione che la completezza inizia nel 1700

Tab. 2 - Stime relative alla completezza del catalogo di z47.51-2 ($M_s \geq 4.4$).

	media	moda	deviazione standard				
s	1875.0	1878.1	4.0201				
h_2	0.607	0.598	0.0726				
<i>quantili</i>	$q_{0.025}$	$q_{0.05}$	$q_{0.25}$	$q_{0.5}$	$q_{0.75}$	$q_{0.95}$	$q_{0.975}$
s	1867.7	1869.2	1872.4	1876.0	1877.6	1880.7	1881.9
h_2	0.473	0.493	0.556	0.604	0.654	0.731	0.757
<i>intervallo .95HPD</i>	q_l	q_h					
h_2	0.467	0.751					

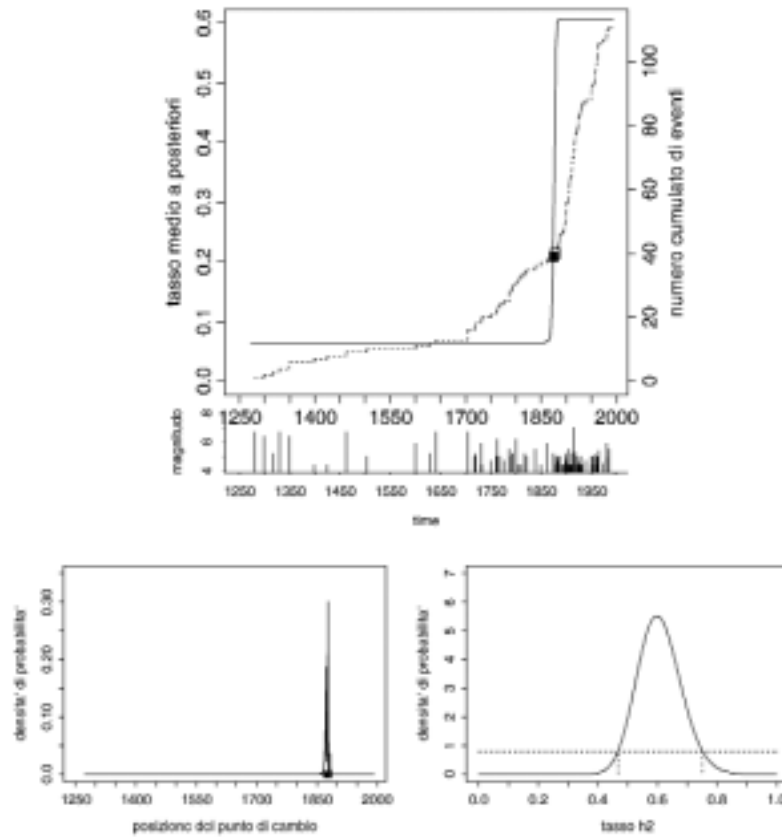


Fig. 1 - Rappresentazione grafica dei risultati sulla completezza del catalogo di z47.51-2 ($M_s \geq 4.4$): tasso medio a posteriori (fig. superiore, linea continua), stima della densità di probabilità della posizione del punto di cambio (fig. inferiore, a sinistra), stima della densità di probabilità del tasso h_2 (fig. inferiore, a destra).

anzichè nel 1870, anche se la densità di probabilità $f(s)$ ha solo un massimo locale in questo punto.

10.3 Studio di variazioni della distribuzione di probabilità del tempo di intercorrenza

Il tempo che separa due eventi consecutivi è uno dei possibili indicatori del modello di accadimento; abbiamo perciò affrontato il problema dell'identificazione di diverse fasi sismiche assumendo che ogni fase sia caratterizzata da una diversa distribuzione di probabilità $F(t)$ del tempo di intercorrenza. Se (t_0, t_1, \dots, t_n) è la sequenza dei tempi di accadimento osservati in un'area, indichiamo con (y_1, \dots, y_n) , dove $y_i = t_i - t_{i-1}$, $i=1, \dots, n$, la sequenza dei tempi di intercorrenza. Supponiamo che siano state riconosciute $(k+1)$ fasi e che i k cambiamenti avvengano in corrispondenza di altrettanti eventi; cioè, se indichiamo con $(y_{r_1}, \dots, y_{r_k})$ il primo dei tempi di intercorrenza appartenenti a ciascuna delle

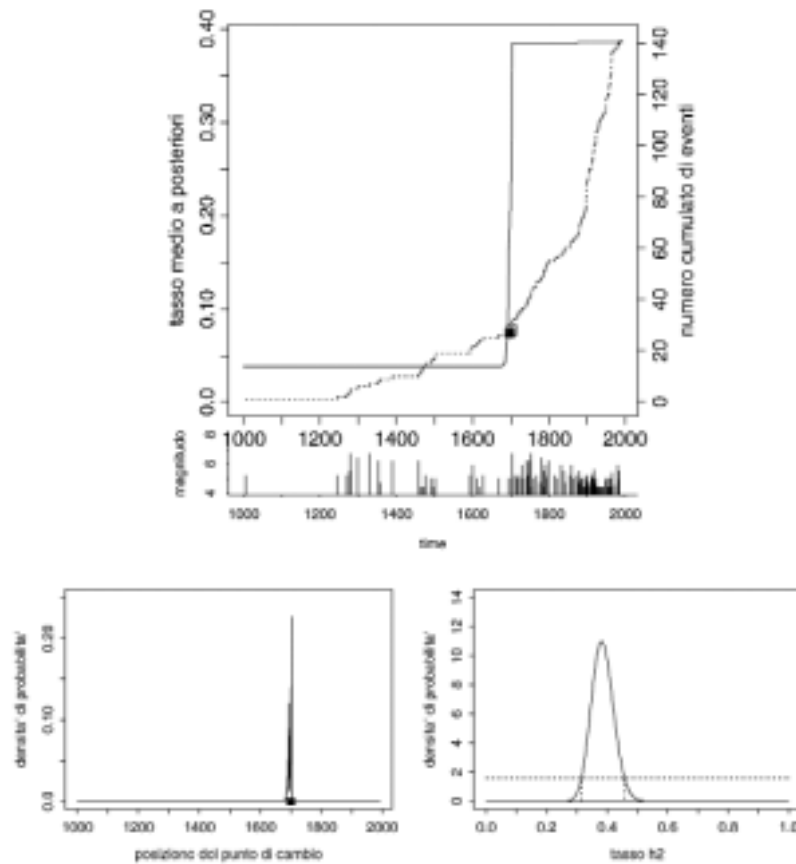


Fig. 2 - Rappresentazione grafica dei risultati sulla completezza del catalogo di z47.45-6 ($M_s \geq 4.4$), periodo 1005-1992: tasso medio a posteriori (fig. superiore, linea continua), stima della densità di probabilità della posizione del punto di cambio (fig. inferiore, a sinistra), stima della densità di probabilità del tasso h_2 (fig. inferiore, a destra).

k fasi, si ha che il primo cambiamento è accaduto in t_{r_1-1} , il secondo in t_{r_2-1} e così via. Indichiamo inoltre con F_0, F_1, \dots, F_k le distribuzioni di probabilità del tempo di intercorrenza che caratterizzano le varie fasi e, per garantire flessibilità al metodo, assumiamo che siano distribuzioni casuali; in particolare abbiamo supposto che ciascuna F_i segua una

Tab. 3 - Stime relative alla completezza del catalogo di z47.45-6 ($M_s \geq 4.4$), periodo 1005-1992.

	media	moda	deviazione standard				
s	1697.2	1702.7	6.81				
h_2	0.385	0.382	0.0360				
quantili	$q_{0.025}$	$q_{0.05}$	$q_{0.25}$	$q_{0.5}$	$q_{0.75}$	$q_{0.95}$	$q_{0.975}$
s	1686.3	1688.4	1693.2	1699.0	1701.5	1702.6	1702.7
h_2	0.317	0.327	0.360	0.384	0.409	0.447	0.460
intervallo .95HPD	q_l	q_h					
h_2	0.314	0.457					

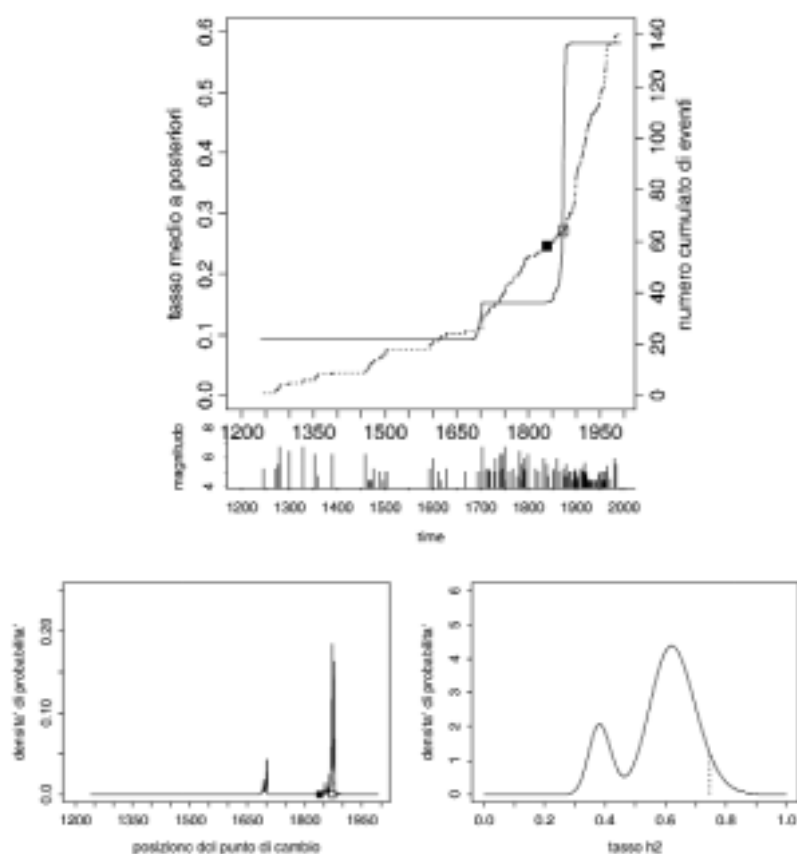


Fig. 3 - Rappresentazione grafica dei risultati sulla completezza del catalogo di z47.45-6 ($M_s \geq 4.4$), periodo 1240-1992: tasso medio a posteriori (fig. superiore, linea continua), stima della densità di probabilità della posizione del punto di cambio (fig. inferiore, a sinistra), stima della densità di probabilità del tasso h_2 (fig. inferiore, a destra).

mistura di processi di Dirichlet. Ricordiamo che F_i è un processo di Dirichlet se, data una partizione misurabile $\{B_1, \dots, B_m\}$ del suo supporto, si ha

$$(F_i(B_1) \leq u_{i1}, \dots, F_i(B_m) \leq u_{im}) \sim D(u_{i1}, \dots, u_{im}; MG(B_1; \theta_i), \dots, MG(B_m; \theta_i))$$

Tab. 4 - Stime relative alla completezza del catalogo di z47.45-6 ($M_s \geq 4.4$), periodo 1240-1992.

	media	moda	deviazione standard				
s	1839.2	1873.1	68.36				
h_2	0.583	0.620	0.0666				
<i>quantili</i>	$q_{0.025}$	$q_{0.05}$	$q_{0.25}$	$q_{0.5}$	$q_{0.75}$	$q_{0.95}$	$q_{0.975}$
s	1691.6	1693.8	1863.8	1872.3	1875.3	1877.9	1878.7
h_2	0.345	0.362	0.526	0.604	0.664	0.747	0.775
<i>intervallo .95HPD</i>	q_l	q_h					
h_2	0.	0.747					

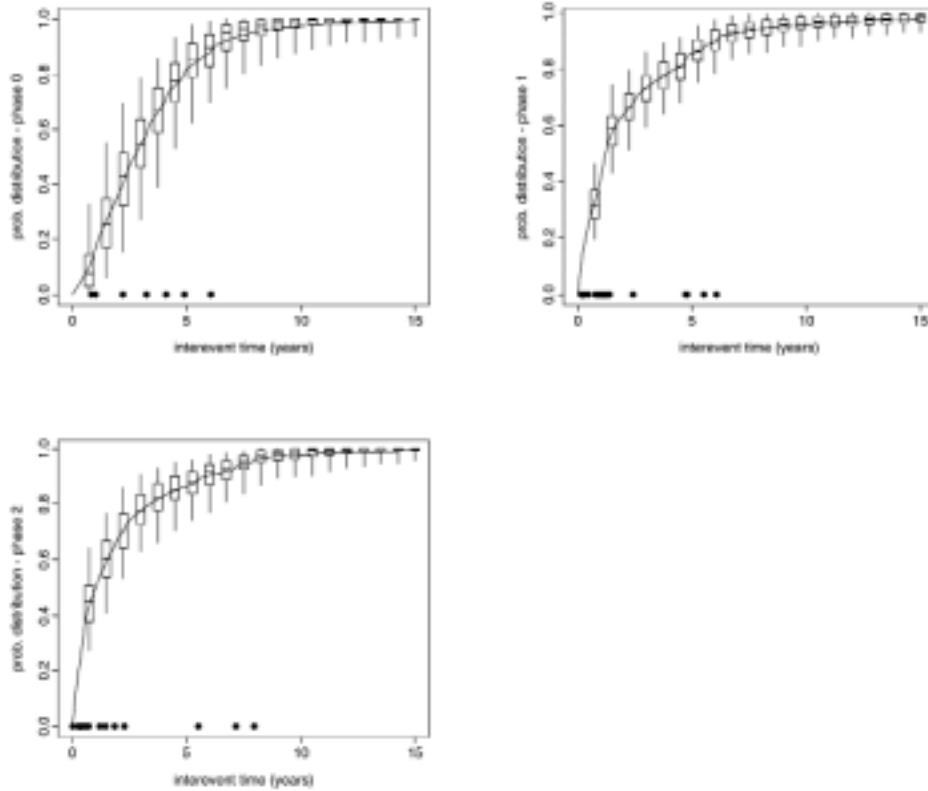


Fig. 4 - Distribuzione di probabilità del tempo di intercorrenza stimata in ciascuna delle tre fasi sismiche identificate nella zona 47 ($M_s \geq 4.4$); i punti corrispondono agli intertempi di ciascuna fase.

dove $D(u_{i1}, \dots, u_{im}; G_1, \dots, G_m)$ indica la distribuzione di Dirichlet di parametri (G_1, \dots, G_m) . Poichè la misura $G(\cdot)$ rappresenta il valore atteso iniziale di $F(\cdot)$, cioè esprime la nostra opinione sul presunto andamento della variabile temporale, abbiamo posto G uguale a una gamma generalizzata con densità

$$g(y; \eta, \xi, \rho) = \frac{\eta \xi^\rho y^{\rho-1} e^{-\xi y^\eta}}{\Gamma(\rho)}.$$

Questa famiglia di distribuzioni contiene infatti propriamente tutte quelle proposte in letteratura per il tempo di intercorrenza, ad es. a $\eta = 1$ corrisponde una gamma e a $\rho = 1$ una Weibull. Per una dettagliata descrizione del metodo rimandiamo a Pievatolo and Rotondi (1999); qui vogliamo solo sottolineare che la procedura seguita stima, oltre alle distribuzioni F_i , tutti i parametri del modello, cioè il numero k dei cambiamenti, la loro posizione data dal vettore degli indici \mathbf{r} , e per ogni fase il vettore di parametri $\theta_i = (\eta_i, \xi_i, \rho_i)$, $i=0, \dots, k$ della gamma generalizzata. Naturalmente la potenza del metodo comporta uno sforzo computazionale tale da richiedere l'applicazione di metodi di calcolo intensivo quali gli MCMC.

Come risultato collaterale dell'analisi si ottiene per ogni evento la probabilità che esso segni l'inizio di una nuova fase; i valori di tale probabilità che superano una soglia prefissata danno il numero k dei cambiamenti accaduti. In ciascuna delle tre zone esaminate, z47, z47.45-6, z47.51-2, sono state identificate tre fasi separate da due punti di cambio localizzati il primo tra il 1895 e il 1897 e il secondo tra il 1938 e il 1949. In Fig. 4 sono riportate le distribuzioni di probabilità stimate per ciascuna delle fasi identificate nella zona 47; in ciascun grafico i box-plots danno una misura della dispersione della stima.

10.4 Osservazioni

La discrepanza osservata nel grado di completezza dei vari cataloghi è spiegabile con l'elevata attività sismica registrata nel XVIII secolo nelle zone 47, 52 e non nella 45 e 46. Ciò induce a proporre un'altra zonazione dell'area in esame in senso longitudinale che riunisca in un'area le zone 46, 52 e parte della zona 47, e in un'altra la parte rimanente di z47 con le zone 45, 51 seguendo meglio, in tal modo, i sistemi di faglia recentemente individuati.

Bibliografia

- Antoniak C. E. (1974): Mixtures of Dirichlet processes with applications to Bayesian nonparametric problems. *Annals of Statistics*, **2**, 1152-1174.
- Boncio P. e Lavecchia G. (1999): I terremoti di Colfiorito (Appennino umbro-marchigiano) del Settembre-Ottobre 1997: contesto tettonico e prime considerazioni sismogenetiche. *Boll. Soc. Geol. It.*, **118**.
- Camassi R. e Stucchi M. (1997): *NT4.1, un catalogo parametrico di terremoti di area italiana al di sopra della soglia di danno (versione NT4.1.1)*. GNDT, Milano, 66 + XXVII pp. e Internet: <http://emidius.itim.mi.cnr.it/NT/home.html>.
- Carlin B. P., Gelfand A. E. and Smith A. F. M. (1992): Hierarchical Bayesian analysis of change-point problems. *Applied Statistics*, **41**, 389-405.
- Gelfand A. E. and Smith A. F. M. (1990): Sampling based approaches to calculating marginal densities. *J. American Statistical Association*, **85**, 398-409.
- Meletti C., Patacca E., Scandone P. (2000): Construction of a seismotectonic model: the case of Italy. *Pageoph*, **157**, 11-35.
- Pievatolo A. and Rotondi R. (1999): Analysing the interevent time distribution to identify seismicity phases: a Bayesian nonparametric approach to the multiple change-point problem. *Applied Statistics*, in stampa.
- Rotondi R. e Garavaglia E. (1998): *Analisi statistica della completezza di un catalogo sismico*. Quaderno IAMI-98.16
- Scandone P. (1997): Linea di ricerca 2 "Sismotettonica". In: Corsanego A., Faccioli E., Gavarini C., Scandone P., Slejko D. e Stucchi M. (a cura di), *L'attività del GNDT nel triennio 1993 - 1995*, CNR - GNDT, Roma, 67-96.

11. DISTRIBUZIONI A CONFRONTO PER I TERREMOTI MAGGIORI IN ITALIA CENTRALE

Elsa Garavaglia, Elisa Guagenti

Politecnico di Milano

11.1 Introduzione

Il lavoro qui presentato fornisce un contributo mirato ad individuare la significatività statistica dei modelli utilizzati per stimare la probabilità condizionata di accadimento di un terremoto maggiore su una struttura sismogenetica. L'approccio ottimale consisterebbe nella stima della funzione di distribuzione a partire dalle osservazioni dei tempi intercorsi tra eventi simili su ogni struttura; purtroppo ciò non è possibile poichè il riconoscimento e la datazione di eventi plurimi avvenuti sulla medesima struttura è piuttosto raro a livello mondiale e quasi del tutto inesistente in Italia.

Questo premesso, sono stati qui condotti due tentativi distinti di calibrazione, entrambi legati ad evidenze sperimentali che consentono di ampliare la dimensione del campione statistico. Il primo tentativo consiste nell'analisi congiunta degli intertempi raccolti per eventi stimati di $M \geq 6.5$, individuati in strutture diverse in Italia Centrale, e descritti nel paragrafo "Osservazioni dirette". Tali strutture, come descritto, sono sufficientemente omogenee tra loro; si è perciò pensato di poter considerare gli eventi nel loro insieme, come manifestazioni di uno stesso meccanismo sismogenetico e quindi campione casuale di uno stesso universo.

La seconda calibrazione invece raggruppa i tempi di ricorrenza per le 18 strutture parametrizzate nell'ambito delle attività del GNDT (Barchi et al., 1999), stimati con la tecnica proposta da Field et al., 1999, e descritti nel paragrafo "Osservazioni indirette".

Le assunzioni adottate, i dati utilizzati e i risultati conseguiti sono descritti e commentati in riferimento a questa iniziale suddivisione.

11.2 Osservazioni dirette

Non si conoscono in Italia eventi plurimi riferiti alla medesima struttura, in numero sufficiente da consentire la calibrazione di una funzione probabilistica dei tempi di intercorrenza; in assenza di questi dati, si è fatto ricorso alle datazioni reperibili in letteratura e riferite a strutture distinte, nel tentativo di calibrare una distribuzione relativa al

Contributo dell'UO POLIMI2

Dipartimento di Ingegneria Strutturale, Politecnico di Milano, P.za L. da Vinci 32, 20133, Milano

Responsabile: E. Guagenti

e-mail 1° autore: garava@stru.polimi.it

tempo di ritorno degli eventi maggiori, adatta alla situazione italiana. Per garantire comunque una certa affinità tra le datazioni raccolte sono state rispettate le seguenti condizioni:

- 1) selezione delle strutture con associati in letteratura almeno 2 terremoti (1 intertempo) di $M \geq 6.5$;
- 2) selezione di strutture cinematicamente e geometricamente assimilabili (nello specifico, faglie in regime distensivo e/o transtensivo, con coinvolgimento di uno spessore sismogenetico non troppo eterogeneo)
- 3) selezione di strutture per le quali non si ritenga avvengano importanti variazioni dello slip rate associato.

La Tab. 1 rappresenta una raccolta preliminare delle datazioni disponibili in letteratura al giugno 1999; i riferimenti bibliografici originali sono riportati in Barchi et al. (1999).

I dati che palesemente inducono a maggior cautela interpretativa sono gli intertempi di 5000 e 7000 anni; rimandando la loro considerazione ad una indagine approfondita, essi per ora non vengono considerati. In Tab. 1 sono riportati anche i momenti sperimentali: la media e i successivi momenti adimensionali (escludendo i due suddetti intertempi).

11.3 Osservazioni indirette

La seconda calibrazione parte dai tempi di ricorrenza stimati nell'ambito del progetto MISHA (Peruzza, 1998) per le strutture concordemente parametrizzate; il tempo di ricorrenza è stato ottenuto in riferimento a ciascun segmento, utilizzando la tecnica di conservazione del tasso di momento sismico proposta da Field et al., 1999, come segue:

$$1/T = \text{Char_Rate} = \mu \cdot V \cdot L \cdot W / 10^{1.5 \cdot M + 9.05}$$

Si faccia riferimento anche a quanto riportato in Peruzza, 1999b.

In Tab. 2 sono riportati i valori così ottenuti, assieme ai valori T_{\min} e T_{\max} , proposti in Peruzza, 1999a.

11.4 Elaborazione statistica

Come è oramai ben chiaro a chiunque svolga una analisi probabilistica, la modellazione non è univocamente determinata. Nessuna previsione è credibile senza incertezze. Non è possibile parlare di “validazione” in senso assoluto.

Tuttavia, un attento confronto fra modelli candidati, la convergenza e il reciproco aiuto fra conoscenze fisiche e indagini statistiche, la consapevolezza delle conseguenze insite nel modello probabilistico, possono costituire, assieme, un ragionevole supporto di credibilità ad un modello piuttosto che ad un altro e una misura (sempre in senso relativo) delle incertezze associate alla previsione.

Tab. 1 - Strutture in Italia centrale, ed eventi associati in via preliminare.

Struttura	M max	Tlast (a.D.)	Datazioni eventi M~>6.5	intertempo
Gubbio	<= 6.0	?		
Gualdo Tadino	6.0-6.5	1751		
Colfiorito	~6.2	1997?		
Norcia	~6.7	1703	1328 1703	375
Alta Valle dell' Aterno	6.0-6.5	1703		
C. Felice - Ovindoli - Pezza	6.5	1300	866-1300 =>801 A.D. 1900+/-70 B.C. ~ 5000 B.C. 1915	~2700 ~3100
Fucino	7.0	1915	500-885 =>801 A.D. 1000-1400? 1915	500 600 oppure ?1114
Marsicano - V. di Sangro - Barrea	>6.7	?		
M. Bove - M. Vettore	6.5-6.7	<350	2325-1920 B.C. 65-350 A.D.	~2330 (1985-2675)
Laga - Campo-tosto - Gorzano	6.5-6.7	?		
C. Imperatore - Assergi	7.0	<1000	< 18000 B.P. 14000-12000 B.P. 7000-5450+/-170BP post 3490+/-160 B.P.	~5000 ~7000 ~2500
Media Valle Aterno	6.0-6.5	?		
M. Morrone - Sulmona	~6.5	<100		
Aremogna - 5-miglia -Pizzalto	6.0-6.5	?		
Leonessa	<6.5	?	?	
Rieti	~6.5	?	2 paleoterremoti	
Sora	~6.5	1654?		
Cassino	~6.5	?		
San Gregorio Magno				2206 3104
Piano di Pecore				1684 2150
Numerosità	11	intertempi		
Intertempi (in secoli)				
3.8 5.0 6.0	16.8	21.5	22.1	23.3 25.0 27.0 31.0 31.0
Momenti sperimentali				
Media	19.3173			
Coeff. Var.	0.5239			
Skewness	-0.4515			
Curtosi	1.5133			

Qui di seguito ci si limita ad indagare, come già accennato, fra modelli di renewal processes che sono i più semplici processi dotati di memoria (il che sembra essenziale per gli eventi qui presi in considerazione). La scarsità dei dati non consente di pensare a modelli più sofisticati (e l'esperienza internazionale a tal proposito ha ridimensionato le

Tab. 2 - Intertempi ricavati in modo indiretto in relazione alle caratteristiche delle strutture individuate in Peruzza, 1999a; Peruzza, 1999b; Barchi et al., 1999.

Struttura	M max	Tmin	Tmax	1/Char_Rate
Gubbio	<= 6.0	250	500	417
Gualdo Tadino	6.0-6.5	250	1250	760
Colfiorito	~6.2	750	1000	1303
Norcia	~6.7	1000	1650	1535
A V Aterno	6.0-6.5	250	1000	701
C.Felice-Ov.Pezza	6.5	400	850	768
Fucino	7.0	800	2600	2127
Marsicano-Barrea	>6.7		3500	3325
M.Bove-Vettore	6.5-6.7	850	1000	1551
Laga-Campotosto - Gorzano	6.5-6.7	1250	2500	2843
C. Imperatore - Assergi	7.0	700	1500	1877
M V Aterno	6.0-6.5	300	1000	760
M.Morrone-Sulmona	~6.5	300	1000	1215
Aremogna-5-miglia	6.0-6.5	1000	2500	1520
Leonessa	<6.5	1250	2500	1520
Rieti	~6.5	1000	1250	1621
Sora	~6.5		1700	2431
Cassino	~6.5	1000	1700	1823
Numerosità 18 intertempi				
Intertempi (in secoli)				
4.2	7.0	7.6	7.6	7.7
12.2	13.0	15.2	15.2	
15.3	15.5	16.2	18.2	18.8
21.3	24.3	28.4	33.2	
Media 15.6080				
Coeff. Var. 0.4952				
Skewness 0.5738				
Curtosi 2.5797				

iniziali aspettative). Consapevoli del fatto che si tratta ora di avviare una ricerca con valore metodologico indicativo, che andrà proseguita con maggior dettaglio di analisi e di informazioni, si è iniziato ad indagare nell'ambito dei renewal processes, definiti dalla distribuzione dei tempi di ricorrenza. L'attenzione si è rivolta a quattro famiglie di distribuzioni: Weibull, gamma, lognormale ed esponenziale generalizzata.

Le prime tre coprono un ventaglio di comportamenti diversi, soprattutto nelle "code" delle distribuzioni le quali costituiscono la zona più problematica dell'interpretazione. In tale zona non sussiste alcun dato sperimentale.

Una significativa grandezza è di aiuto nell'orientarsi fra i tre comportamenti: l'"hazard rate" $\Phi(t_0)$. Se t_0 è il tempo trascorso dall'ultimo evento e τ è il tempo di ricorrenza, è

$$\begin{aligned}\Phi(t_0)dt &= \text{Prob} \{ t_0 < \tau \leq t_0 + dt \mid \tau > t_0 \} \\ &= \text{Prob} \{ \text{terremoto nell'immediato, condizionata} \\ &\quad \text{all'informazione sul tempo trascorso} \}\end{aligned}$$

La grandezza $\Phi(t_0)$, per $t_0 \rightarrow$ infinito, rispettivamente per le tre distribuzioni ha i seguenti comportamenti:

Weibull	$\Phi(t_0) \rightarrow$ infinito
Gamma	$\Phi(t_0) \rightarrow$ valore finito
Lognormale	$\Phi(t_0) \rightarrow 0$

Ciò significa che il prolungarsi del silenzio sismico comporta:

Weibull	un continuo aumento del pericolo immediato;
Gamma	il raggiungimento di un livello costante di pericolo immediato;
Lognormale	il dissolversi del pericolo immediato su tutto il futuro residuo.

Per un sistema chiuso di faglie il primo comportamento sembra il più credibile.

Le distribuzioni del tipo “esponenziale generalizzata” discendono dal principio della Massima Entropia. L’esponente dell’esponenziale è un polinomio il cui grado eguaglia il numero dei momenti presi in considerazione. Il particolare interesse di queste distribuzioni consiste nella capacità del loro adeguamento ai dati, indipendentemente da qualunque altra considerazione. In ciò consiste il loro pregio, ed anche, ovviamente, il loro limite, in quanto un solo nuovo dato che venisse ad aggiungersi potrebbe cambiare anche sensibilmente la distribuzione. Il loro uso è peraltro molto utile al fine di avere una efficace indicazione sull’andamento dei dati. Questo viene colto con grande precisione dalle distribuzioni stimate, le quali, a seconda del grado dell’esponente, possono avere forme svariate. Il grado dell’esponente è deciso dall’analisi dell’entropia differenziale (Tagliani, 1990) che indica il numero n dei momenti sperimentali da prendere in considerazione. Per $n = 1$ il metodo dà luogo, ovviamente, all’esponenziale semplice.

11.5 Risultati

Nelle figure sono riportati i risultati delle elaborazioni; le Figg. 1-4 si riferiscono al trattamento delle osservazioni dirette, mentre i dati indiretti sono rappresentati nelle Figg. 5-8. Per ogni distribuzione sono riportati i grafici delle funzioni di distribuzione $F(t)$, delle densità di probabilità $f(t)$, dell’hazard rate $\Phi(t_0)$; i valori dei momenti stimati, del logaritmo della funzione di verosimiglianza e di alcuni test statistici (tutti soddisfacenti a bassi valori dell’errore di prima specie) sono invece riassunti in Tab. 3.

Come spesso si è avuto occasione di dire (ad es. Guagenti, 1993; Grandori et al., 1998) i test statistici hanno scarso significato in quanto, qualunque sia la distribuzione assunta come ipotesi purchè non del tutto inadatta a rappresentare i dati, i tests forniscono buoni valori e non danno motivo per rigettare l’ipotesi. Anche l’esame a vista del fitting sembra giudicare abbastanza soddisfacenti tutte le distribuzioni. La stessa lognormale costituirebbe un buon fitting se non fosse l’andamento dell’hazard rate a renderla poco credibile. I valori della funzione di verosimiglianza e l’andamento dell’hazard rate sembrano indicare la distribuzione Weibull come miglior candidata. Inoltre l’ipotesi fisica sulla sottostante struttura sismogenetica, sostanzialmente unica, vuol corroborare l’ipotesi di distribuzione Weibull. La distribuzione di massima entropia va cautamente presa in

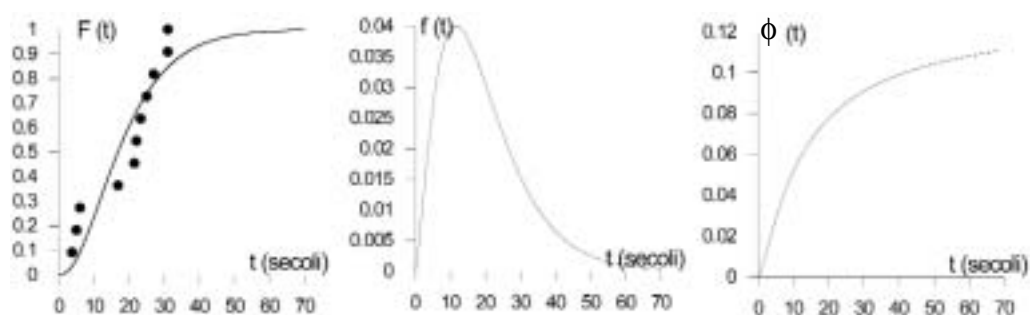


Fig. 1 - Distribuzione gamma su dati diretti.

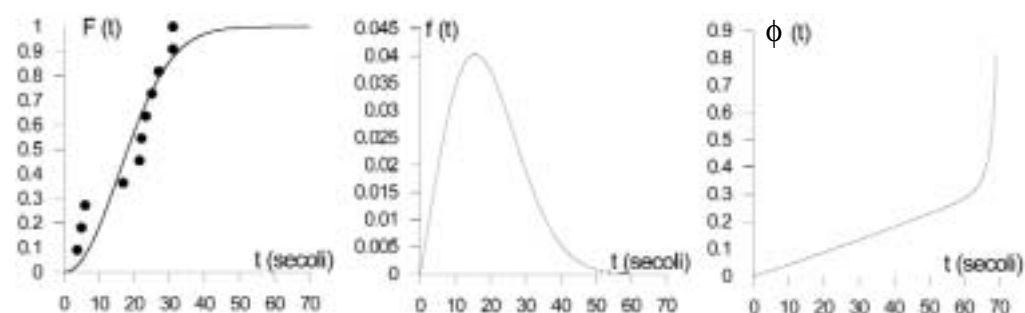


Fig. 2 - Distribuzione Weibull su dati diretti.

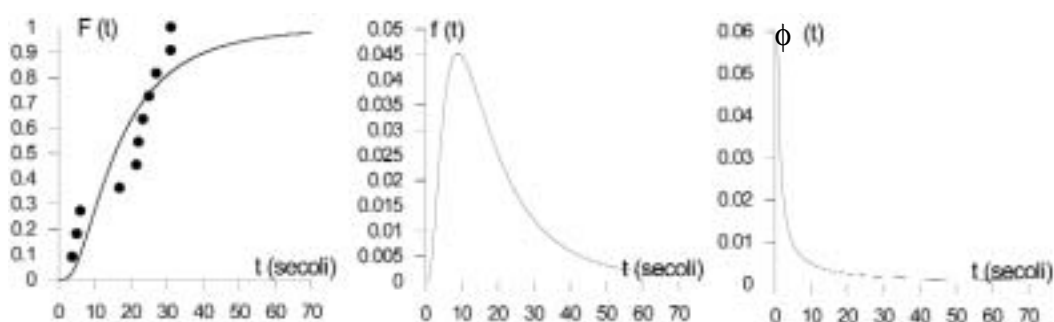


Fig. 3 - Distribuzione Lognormale su dati diretti.

considerazione. Essa è bimodale ed indica un periodo di minor pericolo attorno ai 2000 anni di gap sismico. Ma a corroborare ciò occorrerebbe qualche considerazione fisica e non solo l'accanito adeguamento ai dati proprio delle distribuzioni di massima entropia.

Nella Tab. 4 sono riportati i valori delle previsioni conseguenti alle distribuzioni stimate per le osservazioni dirette. Si sono messe in evidenza le previsioni per i successivi 50, 100 e 1000 anni per i diversi valori di t_0 . La previsione relativa al millennio successivo è significativa per il tipo di eventi presi in considerazione ed anche per la normativa sismica riguardante costruzioni speciali. Le previsioni riguardanti i 50 e 100 anni successivi hanno interesse per quanto riguarda la normativa sismica relativa a costruzioni normali, poichè a tali periodi tipicamente essa fa riferimento.

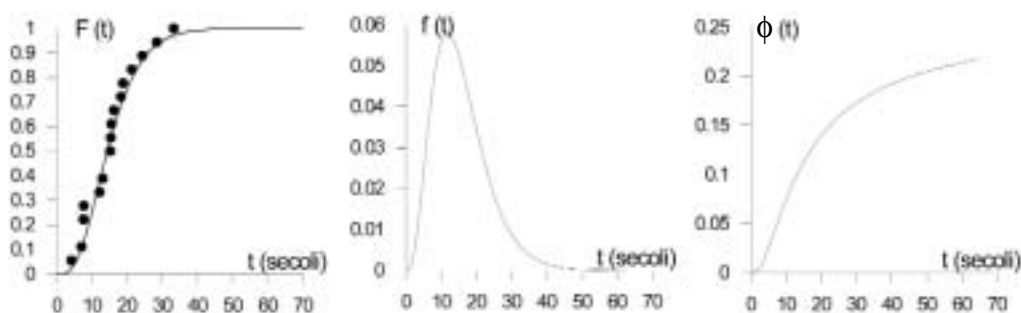


Fig. 4 - Distribuzione esponenziale generalizzata su dati diretti.

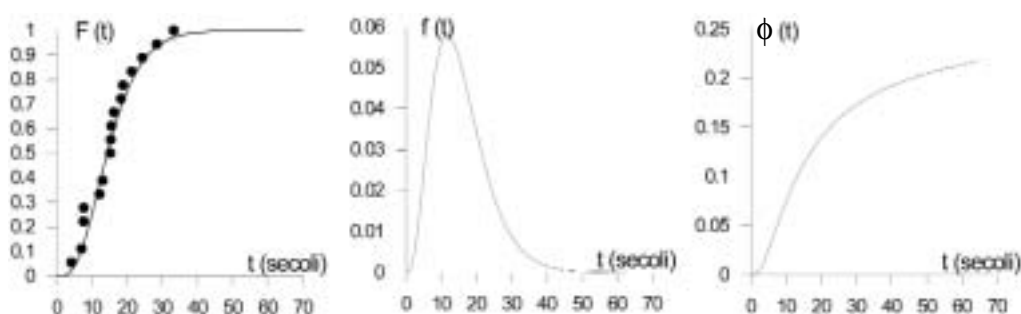


Fig. 5 - Distribuzione gamma su dati indiretti.

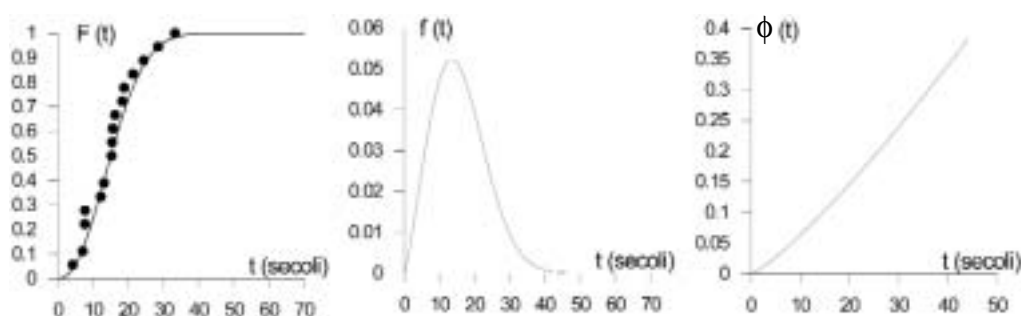


Fig. 6 - Distribuzione Weibull su dati indiretti.

Per quanto riguarda il millennio di previsione, le diverse ipotesi convergono nella previsione di probabilità molto alte. La stessa lognormale non si discosta moltissimo dalle altre. Per quanto riguarda i 50 e 100 anni di previsione, il pericolo sembra diventare consistente dopo i 3000 anni di gap (dell'ordine del 10% o 20%) per poi crescere indefinitamente. Va però notato che la previsione riguarda eventi che possono verificarsi su di una qualsiasi faglia. L'effettivo pericolo in un dato sito può perciò essere consistente anche prima di un lunghissimo gap.

La distribuzione esponenziale generalizzata esaspera questo pericolo, mentre la lognormale (inaccettabile come si è detto) lo minimizza e addirittura lo valuta decrescente da un certo t_0 in poi.

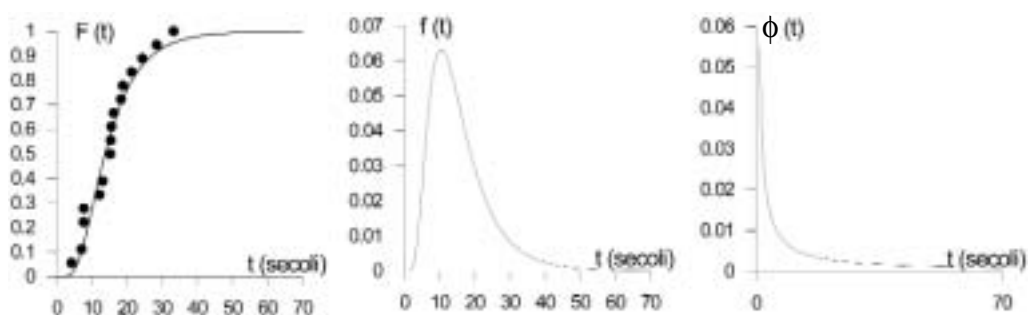


Fig. 7 - Distribuzione Lognormale su dati indiretti.

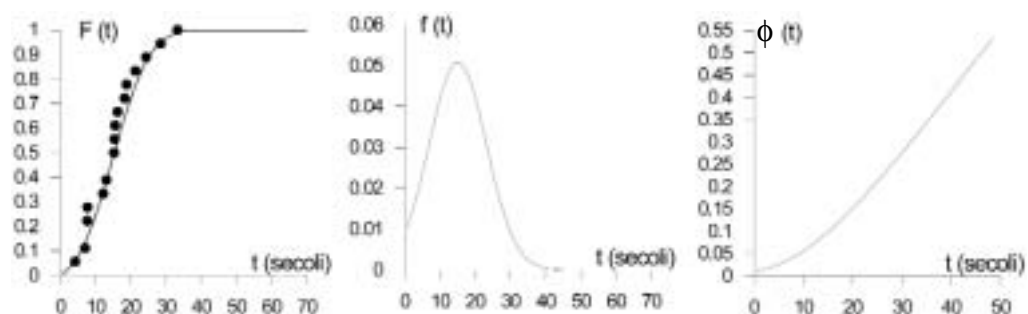


Fig. 8 - Distribuzione esponenziale generalizzata su dati indiretti.

E' interessante il confronto fra queste previsioni e quelle relative all'altro set di dati cui l'indagine è rivolta (osservazioni indirette, in Tab. 5). Si noti intanto che i quattro momenti presi in considerazione nei due sets di dati non sono molto dissimili. Il divario maggiore fra le due elaborazioni riguarda le previsioni ottenute con le esponenziali, che abbiamo detto essere molto sensibili al cambiamento dei dati.

Resta confermata la scarsa credibilità della lognormale e la previsione di consi-

Tab. 3 - Estimatori statistici delle funzioni distribuzione, per dati diretti (D) ed indiretti (I).

Distribuz.	Dati	F.Ver.	Media	C.Var.	Skewness	Curtosis	χ^2	Kolmog	SN*
Gamma	D	-41.499	19.3175	0.6304	1.2609	5.3847	3.0909	0.1945	1.5994
Weibull	D	-40.722	19.2104	0.5106	0.5968	3.1827	3.0909	0.2037	1.5175
Lognorm	D	-42.604	20.6211	0.8610	3.2211	25.847	3.0909	0.2113	1.7229
Exp.Gen.	D	-37.123	momenti	teorici =	sperim.	ottimali	4 mom.		
Gamma	I	-60.772	15.6080	0.4952	0.9904	4.4712	4.2222	0.1438	1.2308
Weibull	I	-60.870	15.6476	0.4763	0.4986	3.0260	2.0000	0.1321	1.2400
Lognorm	I	-61.203	15.7904	0.5665	1.8815	9.8899	3.1111	0.1428	1.3300
Exp.Gen.	I	-61.398	momenti	teorici =	sperim.	ottimali	2 mom.		

Tab. 4 - Probabilità condizionata di accadimento di un evento maggiore su una qualunque delle strutture individuate dalla analisi dei dati diretti, per le diverse distribuzioni, tempo trascorso dall'ultimo evento (t_0), e tempo di previsione.

Distribuzione	t_0 (secoli)	50 anni	100 anni	1000 anni
Gamma	1.	2.0040080E-03	6.0120244E-03	0.2735471
	3.	9.1930544E-03	1.9407559E-02	0.3411644
	5.	1.3888885E-02	2.9914526E-02	0.3942308
	10.	2.4869101E-02	5.1047128E-02	0.4829843
	15.	3.1746041E-02	6.5255731E-02	0.5361552
	20.	3.7974648E-02	7.5949296E-02	0.5721518
	40.	4.6154171E-02	9.2307426E-02	0.6307694
Weibull	1.	2.0040080E-03	5.0100200E-03	0.2184369
	3.	6.1037634E-03	1.4242114E-02	0.2828077
	5.	1.0504199E-02	2.2058820E-02	0.3424370
	10.	2.0858901E-02	4.2944781E-02	0.4736196
	15.	3.1948853E-02	6.5495178E-02	0.5814696
	20.	4.4289026E-02	8.6247087E-02	0.6666667
	40.	9.9998809E-02	0.1666667	0.8666663
Lognormale	1.	1.0000000E-03	3.0000000E-03	0.3190000
	3.	9.1185411E-03	2.1276597E-02	0.3941236
	5.	1.8143008E-02	3.8420491E-02	0.4429029
	10.	3.1680442E-02	6.1983492E-02	0.4903581
	15.	3.4482770E-02	6.7049854E-02	0.4942529
	20.	3.2432497E-02	6.4864837E-02	0.4837838
	40.	2.9125843E-02	4.8543651E-02	0.4271842
Esponenziale Generalizzata	1.	9.0089999E-03	1.9742008E-02	0.2632352
	3.	1.5645124E-02	3.2173511E-02	0.2607715
	5.	1.8400993E-02	3.6426704E-02	0.2392017
	10.	1.2633791E-02	2.4489690E-02	0.2117701
	15.	1.0090120E-02	2.0314781E-02	0.4005112
	20.	1.9737318E-02	4.1431319E-02	0.8511706
	40.	instabilità	numeriche	

stente pericolo ad iniziare dai 3000 anni di gap sismico.

11.6 Conclusioni

Le elaborazioni presentate consentono quindi di affermare che:

- 1) le osservazioni DIRETTE portano a previsioni dal 80-100% inferiori rispetto a quanto previsto con le INDIRETTE: il fatto che il secondo set di dati dia probabilità maggiori era peraltro prevedibile, sia per la minor dispersione dei dati sia per le considerazioni energetiche che sorreggono l'analisi.
- 2) le diverse forme funzionali portano a previsioni non molto dissimili fino a 1500 anni di Telapsed (vedi Fig. 9, riferentesi alla previsione nei prossimi 50 anni), con l'ecce-

Tab. 5 - Probabilità condizionata di accadimento di un evento maggiore su una qualunque delle strutture individuate dalla analisi dei dati indiretti, per le diverse distribuzioni, tempo trascorso dall'ultimo evento (t_0), e tempo di previsione.

Distribuzione	t_0 (secoli)	50 anni	100 anni	1000 anni
Gamma	1.	1.0000000E-03	2.0000001E-03	0.3090000
	3.	5.0352467E-03	1.2084591E-02	0.4209467
	5.	1.4568157E-02	3.0176902E-02	0.5161290
	10.	3.7483264E-02	7.4966528E-02	0.6693441
	15.	5.3763393E-02	0.1075268	0.7483871
	20.	6.8825752E-02	0.1336032	0.7935222
	40.	0.1249981	0.1249981	0.8750018
Weibull	1.	2.0040080E-03	6.0120244E-03	0.2935871
	3.	8.1549454E-03	1.7329255E-02	0.3853211
	5.	1.3815087E-02	2.9755577E-02	0.4697131
	10.	3.1830244E-02	6.4986713E-02	0.6445623
	15.	5.2104253E-02	0.1022044	0.7695391
	20.	7.0895500E-02	0.1380597	0.8544777
	40.	instabilità	numeriche	
Lognormale	1.	0.0000000E+00	0.0000000E+00	0.3370000
	3.	3.0060117E-03	8.0160312E-03	0.4569138
	5.	1.3374486E-02	3.0864194E-02	0.5534979
	10.	4.2699751E-02	8.6776890E-02	0.6721764
	15.	5.5299513E-02	0.1105992	0.7050691
	20.	5.8823530E-02	0.1134452	0.7100840
	40.	4.7621209E-02	9.5239580E-02	0.6666657
Exponenziale Generalizzata	1.	6.1110039E-03	1.2880800E-02	0.2806030
	3.	9.2634093E-03	1.9370368E-02	0.3579061
	5.	1.3403691E-02	2.7803268E-02	0.4387869
	10.	2.8325245E-02	5.7616733E-02	0.6320631
	15.	4.9113739E-02	9.8053195E-02	0.7820264
	20.	7.4106120E-02	0.1451904	0.8798835
	40.	0.1869430	0.3458110	0.9906417

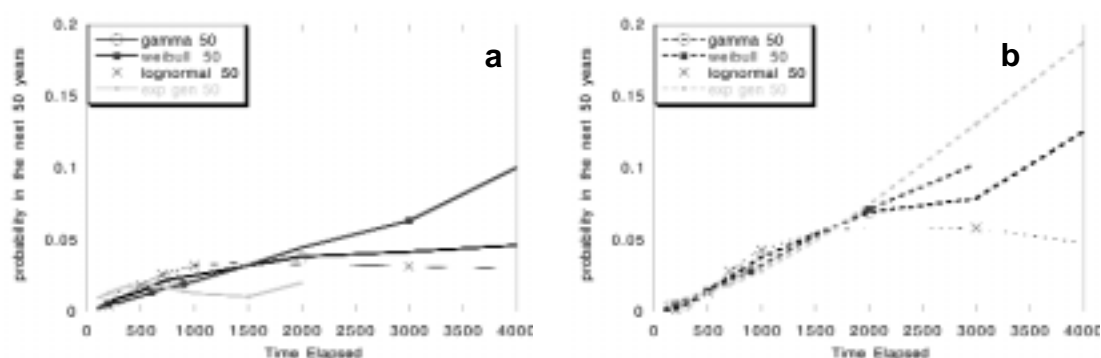


Fig. 9 - Andamento della previsione relativa ai prossimi 50 anni, in funzione del tempo trascorso dall'ultimo evento: a) distribuzioni ottenute con i dati diretti, b) distribuzioni ottenute con i dati indiretti.

zione della esponenziale generalizzata; la previsione pertanto non risulta molto influenzata dal tipo di distribuzione; si auspica una attività futura di censimento più completo delle datazioni, per rendere via via più significativo il campione statistico.

- 3) le osservazioni INDIRETTE sono molto congruenti tra loro; la forma funzionale è praticamente ininfluyente fino a circa 2000 anni (un 30% in più quindi del Tmedio) poi divergono le code.

Il divario osservato fra le diverse ipotesi e fra i due sets di dati dà una prima possibile valutazione sull'incertezza legata alla previsione.

Il sistema proposto appare un valido modo per tarare una funzione di distribuzione da applicare alle singole strutture e ricavarne quindi la probabilità che avvenga sulla struttura un terremoto, in un determinato periodo da oggi, e noto il tempo trascorso dall'ultimo evento.

Bibliografia

- Barchi M., G. Lavecchia, F. Galadini, P. Messina, A. M. Michetti, L. Peruzza, A. Pizzi, E. Tondi, E. Vittori (a cura di) (1999): *Sintesi delle conoscenze sulle faglie attive in Italia Centrale: parametrizzazione ai fini della caratterizzazione della pericolosità sismica*. CNR-GNDT, Volume congiunto dei Progetti 5.1.2, 6a2, 5.1.1, Esagrafica, Roma, in stampa.
- Grandori G., Guagenti E., Tagliani A. (1998): Seismic Hazard Analysis: how to measure uncertainty? *Computers and Structures*, **67**, 17-51.
- Guagenti Grandori E. (1993): Rischio sismico: metodo di Cornell generalizzato. *Ingegneria sismica*, **X/2**, 14-21.
- Peruzza L. (coord.) (1998): Progetto 6a2 Metodi Innovativi per la Stima dell'HAZARD (MISHA) - Applicazione all'Italia Centrale. CNR-GNDT Progetto Esecutivo 1998, e Internet: http://macrisk1.ogs.trieste.it/MISHA_web/home.html
- Peruzza L. (a cura di) (1999a): *Parametrizzazione degli elementi sismogenetici assoggettabili ad un trattamento time-dependent*. Relazione esterna OGS18/99 OGA6, Trieste, 12 pp., e Internet: http://macrisk1.ogs.trieste.it/MISHA_web/text/fase1.html
- Peruzza L. (1999b) Modello di segmentazione per l'Italia Centrale: dal consenso sulle strutture, alla probabilità di accadimento di un terremoto maggiore. In questo volume.
- Tagliani A. (1990): On the existence of maximum entropy distributions with four and more assigned moments. *Prob. Eng. Mech.*, **4**, 167-170.

12. ANALISI DI SENSIBILITA' ALL'INTRODUZIONE DI SORGENTI LINEARI E TRATTAMENTO TIME-DEPENDENT

Laura Peruzza

GNDT c/o OGS, Trieste

12.1 Introduzione

Verranno qui raccolti e commentati i test fatti per l'introduzione di strutture lineari e processi non poissoniani, in una stima della pericolosità sismica di tipo probabilistico. Due infatti erano gli obiettivi che si prefiggeva la UO OGS-TS1: valutare l'impatto dell'utilizzo di sorgenti lineari realistiche, nelle valutazioni probabilistiche della pericolosità, e stimare, in prima approssimazione, l'effetto della dipendenza temporale delle stime stesse, nella speranza di fornire utili linee guida per la ricerca da estendersi in futuro all'intero territorio nazionale.

Le strutture lineari utilizzate sono quelle individuate in Peruzza (1999a), da Barchi et al. (1999): per esse sono già state fatte delle considerazioni sulla parametrizzazione energetico-geometrica in un altro lavoro (Peruzza, 1999b). Le sorgenti ricavate da altre analisi (in particolare quelle ottenute tramite la modellazione dell'intensità macrosismica) non sono state utilizzate, per il diverso grado di conoscenza loro associato; si rinvia alle considerazioni riportate nelle conclusioni generali del progetto MISHA. Nelle elaborazioni che seguiranno è stata presa come geometria della sorgente da utilizzare nei calcoli la traccia semplificata corrispondente all'emersione superficiale della struttura attiva. Ciò è corretto nel caso di strutture grossomodo verticali, ma può non esserlo nello specifico di strutture ad inclinazione variabile; in questo caso vi sono diverse possibili geometrie utilizzabili, che vanno dalla individuazione di un segmento decentrato nel senso dell'immersione della struttura (a seconda della profondità ed immersione imputati alla sorgente), alla definizione di un areale rettangolare, proiezione in superficie del piano di faglia, all'uso infine della completa geometria tridimensionale. Le varie opzioni possibili devono essere coerenti col grado di conoscenza, e con il parametro estimatore dello scuotimento utilizzato. Per omogeneità con le analisi eseguite in passato (Slejko et al., 1998), le prove di sensibilità qui presentate utilizzeranno l'accelerazione di picco PGA, definita col decadimento proposto da Ambraseys et al. (1996), per le condizioni di roccia; le relazioni di attenuazione di tale parametro prevedono che lo scuotimento sia defi-

Contributo dell'UO OGS-TS1

Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale, Borgo Grotta Gigante 42/c,
34010, Sgonico, Trieste

Responsabile: L. Peruzza

Contratto n. 98.03227.PF54 (Michelini resp.)

e-mail 1° autore: lperuzza@ogs.trieste.it

nito in funzione della distanza minima dalla faglia responsabile, generalmente calcolata dall'espressione superficiale reale o presunta. Per questo motivo si ritiene adeguata la semplificazione geometrica adottata; essa rappresenta una prima approssimazione al problema, viste anche le semplificazioni e le incertezze accettate nella parametrizzazione delle strutture.

Per quanto riguarda la dipendenza temporale della previsione, la memoria viene introdotta nell'ipotesi più semplificata di un processo renewal, che conserva cioè la memoria dell'ultimo evento senza imporre alcuna dipendenza energetica sull'evento stesso.

I risultati verranno mappati sulla medesima griglia di punti utilizzata per i risultati di pericolosità tradizionali; essi sono rappresentati per confronto in Fig. 1.

12.2 Sismicità osservata nell'area

Prima di valutare l'impatto delle sorgenti sismogenetiche individuate su base geologica, è opportuno partire con qualche considerazione generale sulla sismicità regionale osservata direttamente, in periodo storico e strumentale.

Tradizionalmente, la valutazione quantitativa dei processi sismogenetici passa attraverso un catalogo dei terremoti; per decenni, l'estensione temporale e la qualità del catalogo sismico per l'Italia sono state prese come garanzia sufficiente per individuare e parametrizzare le sorgenti sismogenetiche, e solo negli ultimi anni questo assioma è entrato in discussione, essenzialmente in relazione ai risultati di indagini paleosismologiche (vedi ad es. Pantosti et al., 1996).

In questo paragrafo si cercherà di caratterizzare il tasso di sismicità regionale, ed il possibile modello di occorrenza dei terremoti nell'area, basando la stima sui soli dati sismologici.

12.2.1 Il catalogo

Il catalogo utilizzato nell'analisi è NT41.1 (Camassi e Stucchi, 1997), disponibile sul sito web del GNDT con l'aggiornamento al 1992 dal marzo 1998.

E' questo il catalogo che, con qualche piccola variazione, è stato utilizzato per le cosiddette stime di pericolosità sismica del territorio nazionale di seconda generazione (Slejko et al., 1998; Romeo e Pugliese, 1998; Faccioli e Petrini, 1996; Gruppo di Lavoro, 1999; Albarello et al., 1999). E' questo il catalogo inoltre che ha guidato la definizione delle sorgenti sismogenetiche (SZ4, Scandone, 1997) utilizzate per l'approccio alla Cornell, rappresentate dai poligoni di Fig. 1.

Il catalogo NT41.1 nasce nella logica di uno strumento finalizzato all'hazard tradizionale, che utilizza una serie di terremoti considerati eventi indipendenti tra di loro: in letteratura, questa condizione di indipendenza viene generalmente ribadita come necessità teorica, ma raramente è rispettata nella pratica. Al contrario si ritiene essenziale uti-

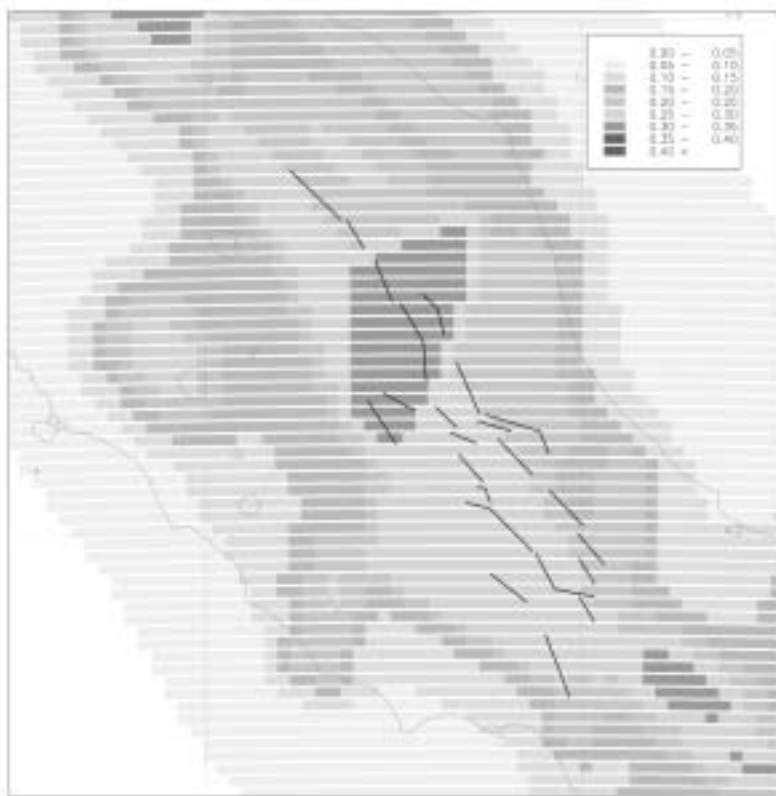


Fig. 1 - PGA (in g) non superata al 90% in 50 anni: sorgenti estese, parametrizzate in Slejko et al., 1998; relazione di attenuazione di Ambraseys et al. (1996) riferita a roccia, con deviazione standard. A tratto continuo vengono riportate le strutture individuate in Barchi et al., 1999 (la figura a colori è riportata in Appendice a pag. 172).

lizzare un catalogo comprensivo di tutti gli eventi per le stime dipendenti dal tempo, come quelle che si prefigge questo progetto.

La decisione di utilizzare NT41.1 in modo esclusivo in questa fase di valutazione della pericolosità sismica con nuovi dati e tecniche innovative si giustifica sia con la necessità di uniformare il più possibile l'informazione sismologica con quella già utilizzata (da un lato per enfatizzare il contributo delle nuove ipotesi sulle sorgenti lineari, e dall'altro per riconoscere l'impatto della modificata metodologia), sia col fatto che l'obiettivo di un catalogo sismico "con repliche" per l'Italia centrale non era realisticamente perseguibile, nel respiro annuale in cui è articolato il progetto MISHA.

Vi sono anche delle ulteriori considerazioni, derivate dai criteri guida di NT41.1 e dalla disponibilità ed omogeneità delle informazioni reperibili, che ridimensionano l'impatto atteso nella valutazione dell'hazard dall'uso di un eventuale catalogo con repliche. Alcuni eventi "dipendenti" significativi, o sufficientemente documentati, sono stati reintrodotti in NT41.1. L'operazione di declustering del catalogo progenitore (Postpischl, 1985) è stata infatti rivista manualmente per consentire il rientro in catalogo di alcuni eventi giudicati "efficaci" ai fini del danneggiamento, o rappresentativi di una rottura

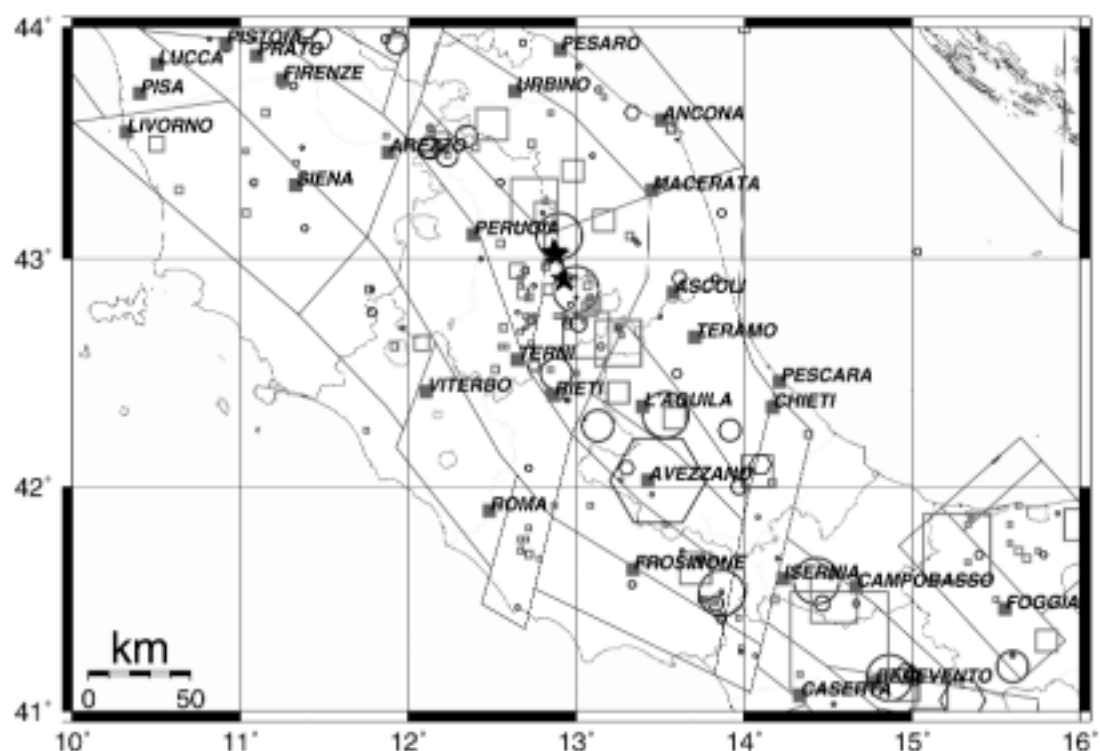


Fig. 2 - Distribuzione degli epicentri con $M \geq 5.0$, tratti da NT41.1 (Camassi e Stucchi, 1997) nel settore investigato. La grandezza del simbolo è proporzionale alla magnitudo, il simbolo utilizzato fa riferimento alla data dell'evento (cerchi per eventi fino al 1600, quadrati dal 1601 al 1899, esagoni dal 1900). A tratto sottile la zonazione ZS4.0 (Scandone, 1997); le stelle indicano i tre eventi principali della sequenza umbro-marchigiana del 1997-1998.

complessa (si pensi alla sequenza del 1783 in Calabria, o alla scossa di settembre 1976 in Friuli), in qualche caso parametrizzati con epicentri multipli, come ad es. il 1349 e il 1456 (entrambi nell'area qui investigata).

Un catalogo con repliche deve parametrizzare omogeneamente tutti gli eventi. Il problema si pone in modo particolare per le sequenze sismiche del passato, in quanto non vi sono ad oggi strumenti robusti per parametrizzare le sorgenti da dati macrosismici in riferimento alle repliche: la sequenza di Umbria-Marche del 1997-98 è stata probabilmente una palestra importante sul problema degli eventi multipli, sia nell'aspetto ingegneristico (progressivo degrado delle caratteristiche di resistenza dei manufatti), sia su quello più strettamente sismologico; ma la formalizzazione delle incertezze è ancora lontana. Per quanto riguarda le registrazioni strumentali, esse sono di buona qualità (incertezza nella localizzazione entro qualche km) e complete, in Italia, per un intervallo di tempo decisamente limitato, e a tutt'oggi persistono sensibili disomogeneità nella copertura e nella stima della magnitudo dei terremoti (vedi Gasperini e Monachesi, 1998).

Il catalogo NT41.1 privilegia l'omogeneità interna nei criteri di parametrizzazione dei terremoti, e rappresenta anche eventi non strettamente indipendenti, purché significativi e sufficientemente noti; rappresenta pertanto un buon punto di partenza anche per le

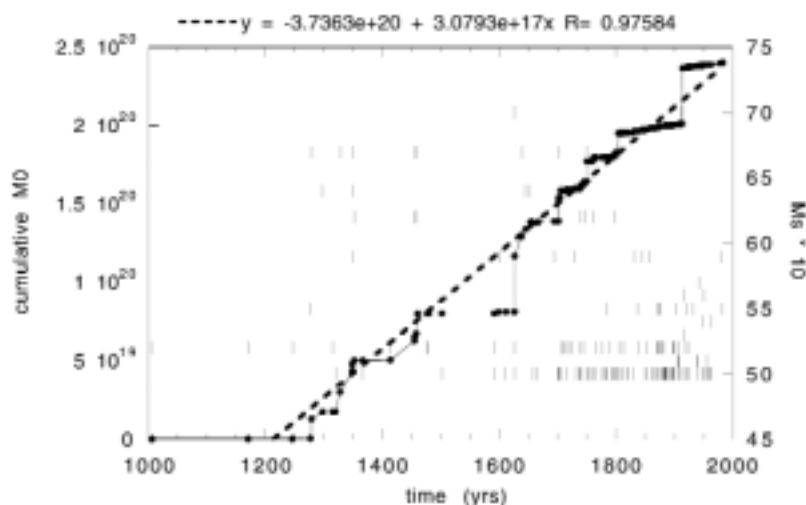


Fig. 3 - Distribuzione temporale degli eventi estratti dal catalogo sismico nell'area investigata (vedi Fig. 1): cerchi pieni uniti dalla spezzata indicano il grafico di rilascio cumulativo di momento sismico, in riferimento all'asse delle ordinate sulla sinistra. A tratteggio, la retta di interpolazione ottenuta sull'intero catalogo.

analisi di hazard time-dependent.

La soglia inferiore di magnitudo dichiarata in NT41.1 è 4.0. La test-area individuata è sensibilmente sismica, e questo rende modesto il contributo all'hazard di eventi minori; analogamente minimo è l'impatto di questi ultimi, al fine del bilanciamento energetico complessivo. L'analisi che segue sarà focalizzata sugli eventi medio-forti ($M_s \geq 5.0$), scelta fra l'altro adottata anche da altri recentissimi studi (ad esempio, vedi Field et al., 1999). Si risolvono in questo modo anche eventuali problemi di "incompletezza" per i terremoti al limite della magnitudo investigata nel catalogo stesso. Gli eventi estratti dal catalogo NT41.1 nell'area rettangolare delimitata dai vertici A (43.500, 10.0); B (41.500, 16.000) per $M \geq 5.0$ sono 176; in Fig. 2 è riportata la distribuzione degli epicentri. La test-area è stata centrata sull'area danneggiata dai terremoti di Umbria-Marche del 1997-98, delimitando la copertura areale delle strutture responsabili dei terremoti maggiori in Italia centrale emerse nella fase di consenso (Barchi et al., 1999), e adottando l'ipotesi di lavoro (supportata dalla letteratura esistente, vedi ad es. Westaway, 1992) che nel settore delimitato, longitudinalmente alla catena appenninica, non si verificano significative variazioni delle velocità di spostamento, nè si assista a sensibili disparità nelle modalità del rilascio energetico (profondità coinvolte, reologia etc.).

In Fig. 3 sono rappresentati lungo l'asse del tempo gli eventi estratti da NT41.1 e mappati in Fig. 2. Ad essi viene sovrapposta la curva di rilascio cumulativo di momento sismico, calcolato tramite la conversione $M_s \rightarrow M_o$ di Hanks and Kanamori (1979), ampiamente utilizzata dalla letteratura mondiale.

Il grafico serve per introdurre lo spinoso problema della completezza di un catalogo sismico in funzione della soglia di magnitudo considerata, problema non aggirabile nel momento in cui ci si prefigge una stima del tasso medio annuo di terremoti.

Tab. 1 - Coefficienti dell'interpolazione lineare della curva di rilascio cumulativo di momento sismico, al variare dell'anno iniziale dell'analisi; con R si indica il coefficiente di correlazione. Il parametro m (pendenza della retta ottenuta) rappresenta il tasso di momento sismico riferito all'area.

$Y=mX+q$	m	q	R
dal 1000	$3.0793 \cdot 10^{17}$	$-3.7363 \cdot 10^{20}$	0.97584
dal 1600	$3.4150 \cdot 10^{17}$	$-4.3487 \cdot 10^{20}$	0.94639
dal 1700	$3.0889 \cdot 10^{17}$	$-3.7373 \cdot 10^{20}$	0.93757
dal 1895	$5.8245 \cdot 10^{17}$	$-9.0004 \cdot 10^{20}$	0.80737

12.2.2 La completezza

Stazionarietà e completezza, e la conseguente scelta del periodo di riferimento per quantificare l'attività sismica di un'area/struttura sono una delle "querelle" sismologiche destinate a durare nel tempo; le analisi più recenti (ad es. Albarello et al., 1999) stanno introducendo nei tassi di sismicità dei fattori di pesatura in funzione della presunta completezza, procedimento che dovrebbe correggere le stime legate a campioni spazialmente limitati (piccole sorgenti sismogenetiche, storie sismiche di sito), dove l'esiguo numero di eventi riconosciuti rende problematica la definizione stessa di "stazionarietà". Il problema è meno sensibile quando l'analisi viene riferita ad un'area sufficientemente estesa, quale quella qui presa come campione, e ci si riferisce ad una soglia energetica già significativa. Privilegiando la filosofia che non vuole stabilire la completezza di un set di dati in modo dipendente dal campione stesso, le soglie di completezza adottate per la regione sono le seguenti:

- 1) dall'inizio del catalogo (anno 1000) per $M_s \geq 6.4$;
- 2) dal 1600 per $5.6 \leq M_s < 6.4$ ($M_s=6.3$ non rappresentata);
- 3) dal 1895 per $M_s < 5.6$.

La scelta trova riscontro dall'andamento del grafico del rilascio energetico, semplice ma efficace metodo per qualificare la completezza di un set di dati sismologici; la soglia per le magnitudo minori viene ancorata alla data di fondazione della Società Sismologica Italiana, con la quale si assicura la completezza delle notizie dei terremoti fino alla II guerra mondiale. In Tab. 1 sono riportati i valori del fit lineare alla curva del momento sismico cumulativo al variare dell'anno iniziale dell'analisi.

La pendenza resta grossomodo invariata dal 1000 in poi, con un lieve incremento a partire dal 1600, ed un più marcato aumento nell'ultimo secolo: questo è imputabile all'accadimento del terremoto massimo per l'area (Fucino, 1915) il cui impatto energetico è molto sensibile. Contrariamente alla logica, la frequenza degli eventi di bassa magnitudo sembra diminuire nell'ultimo mezzo secolo: è possibile che dopo la seconda guerra mondiale non sia stata garantita la completezza delle informazioni fornita dalla Società Sismologica Italiana nell'anteguerra, fino all'avvento di un capillare monitoraggio strumentale del territorio nazionale (fine degli anni '70); parimenti può trattarsi di un problema di sovrastima della magnitudo da dati macrosismici, o ancora di fluttuazioni dell'attività legate ai cicli sismici (vedi l'analisi proposta da Rotondi, 1999).

Tab. 2 - Calcolo del tasso annuo di momento sismico per l'area.

	ΣM_0 (Nm)	Δt (anni)	tasso annuo di M_0
dal 1000	$2.4037 \cdot 10^{20}$	1000 yr	$2.4 \cdot 10^{17}$
dal 1400	$1.9001 \cdot 10^{20}$	600 yr	$3.2 \cdot 10^{17}$
dal 1600	$1.5917 \cdot 10^{20}$	400 yr	$4.0 \cdot 10^{17}$
dal 1700	$1.0116 \cdot 10^{20}$	300 yr	$3.4 \cdot 10^{17}$
dal 1895	$0.4023 \cdot 10^{20}$	100 yr	$4.0 \cdot 10^{17}$

12.2.3 Momento sismico

La stima del tasso di momento sismico M_0 complessivo dal catalogo dei terremoti in Italia centrale può essere dedotta dal coefficiente angolare della retta di regressione sul rilascio di momento sismico (Tab. 1), o dal rapporto fra il valore di M_0 cumulativo ed il tempo cui si riferisce (Tab. 2). Il tasso annuo di momento sismico varia fra 2 e $6 \cdot 10^{17}$ Nm/yr (seconda colonna di Tab. 1, e ultima di Tab. 2), con il valore che pare più attendibile attorno a $3\text{-}4 \cdot 10^{17}$; tali stime collocano questo settore dell'Italia nell'ambito di un fenomeno di modesta entità, se confrontato ad esempio con analoghe stime fornite per la California ($8\text{-}12 \cdot 10^{18}$, Field et al., 1999) o nella regione anatolica.

Una considerazione speditiva sulla velocità di estensione causata dal solo rilascio sismico documentato in periodo storico può essere ricavata come proposto da Westaway (1992); attribuendo il momento sismico cumulato dal 1600 in poi ad una fascia di estensione variabile, otteniamo valori di velocità di spostamento che variano tra 2.7 mm/yr per una lunghezza pari a 250 km, e 1.9 mm/yr nel caso di 350 km; attribuendo il tasso di deformazione tettonica a strutture distensive di media inclinazione, si ottengono velocità di estensione inferiori del 20-40%, a conferma dell'ordine di grandezza atteso per il fenomeno.

Per le considerazioni sulla validità della conversione $M_S \rightarrow M_0$ si rinvia invece al contributo di Augliera et al. (1999); come concludono gli autori, i dati raccolti durante la sequenza sismica di Umbria-Marche, che si riferiscono sicuramente a terremoti nel contesto distensivo dell'Appennino centrale, non sembrano invocare leggi di scala particolari: la conversione $M_L \rightarrow M_0$ tarata sugli spettri di terremoti di $M < 5.0$ della sequenza sismica non è molto dissimile da quanto proposto da Hanks and Kanamori; appare pertanto più affidabile quest'ultima, poichè non obbliga ad una estrapolazione della relazione ottenuta alle alte M .

L'intervallo $2\text{-}6 \cdot 10^{17}$ Nm/yr è comunque una stima del tasso annuo di momento sismico da catalogo dei terremoti che tollera una certa incertezza relativa alle relazioni di conversione utilizzabili.

12.2.4 Tasso annuo di terremoti

Il tasso annuo di terremoti viene calcolato in riferimento ai tre periodi di comple-

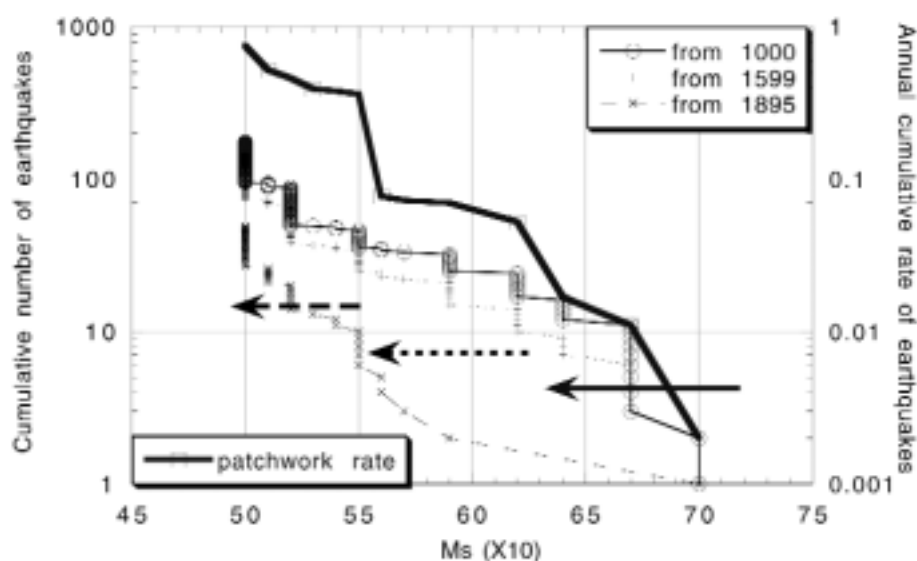


Fig. 4 - Tasso di terremoti da catalogo: con tratto sottile si indica il numero cumulativo annuo di eventi (asse y di sinistra), relativo a diverse finestre temporali analizzate; con tratto grosso il tasso cumulativo annuo calcolato in riferimento alle tre finestre di completezza dei dati indicate con le frecce.

tezza sopra definiti: in Fig. 4 sono rappresentate le curve del numero cumulativo di eventi nelle tre finestre temporali analizzate (asse y sulla sinistra), mentre col tratto ingrossato viene rappresentato il tasso cumulativo annuo (ordinate sulla destra), ottenuto dalla opportuna combinazione delle diverse finestre temporali.

Questo “patchwork rate” rappresenta la stima complessiva per l’area in analisi.

In Fig. 5 il tasso di sismicità ottenuto in Fig. 4 è stato interpolato dalla tradizionale relazione G-R; per confronto sono riportati anche i livelli di sismicità relativi alla California. Sempre in Fig. 5 è graficata la relazione frequenza-magnitudo ricavata dai dati della rete temporanea (Augliera et al., 1999) installata a seguito dei terremoti del settembre 1997; è impressionante notare la stabilità delle relazioni G-R ottenute nella regione italiana analizzata a partire da insiemi di dati così diversi tra loro.

La stabilità della relazione frequenza-magnitudo E’ LA GIUSTIFICAZIONE CON LA QUALE E’ PLAUSIBILE APPLICARE IL MEDESIMO VALORE DI b ANCHE ALLE SORGENTI LINEARI IDENTIFICATE SU BASE GEOLOGICA; PER ESSE INFATTI E’ IMPOSSIBILE GIUNGERE AD UNA QUANTIFICAZIONE INDIVIDUALE DELLA ATTIVITA’ DAI DATI SPERIMENTALI.

12.2.5 Magnitudo massima attesa nell’area

Il tasso cumulativo annuo di terremoti ricavato nel paragrafo precedente è stato utilizzato anche per una prima valutazione della massima magnitudo attesa: fra le diverse relazioni di occorrenza dei terremoti (vedi Anderson and Luco, 1983, per una rassegna) sono stati qui prese in considerazione due possibili casi limite: una distribuzione G-R troncata, e una distribuzione gaussiana che rappresenti l’ipotesi di terremoto caratteristico. Le due formulazioni possono essere anche opportunamente combinate (vedi Fig. 6,

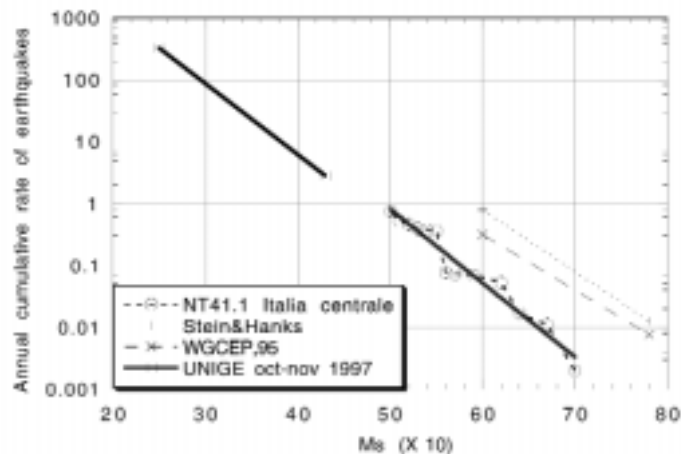


Fig. 5 - Tasso annuo di terremoti a confronto: a tratteggio le stime relative alla California, con tratto ingrossato quelle relative all'Italia Centrale.

tratta da Field et al., 1999), conferendo un aspetto chiaramente riconoscibile ai grafici frequenza-magnitudo. Bisogna comunque considerare che tanto più estesa sarà l'area analizzata, tanto più sarà favorita una distribuzione G-R, possibile somma anche di diversi comportamenti caratteristici.

Risolvendo in maniera esplicita le equazioni che definiscono la G-R troncata, e il relativo tasso complessivo di momento sismico (vedi ancora Field et al., 1999, per la spiegazione) si ottiene una magnitudo massima $M_2 = 6.94$, qualora il tasso di momento sismico venga posto pari a $3 \cdot 10^{17}$, e $M_2 = 7.26$ per $M_0 = 4 \cdot 10^{17}$ (vedi Fig. 6).

Il secondo valore sembra più adeguato, anche considerando che la massima magnitudo osservata per l'area (terremoto di Avezzano, del 1915, in NT41.1 $M_s = 7.0$) è ragionevolmente vincolata, in quanto proviene da una registrazione strumentale.

Queste considerazioni porterebbero a scartare la necessità di ricorrere all'ipotesi di terremoto caratteristico, per spiegare la sismicità osservata; una modesta percentuale di eventi caratteristici (vedi Fig. 6b) può comunque essere invocata per giustificare il comportamento imputato su base geologica ad alcune strutture (vedi Peruzza, 1999b; Barchi et al., 1999); si noti come attribuendo il 33% del momento sismico totale ad un comportamento in terremoto caratteristico si ottiene una distribuzione cumulativa con pendenza costante, fino ad una brusca caduta a M_2 .

12.3 Sismicità attribuita alle sorgenti lineari

Il problema che si pone ora è quantificare l'attività delle strutture lineari, e valutarne l'impatto sulla stima della pericolosità. Il problema della quantificazione energetica è stato affrontato e solo parzialmente risolto sul tavolo geologico incaricato della parametrizzazione delle sorgenti sismogenetiche (Barchi et al., 1999) e nel contributo sul model-

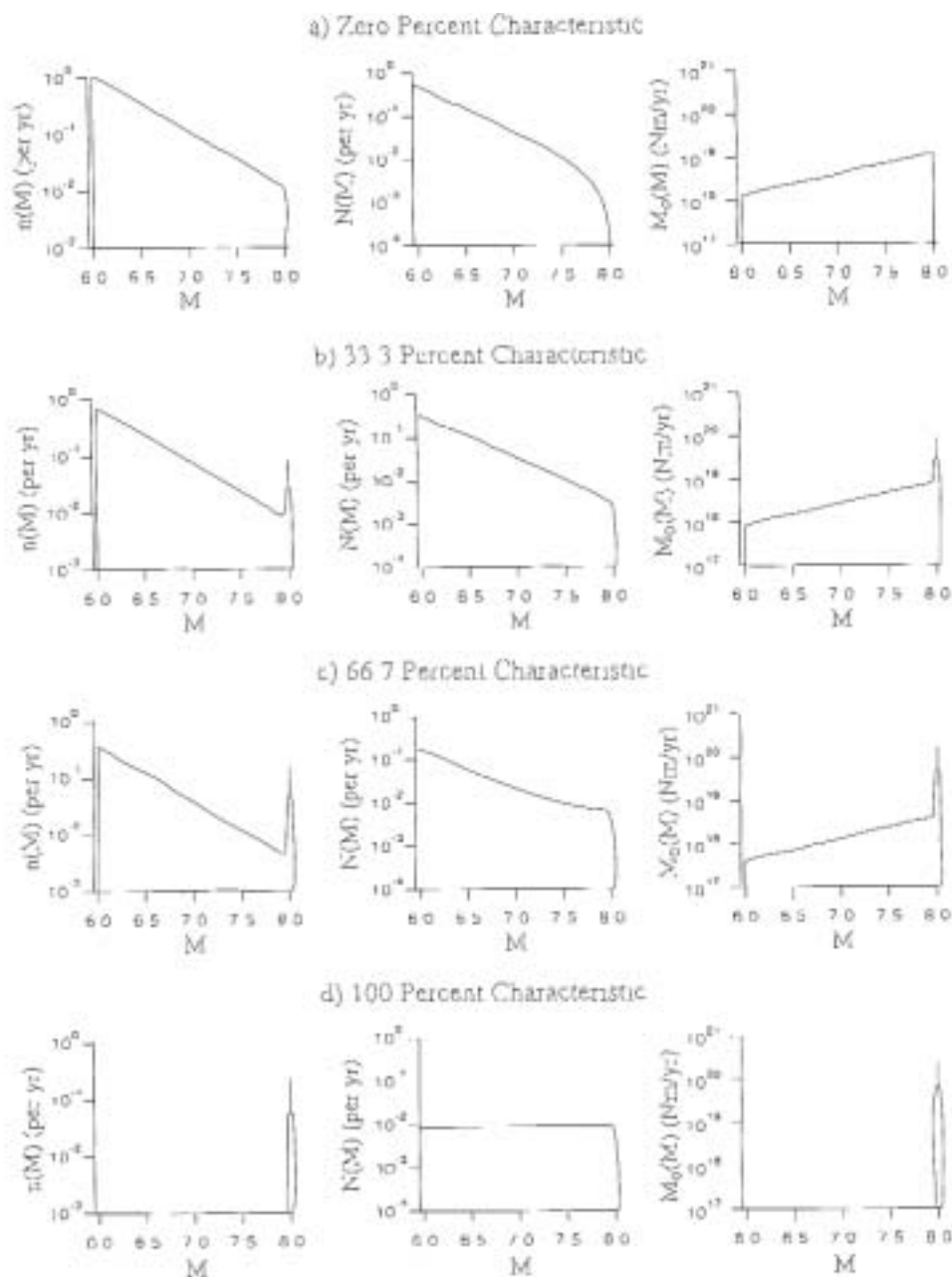


Fig. 6 - Andamento teorico delle distribuzioni della sismicit , in funzione del modello teorico di occorrenza dei terremoti; figura tratta da Field et al., 1999. Le tre colonne rappresentano rispettivamente il numero di eventi, il numero cumulativo di eventi, e il tasso di momento sismico in funzione della magnitudo.

lo di segmentazione (Peruzza, 1999b); questi contributi infatti hanno ipotizzato l'entit  dell'evento massimo associabile alle strutture, e in qualche caso suggerito, o scartato, il modello di occorrenza dei terremoti maggiormente indiziato per la struttura. Questi sono elementi che possono essere giudicati sufficienti nel momento in cui ci si

Tab. 3 - Caratterizzazione finale prescelta per il modello di pericolosità a sorgenti lineari.

	Segmento	Tipo	M max	Tlast (a.D.)	T_ char	Tipo sismicità	Dipend tempo	Risultati
C	Gubbio	B?	<= 6.0	?	400	char	poisson	Fig. 10
	Gualdo Tadino	A	6.0-6.5	1751	750	G-R	Tdep	Prob<2% solo basse M
E	Colfiorito	A?	~6.2	1997?	1300	G-R	Tdep	Prob<2% solo basse M
N	Norcia	A	~6.7	1703	1550	G-R	Tdep	Prob<2% solo basse M
T R	AV Aterno	A	6.0-6.5	1703	700	char	Tdep	Prob<2% solo basse M
	C.Felice-Ov.Pezza	A	6.5	1300	750	char	Tdep / poisson	Fig.14 / Fig. 10
A L	Fucino	A	7.0	1915	2100	G-R / char	Tdep	Prob<2% solo basse M OUT
	Marsicano- Barrea	B	>6.7	?	3300	G-R / char	poisson	Fig. 9 / Fig. 10
E S T	Bove-Vettore	A	6.5-6.7	<350	1550	char	Tdep	Fig. 14
	Laga-Gorzano	B	6.5-6.7	?	2850	char	poisson	Fig. 10
	C.Imperatore	A?	7.0	<1000	1900	char	Tdep	Fig. 14
	MV Aterno	B?	6.0-6.5	?	750	char	poisson	Fig. 10
	Morrone-Sulmona	A?	~6.5	<100	1200	char	Tdep	Fig. 14
	Aremogna-5Miglia	B?	6.0-6.5	?	1500	char	poisson	Fig. 10
O V E S T	Leonessa	B	<6.5	?	1500	char	poisson	Fig. 10
	Rieti	B?	~6.5	?	1600	char	poisson	Fig. 10
	Sora	A	~6.5	1654?	2450	char	Tdep	Prob<2% OUT
	Cassino	B?	~6.5	?	1800	char	poisson	Fig. 10

pone come obiettivo la formulazione, ad esempio, di uno scenario deterministico, ma non lo sono altrettanto in una analisi della pericolosità di tipo probabilistico. Non è neppure possibile applicare a questo tipo di sorgenti una tecnica quale quella utilizzata in passato per le sorgenti areali; l'estensione dell'area interessata dai singoli segmenti (o dallo loro proiezione superficiale), e contemporaneamente l'incertezza delle localizzazioni dei terremoti non consentono infatti una associazione di routine terremoto-struttura; inoltre, molte strutture sono sicuramente asismiche, nel periodo storico documentato, e pertanto non possono essere "tarate" sul contenuto del catalogo dei terremoti.

Per affrontare questo aspetto che ha conseguenze cruciali nella valutazione della pericolosità sismica, ho deciso, pertanto, di seguire indipendentemente le due ipotesi limitate prima descritte, ovvero attribuire a ciascuna struttura la G-R troncata, oppure una distribuzione gaussiana associata all'ipotesi di terremoto caratteristico. I due tipi di distribu-

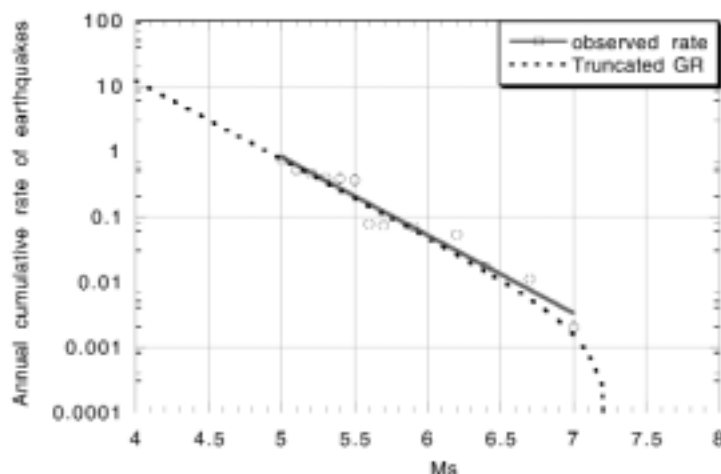


Fig. 7 - Fitting del tasso annuo di terremoti da catalogo con modello G-R troncato: la curva a tratteggio è ottenuta risolvendo esplicitamente l'equazione, imponendo il tasso annuo di momento sismico pari a $4.0 \cdot 10^{17}$ Nm/yr. La massima magnitudo attesa per l'area raggiunge il valore di 7.26.

zioni verranno applicate alternativamente alle strutture lineari selezionate, vincolando la distribuzione sull'unico elemento "originale" disponibile per la struttura stessa: il valore di magnitudo massima attesa, e il relativo periodo di ritorno riferito a tale evento. Il primo si basa su considerazioni geometriche e geologiche, talvolta integrate dall'evidenza sismologica; il secondo invece è stato assunto pari al valore ottenuto tramite il criterio della conservazione del tasso di momento sismico nel segmento proposta da Field et al. (1999), come segue:

$$1/T = \text{Char_Rate} = \mu \cdot V \cdot L \cdot W / 10^{1.5 \cdot M + 9.05} \quad (1)$$

dove T indica il periodo di ritorno, Char_Rate il tasso annuo medio di occorrenza, μ è il modulo di rigidità, posto pari a $3 \cdot 10^{10}$ Nm, e le altre grandezze sono quelle definite in Tab. 1 di Peruzza (1999b).

Consapevolmente, non si tratta del valore ottimale associabile a ciascuna struttura; esso ha però il pregio di una coerenza interna che non sempre si riscontra nel giudizio esperto che ha fornito la parametrizzazione dell'evento massimo delle strutture in analisi.

12.3.1 Modello G-R troncato

In Fig. 8 vengono rappresentati i valori individuali (cerchi aperti) e cumulativi (triangoli uniti da tratto continuo) del tasso di sismicità (in magnitudo) delle strutture analizzate; in confronto a tratteggio viene rappresentata la G-R ottenuta da catalogo per l'area complessiva.

La pendenza b della G-R ricavata in Fig. 5 è stata quindi applicata a ciascuna struttura, scalandola opportunamente in relazione all'evento massimo previsto, e ricavando così i tassi di occorrenza per classi di magnitudo da utilizzarsi nel tradizionale codice di calcolo (Bender and Perkins, 1987): esso verrà impiegato con l'utilizzo di sorgenti non

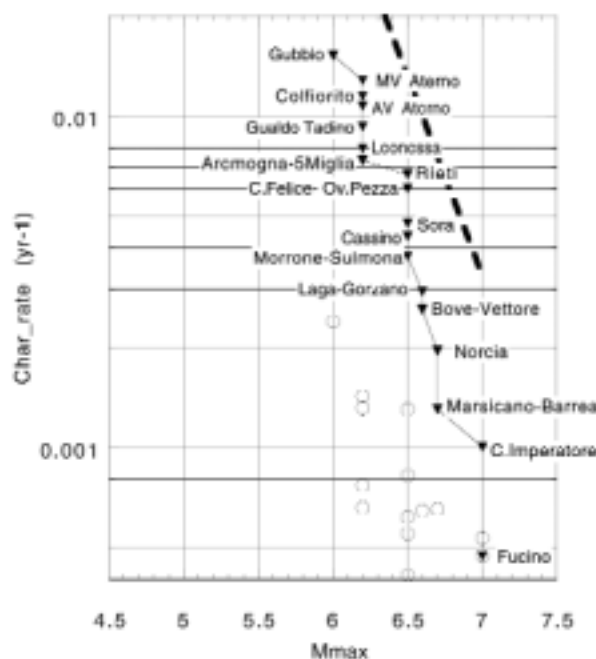


Fig. 8 - Tasso annuo di occorrenza del terremoto massimo per ognuna delle strutture lineari individuate in Fig. 2.

più areali, ma lineari.

I risultati che ne derivano sono riportati in Fig. 9, sempre in relazione alla probabilità di non superamento al 90% in 50 anni, valori di PGA con la medesima legge di attenuazione usata in Fig. 1.

Il panorama delle accelerazioni previste cambia in modo drammatico, raggiungendo valori massimi di oltre 0.7 g in corrispondenza dell'Aquilano; è interessante notare che anche sorgenti caratterizzate da estensioni limitate, e/o massime magnitudo attese inferiori a 6.5 (esempio Gubbio) raggiungono valori notevoli di accelerazione nel near-field, cosa peraltro in parte legata alla modalità di attenuazione nel campo vicino della relazione proposta (Ambraseys et al., 1996).

L'assunzione di attribuire una sismicità del tipo G-R ad ogni struttura è molto forte, e si scontra con l'assenza di sismicità associata a diverse strutture nel millennio di catalogo storico analizzato. Delle ulteriori considerazioni sono riportate nel paragrafo relativo al bilanciamento energetico.

12.3.2 Modello a terremoto caratteristico

Il secondo caso limite analizzato consiste nell'attribuire a ciascuna sorgente un comportamento esclusivamente legato ad un modello di terremoto caratteristico, situazione che analogamente alla precedente (seppure con le motivazioni opposte) non può essere valida per tutte le strutture proposte. In prima approssimazione, l'evento caratteristico verrà comunque considerato un evento poissoniano, ricadendo, nella classificazione

proposta dal WGCEP (1995) nella tipologia B proposta per le strutture.

La distribuzione della sismicità della struttura, in questo caso, viene modellata tramite una distribuzione gaussiana, centrata sul valore di magnitudo massima attesa; il coefficiente che regola l'ampiezza della campana (il parametro σ della gaussiana) è stato imposto pari a 0.5, tale in pratica da annullare il contributo della sismicità con magnitudo al di fuori all'incirca dell'intervallo $M_{\max} \pm 0.7$; distribuzioni più piccate sul valore di M_{\max} si sono dimostrate inadeguate per l'inserimento nel codice tradizionale, che lo consente solo in quanto si basa sull'approccio numerico, e non analitico, al problema.

Il quadro di pericolosità (Fig. 10) che deriva da questo secondo caso limite è abbastanza stupefacente, seppur del tutto comprensibile: le zone a massima pericolosità restano legate alle sole strutture che hanno un elevato tasso annuo di occorrenza del terremoto massimo (vedi Fig. 11), mentre il valore di magnitudo associato gioca un ruolo subordinato: in alcune zone si sommano i contributi di diverse strutture, creando le aree a massima pericolosità.

QUESTA CONSIDERAZIONE CI PERMETTE DI RICONOSCERE CHE L'IMPATTO PIU' CRITICO NELLA ANALISI DI PERICOLOSITA' IMPOSTATE SU MODELLO A TERREMOTO CARATTERISTICO SIA DA IMPUTARE AL TEMPO MEDIO DI RITORNO DELL'EVENTO MASSIMO, E NON TANTO AL VALORE DI MAGNITUDO ASSOCIATO, CHE INTERVIENE COME CONTRIBUTO DI SECONDO ORDINE.

L'esperienza maturata nel passato con l'uso di diverse formulazioni dell'attenuazione della PGA, consiglia comunque una notevole cautela nel generalizzare questa evidenza ad altre relazioni di attenuazione, per il diverso comportamento che esse possono manifestare in relazione alla magnitudo.

12.3.3 Bilanciamento energetico

In questo paragrafo si commentano le possibili incongruenze derivanti dall'utilizzo di uno o l'altro dei due casi limite proposti per la quantificazione dell'attività delle strutture.

Nel primo caso analizzato (12.3.1), l'adozione generalizzata di un modello G-R trova riscontro nell'analisi della sismicità complessiva dell'area desunta da catalogo (vedi Figg. 5 e 6, e le considerazioni relative) e nel comportamento osservato per le strutture attivate in epoca storica. Al contrario, la maggioranza delle strutture riconosciute su base geologica non presenta alcuna sismicità recente associata, e viene pertanto favorita l'ipotesi di un comportamento discontinuo, tipico del modello a terremoto caratteristico.

Se conteggiamo ora il contributo delle strutture individuali in termini di tasso di momento sismico, possiamo confrontare questo valore con quanto calcolato per l'area complessiva analizzata tramite il catalogo. Le strutture attive riconosciute e parametrizzate sono sicuramente un sottoinsieme delle strutture effettivamente presenti nell'area, prova ne è il fatto che un significativo numero di terremoti, anche di magnitudo rilevante, non sono stati ricondotti ad alcuno dei segmenti proposti; il valore di tasso di momento sismico rilasciato dalle sole strutture lineari non solo non deve superare il tasso di momento sismico attribuito complessivamente all'area, ma anzi deve lasciare il margine

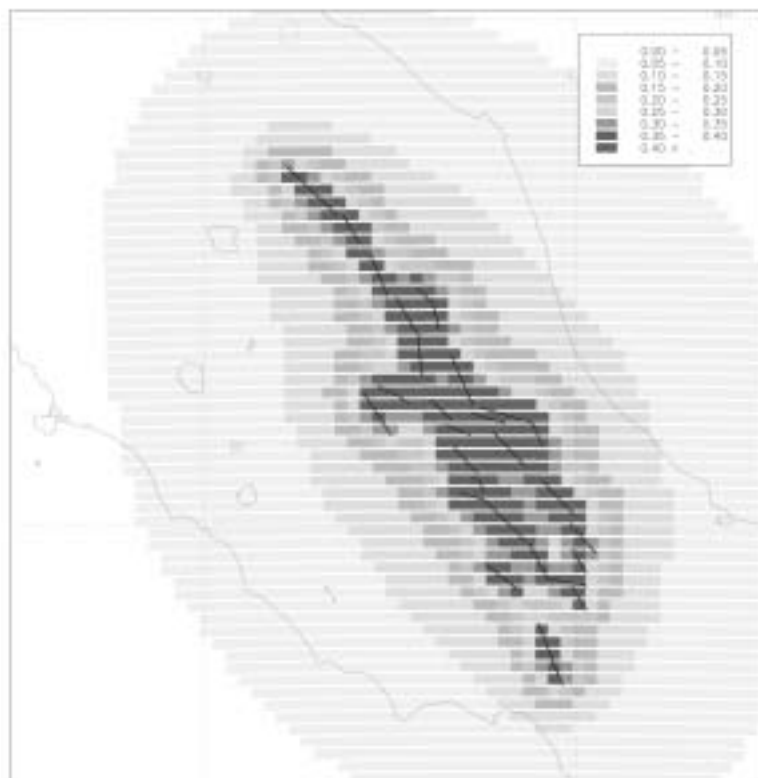


Fig. 9 - PGA non superata al 90% in 50 anni: sorgenti lineari, parametrizzate tramite G-R. Tempi di intercorrenza poissoniani; relazione di attenuazione di Fig. 1 (la figura a colori è riportata in Appendice a pag. 173).

sufficiente affinché vengano conteggiati anche gli eventi non ricondotti a strutture. In caso contrario, la parametrizzazione proposta fa emergere una incongruenza di fondo, che richiede il ripensamento sul modello di occorrenza adottato, o sulle parametrizzazioni (di strutture e di catalogo) utilizzate.

E' agevole riconoscere in Fig. 12 che il contributo di momento sismico (in un periodo di riferimento, per comodità, preso pari a 100 anni) legato al modello di occorrenza tipo G-R (tratteggio grosso) è complessivamente confrontabile con il contributo legato alla formulazione proposta per l'evento caratteristico (barra orizzontale nera). Nel dettaglio, le tre curve sottili rappresentano il rilascio di momento sismico in funzione della magnitudo per i tre sistemi di strutture riconosciute, e suggeriscono un impatto molto simile per il sistema assiale (attivo storicamente) e per quello orientale (dove viceversa sono disponibili solo alcune evidenze paleosismologiche), mentre subordinata è l'importanza del sistema occidentale.

Il tasso di momento sismico ricostruito da catalogo (barra verticale grigia, definita $3\text{-}4 \cdot 10^{17}$ Nm/yr in 12.2.3) per i terremoti che ricadono in un'area ben più vasta supera di molto poco la stima legata alle sole strutture lineari: il bilanciamento energetico suggerisce pertanto un "eccesso di momento sismico" attribuito alle strutture, sia nell'ipotesi

generalizzata G-R, sia quando la formulazione dei tassi di sismicità si basa sull'ipotesi di terremoto caratteristico. Alternativamente, bisogna invocare una sensibile incompletezza del catalogo, oppure una sottostima degli eventi ivi riportati, o ancora la più forte assunzione di fluttuazioni della sismicità non riconoscibili nei 1000 anni di catalogo.

Le considerazioni preliminari che possono derivare dall'analisi di questi dati sono quindi le seguenti:

- 1) alcune strutture (circa il 30%) DEVONO essere parametrizzate tramite una DISTRIBUZIONE G-R, dato il comportamento manifestato in periodo storico;
- 2) è ragionevole ricorrere a comportamenti tipo TERREMOTO CARATTERISTICO per la restante percentuale di strutture riconosciute su base geologica (circa 70%); bisogna però verificare che questa ipotesi non vada in contrasto con l'evidenza sperimentale legata al catalogo dei terremoti, che non richiede terremoti caratteristici per spiegare la sismicità dell'area: in caso contrario, si introduce deliberatamente un modello che differisce dalle osservazioni disponibili;
- 3) in ogni caso la stima dei valori di MAGNITUDO MASSIMA ATTESA E DEI TEMPI MEDI DI RICORRENZA ASSOCIATI induce qualche PROBLEMA DI BILANCIAMENTO ENERGETICO complessivo; appare infatti troppo limitato lo scarto esistente fra il contributo delle sole strutture lineari riconosciute, e il contenuto del catalogo, dato che è dichiarata a priori L'INCOMPLETEZZA DELLE STRUTTURE LINEARI PARAMETRIZZATE, RISPETTO A QUELLE EFFETTIVAMENTE ATTIVE. Il processo di ricontrollo e revisione dei dati disponibili può anche in alternativa invocare un sottodimensionamento delle magnitudo dei terremoti storici, l'incompletezza dell'informazione, oppure, più radicalmente, bisogna immaginare che il periodo storico documentato non sia un campione rappresentativo dell'intero ciclo sismico attribuibile all'area.

Indirettamente, quindi, la stima di pericolosità fornisce dei suggerimenti di massima per riconsiderare i parametri energetici (magnitudo massima, tempo medio di ricorrenza di tali eventi), e quindi anche geometrici, associati alle strutture riconosciute. Pur essendo la magnitudo massima un elemento di secondo ordine, rispetto al rateo, nel risultato di pericolosità, un modello globale deve spiegare contemporaneamente catalogo e osservazioni sulla fagliazione, senza introdurre elementi discordanti tra loro; oppure deve essere in grado di motivare le cause della disparità. Aumentando il tasso di sismicità delle strutture individuali, rispetto a quanto previsto dal solo catalogo dei terremoti, le mappe di Figg. 9 e 10 propongono comunque una ipotesi cautelativa della pericolosità sismica dell'area.

12.4 Dipendenza temporale

L'introduzione del tempo trascorso dall'ultimo evento nella previsione era il secondo obiettivo di questo contributo.

Il problema della memoria viene affrontato limitatamente ai modelli tipo "renewal processes", ovvero i modelli con memoria esclusiva dell'ultimo evento (vedi Garavaglia e Guagenti, 1999); il problema verrà affrontato tramite l'utilizzo di tassi medi equivalen-

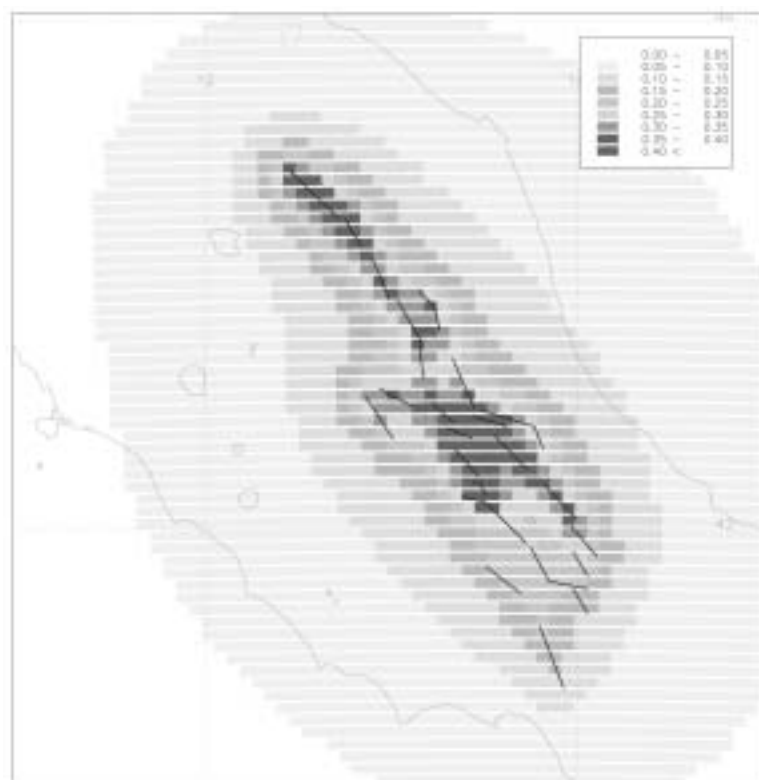


Fig. 10 - PGA non superata al 90% in 50 anni: sorgenti lineari, parametrizzate come evento caratteristico. Tempi di intercorrenza poissoniani; relazione di attenuazione di Fig. 1 (la figura a colori è riportata in Appendice a pag. 173).

ti a simulare una dipendenza temporale (vedi ad es. Wu et al., 1995), e non in modo formalmente corretto, con l'introduzione di distribuzioni diverse per i tempi di intercorrenza. Vi sono due motivazioni, a supporto di questa scelta: inanzitutto ho ritenuto più importante studiare la sensibilità delle stime di hazard a diverse ipotesi di dipendenza temporale, piuttosto che affrontare i problemi derivanti dalla modifica delle distribuzioni degli intertempi. Considerando poi che l'area investigata contiene al suo interno un numero significativo di strutture, è ragionevole pensare che l'effetto combinato di molti processi renewal indipendenti dia come risultato ad un generico sito ancora un processo casuale, modellabile quindi come evento stazionario; questa ipotesi è tanto più valida quando più ci si allontana dalla struttura sorgente individuale. Pertanto, l'uso dello schema poissoniano, nella valutazione dell'hazard, non viene mantenuto solo per semplificare la procedura, ma anche per rispettare la caratteristica del "processo al sito"; se infatti possiamo avanzare l'ipotesi che una sorgente non sia un motore casuale di terremoti, ma sia dotata di memoria, non altrettanto possiamo sostenere per un sito generico, "illuminato" contemporaneamente da più sorgenti non casuali; il processo di sito, sommatoria degli N processi di sorgente, manterrà le caratteristiche di casualità del processo stazionario. I risultati ottenuti possono pertanto essere ritenuti validi come ordine di grandezza, e rapporti relativi, per siti che non si trovino proprio nelle immediate vicinanze di una struttura atti-

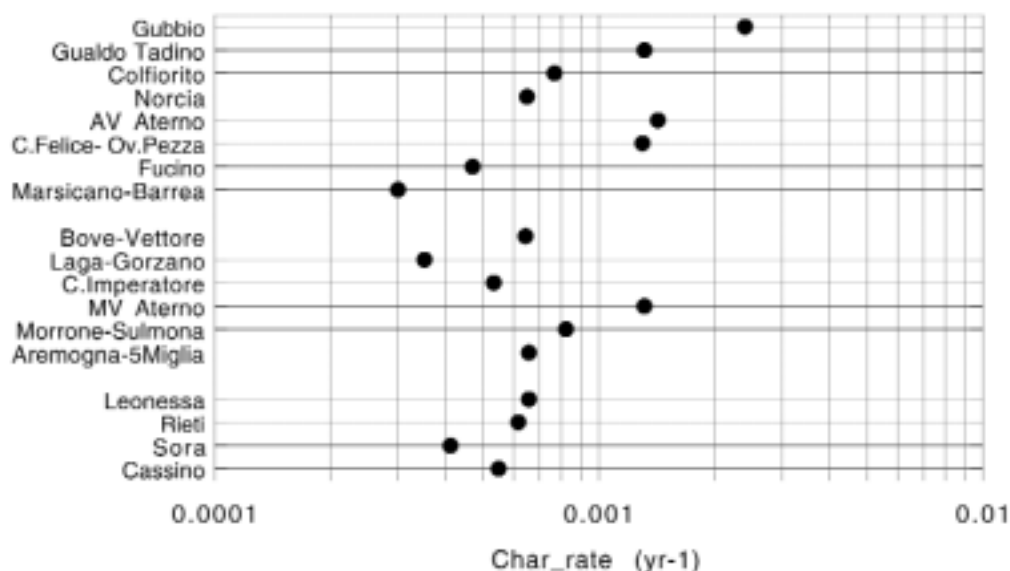


Fig. 11 - Tasso di occorrenza dell'evento massimo per ogni struttura. E' evidente in Fig. 10 il massimo impatto delle strutture Gubbio, Gualdo Tadino, Alta Valle dell'Aterno, C.Felice / Ovindoli-Pezza, Media Valle dell'Aterno.

va: bisogna comunque ricordare che l'immediato near-field è anche il campo dove sono massime le incertezze legate all'attenuazione del parametro stimatore del movimento del terreno.

Dato che formalmente il motore di generazione della stima di hazard è ancora poissoniano si manterrà la definizione di PGA non superata al 90% IN 50 ANNI; esso deve però essere interpretato come una stima valida SUI PROSSIMI 50 ANNI, CON IL TEMPO INIZIALE DELLA VALUTAZIONE AL 1999.

I tassi di sismicità utilizzati per le sorgenti negli esempi che seguono sono quelli legati al modello a terremoto caratteristico: è concettualmente irrisolto prevedere la possibilità di un trattamento time-dependent applicato ad un modello G-R. Ancora una volta vengono analizzati due casi limite, rappresentati rispettivamente dall'utilizzo di una unica distribuzione dei tempi di intercorrenza per tutte le strutture parametrizzate, o dall'uso di funzioni diverse in relazione alle caratteristiche della sorgente: nel primo caso si farà ricorso ad una distribuzione gamma, definita da Garavaglia e Guagenti (1999), nel secondo al modello lognormale utilizzato in Peruzza (1999b). La probabilità condizionata di accadimento dell'evento massimo nei prossimi 50 anni viene utilizzata per normalizzare i tassi di sismicità di un fittizio modello poissoniano, dando dei valori di periodo di ritorno apparenti, fisicamente poco plausibili, ma di efficace impatto per l'analisi di sensibilità sull'hazard.

12.4.1 Distribuzione unica dei tempi di intercorrenza

In questo caso è stata associata ad ogni struttura la distribuzione gamma parametriz-

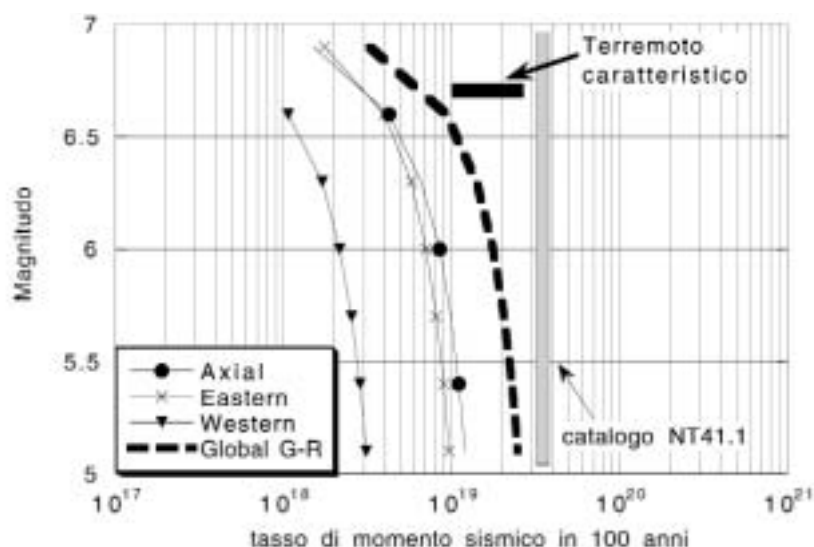


Fig. 12 - Confronto fra il momento sismico rilasciato in 100 anni relativo alle strutture lineari, parametrizzate tramite G-R (curve) e per comportamento caratteristico, e catalogo dei terremoti.

zata da Garavaglia e Guagenti (1999) sui tempi medi di ricorrenza derivati per le 18 strutture tramite la tecnica della conservazione del tasso di momento sismico. Ogni struttura si differenzia per il suo proprio Telapsed, ovvero tempo trascorso dall'ultimo evento caratteristico; come ipotesi di lavoro, per tutte le strutture che non hanno una datazione dell'ultimo evento (tipo B, vedi Peruzza, 1999a; 1999b) è stato imposto un Telapsed pari a 1000 anni.

La probabilità condizionata di accadimento di terremoto caratteristico nei prossimi 50 anni viene rappresentata in Fig. 13 con la barra in tono chiaro di grigio: da questo valore viene ricalcolato il tasso medio equivalente annuo di evento caratteristico atteso per la struttura in una ipotesi poissoniana. Segue poi un trattamento analogo a quanto presentato in paragrafo 12.3.2. Il contributo delle sorgenti che presentano una probabilità di accadimento nei prossimi 50 anni inferiore al 2% è nullo, e pertanto esse non vengono considerate nella fase di calcolo.

I risultati in termini di PGA sono riportati in Fig. 13; appare evidente, dal confronto con Fig. 10 come vengono ora enfatizzate le strutture per le quali il tempo trascorso dall'ultimo evento è elevato; in alcuni casi (Gubbio, Marsicano, Laga, Aremogna, Leonessa, Rieti, Cassino) il tempo trascorso è solamente una ipotesi di lavoro, che DEVE OVVIAMENTE ESSERE VALIDATA SPERIMENTALMENTE, per potersi tradurre in un calcolo realistico della pericolosità.

12.4.2 Distribuzione dei tempi di intercorrenza differenziate

L'ultima opzione considerata è quella che prevede il calcolo della probabilità condizionata di accadimento di un terremoto caratteristico tramite una funzione di distribuzione adattata a ciascuna struttura; non essendo disponibili intertempi di eventi caratteristici sulla stessa faglia, tali da tarare sperimentalmente la funzione di distribuzione in

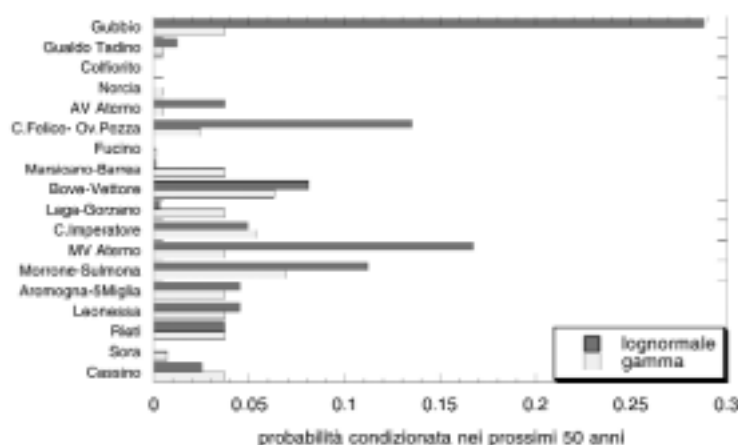


Fig. 13 - Probabilità di accadimento di un terremoto caratteristico nei prossimi 50 anni (dal 1999) considerando due diverse formulazioni della distribuzione dei tempi di intercorrenza in un modello renewal: per le strutture prive di datazione dell'ultimo evento è stato imposto un tempo trascorso fittizio di 1000 anni.

modo individuale, essa viene adattata come quanto proposto in WGCEP (1995). Si utilizza in questo caso la distribuzione lognormale, a deviazione standard imposta, come in Peruzza et al., 1997 e Peruzza, 1999b; la distribuzione lognormale presenta formalmente delle controindicazioni, ben descritte in Garavaglia e Guagenti (1999), ma ciò nonostante è stata ampiamente utilizzata in letteratura; la probabilità relativa all'evento massimo nei prossimi 50 anni è graficata in tono scuro ancora in Fig. 13. I valori di probabilità sono sensibilmente maggiori, rispetto al modello unico parametrizzato tramite la distribuzione gamma; essi si traducono in un notevole contributo in termini di tasso medio annuo equivalente per alcune strutture.

In Fig. 15 sono riportati i risultati in PGA derivanti da questa elaborazione: ancora, le strutture che presentano una probabilità di accadimento nei prossimi 50 anni inferiore al 2% non contribuiscono al risultato finale. Si associa in questa mappa l'effetto legato alla dipendenza temporale con l'effetto indotto da un elevato tasso di occorrenza, dominante sul valore della magnitudo del terremoto caratteristico, come quanto già visto in Fig. 9; dove interferiscono i contributi legati a strutture diverse, si osserva un ulteriore innalzamento dei valori attesi. L'effetto della sorgente domina comunque nel campo vicino, mentre è destinato a smorzarsi nel raggio di una trentina di km.

12.5 Conclusioni

Le analisi di sensibilità di questo contributo mettono in luce tre aspetti cruciali, da considerare per passare ad una nuova generazione di prodotti di pericolosità sismica, che utilizzino sorgenti legate alla fagliazione attiva, e introducano il fattore tempo nella previsione.

Il primo è la necessità di una formalizzazione molto robusta delle ipotesi relative

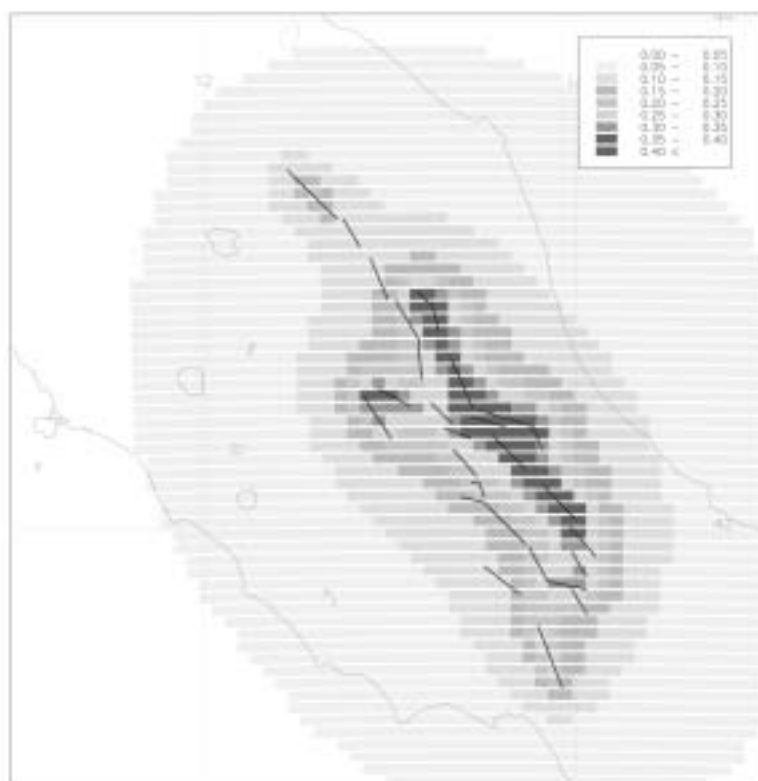


Fig. 14 - PGA non superata al 90% in 50 anni, a partire dal 1999: sorgenti lineari, parametrizzate come evento caratteristico; tempo medio equivalente di intercorrenza ricavato dalla distribuzione gamma, valida per tutte le strutture; relazione di attenuazione di Fig. 1 (la figura a colori è riportata in Appendice a pag. 174).

alle sorgenti: oltre ai tradizionali problemi di identificazione geometrica ed energetica è importante definire ragionevoli ipotesi sul tipo di sismicità da attribuire alle sorgenti, qualora questa non possa essere basata sulle sole osservazioni legate ai terremoti del passato. Senza generalizzare una evidenza che sicuramente è anche dipendente dalla relazione di attenuazione scelta per il parametro indicatore di hazard, il tempo medio di occorrenza degli eventi forti ($M > 6.0$) sembra essere il parametro che più influenza i risultati ottenibili, e deve pertanto essere vincolato con quante più possibili considerazioni indipendenti si riescano a raccogliere; la magnitudo massima influenza in modo subordinato, e possono essere molto modesti i contributi di eventi molto forti, purché sufficientemente rari (vedi Figg. 10 e 11).

Il fattore tempo trascorso dall'ultimo evento (nell'ipotesi ristretta di comportamento caratteristico, e processo renewal) introduce sensibili modifiche nei risultati attesi; le fluttuazioni fra un modello di occorrenza e l'altro possono portare a valori molto diversi di probabilità condizionata di accadimento (vedi Fig. 13) e questo ha conseguenze estremamente pesanti sulle stime di pericolosità che ne derivano (vedi Figg. 14 e 15). Per questo motivo appare più robusto l'utilizzo di una unica funzione distribuzione dei tempi di intercorrenza (par. 12.4.1), calibrata sperimentalmente (vedi Garavaglia e Guagenti,

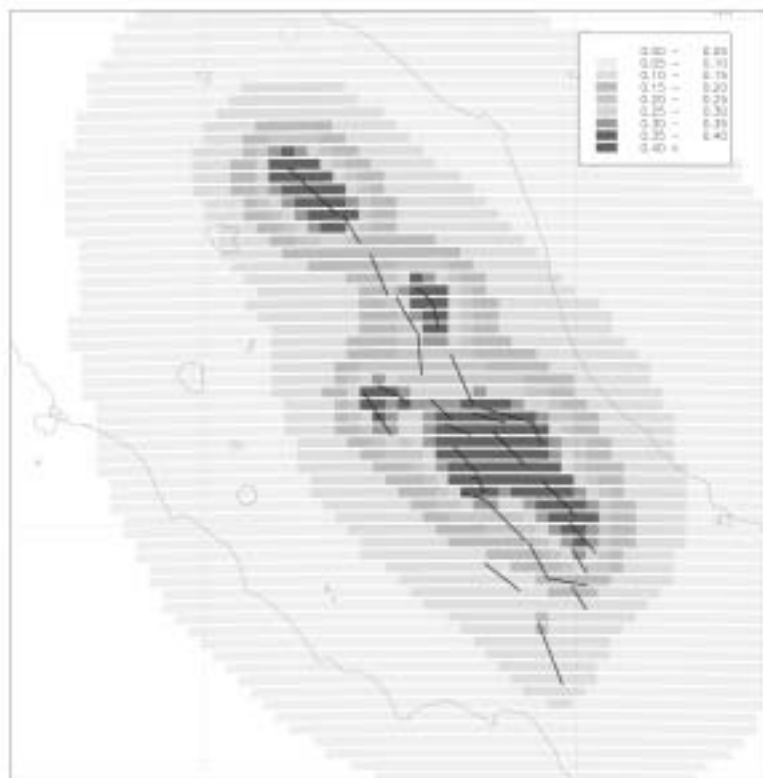


Fig. 15 - PGA non superata al 90% in 50 anni, a partire dal 1999: sorgenti lineari, parametrizzate come evento caratteristico; tempo medio equivalente di intercorrenza ricavato da distribuzioni lognormali, adattate individualmente ad ogni struttura; relazione di attenuazione di Fig. 1 (la figura a colori è riportata in Appendice a pag. 174).

1999); forse essa non è però adeguata per tutte le strutture riconosciute in Italia Centrale, che coprono un intervallo energetico abbastanza ampio (vedi ad. es. Gubbio); solo la disponibilità di ulteriori datazioni sperimentali renderà possibile risolvere queste incertezze.

Infine, il bilanciamento complessivo tentato, fra le grandezze coinvolte dalle strutture lineari e la sismicità complessiva dell'area desunta dal catalogo, solleva la questione di fondo della completezza delle informazioni disponibili, e dell'importanza di analizzare le assunzioni implicite sottese dai modelli selezionati. La completezza deve essere valutata non solo in termini di catalogo sismico, ma anche in termini di strutture individuate, affinché si possa giungere ad una spiegazione per le ipotesi di deficit energetico. Possiamo anche accettare di utilizzare un modello di sismicità che raddoppia il potenziale sismico di un'area; farlo senza sollevare il problema della compatibilità fra quanto osservato nel passato e quanto previsto per il futuro può portare a conseguenze drammatiche.

Il lavoro qui proposto ha cercato di raccogliere le informazioni disponibili per le strutture, analizzando l'impatto derivante da alcune possibili ipotesi limite: la Tab. 3 cerca

pertanto di riassumere queste evidenze, per una valutazione realistica della pericolosità dell'area. Si tratta, ovviamente, di una istantanea delle conoscenze datata, e perfettibile da ogni nuova evidenza che si renda disponibile.

Bibliografia

- Albareello D., Bosi V., Bramerini F., Lucantoni A., Naso G., Peruzza L., Rebez A., Sabetta F. e Slejko D. (1999): Carte di pericolosità sismica del territorio nazionale. *Quaderni di Geofisica*, in stampa.
- Ambraseys N. N., Simpson K. A. and Bommer J. J. (1996): Prediction of horizontal response spectra in Europe. *Earth. Eng. Struct. Dyn.*, **25**, 371-400.
- Anderson J. G. and Luco J. E. (1983): Consequences of slip rate constraints on earthquake occurrence relations. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **73**, 471-496.
- Augliera P., Spallarossa D. e Bindi D. (1999): Prove di bilanciamento energetico: analisi dei parametri di sorgente relativi agli eventi registrati da una Rete Sismica Temporanea in Umbria-Marche nel periodo ottobre-novembre 1997. In questo volume.
- Barchi M., G. Lavecchia, F. Galadini, P. Messina, A.M. Michetti, L. Peruzza, A. Pizzi, E. Tondi, E. Vittori (a cura di) (1999): *Sintesi delle conoscenze sulle faglie attive in Italia Centrale: parametrizzazione ai fini della caratterizzazione della pericolosità sismica*. CNR-GNDT, Volume congiunto dei Progetti 5.1.2, 6a2, 5.1.1, Esagrafica, Roma, in stampa.
- Bender B. and Perkins D.M. (1987): *Seisrisk III: a computer program for seismic hazard estimation*. U.S. Geological Survey, Bulletin 1772, 48 pp.
- Camassi R. e Stucchi M. (1997): *NT4.1, un catalogo parametrico di terremoti di area italiana al di sopra della soglia di danno (versione NT4.1.1)*. GNDT, Milano, 66 + XXVII pp. e Internet: <http://emidius.itim.mi.cnr.it/NT/home.html>.
- Faccioli E. e Petrini V. (coord.) (1996): Risultati dell'analisi di rischio sismico per tutta la nazione riferita al patrimonio abitativo. Elaborazioni basate sui dati ISTAT 1991. GNDT-ING-SSN, Rapporto per il Dipartimento Protezione Civile, Internet: http://www.dstn.it/ssn/PROG/G_RISCHI/premessa_f.html
- Field E. H., Jackson D. D., and J. F. Dolan (1999): A Mutually Consistent Seismic-Hazard Source Model for Southern California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **89**, 559-578.
- Galadini F. e E. Vittori (coord.) (1998): Progetto 5.1.2 Inventario delle faglie attive e dei terremoti ad esse associabili. CNR-GNDT Progetto Esecutivo 1998, Internet: <http://emidius.itim.mi.cnr.it/GNDT/P512/home.html>
- Garavaglia E. e Guagenti E. (1999): Distribuzioni a confronto per i terremoti maggiori in Italia Centrale. In questo volume.
- Gasperini P. e Monachesi G. (coord.) (1998): Progetto 5.1.3 Catalogo strumentale dei terremoti 1981-1997. CNR-GNDT Progetto Esecutivo 1998, Internet: <http://ibogfs.df.unibo.it/user2/paolo/www/gndt.html>
- Gruppo di Lavoro (1999): Proposta di riclassificazione sismica del territorio nazionale. *Ingegneria Sismica*, **14/1**, 5-14.
- Hanks T.C. and H. Kanamori (1979): A moment magnitude scale. *J. Geophys. Res.*, **84**, 2348-2350.
- Pantosti D., D'Addezio G. and Cinti F.R. (1996): Paleoseismicity of the Ovindoli-Pezza fault, Central apennines, Italy: a history including a large previously unrecorded earthquake in

- Middle Ages (890-1300). *J. Geophys. Res.*, **101**, 5937-5959.
- Peruzza L., Pantosti D., Slejko D. and Valensise L. (1997): Testing a New Hybrid Approach to Seismic Hazard Assessment: an Application to the Calabrian Arc (Southern Italy). *Natural Hazard*, **14**, 113-126.
- Peruzza L. (coord.) (1998): Progetto 6a2 Metodi Innovativi per la Stima dell'HAZARD (MISHA) - Applicazione all'Italia Centrale. CNR-GNDT Progetto Esecutivo 1998, e Internet: http://macrisk1.ogs.trieste.it/MISHA_web/home.html
- Peruzza L. (a cura di) (1999a): *Parametrizzazione degli elementi sismogenetici assoggettabili ad un trattamento time-dependent*. Relazione esterna OGS18/99 OGA6, Trieste, 12 pp., e Internet: http://macrisk1.ogs.trieste.it/MISHA_web/text/fase1.html
- Peruzza L. (1999b): Modello di segmentazione per l'Italia Centrale: dal consenso sulle strutture, alla probabilità di accadimento di un terremoto maggiore. In questo volume.
- Postpischl D. (ed.) (1985): *Catalogo dei terremoti italiani dal 1000 al 1980*. Quaderni della ricerca scientifica, 114, 2B
- Romeo R. and Pugliese A. (1998): A global earthquake hazard assessment in Italy. *Proc. 11th European Conference on Earthquake Engineering*, Paris, Balkema.
- Rotondi R. (1999): Analisi statistica di una zonazione Umbria-Marche e studio di variazioni della distribuzione di probabilità del tempo di intercorrenza. In questo volume.
- Scandone P. (1997): Linea di ricerca 2 "Sismotettonica". In: Corsanego A., Faccioli E., Gavarini C., Scandone P., Slejko D. e Stucchi M. (a cura di), *L'attività del GNDT nel triennio 1993 - 1995*, CNR - GNDT, Roma, 67-96.
- Scandone P. e M. Stucchi (coord.) (1998): Progetto 5.1.1 Mappa delle zone sismogenetiche e probabilità degli eventi associati. CNR-GNDT Progetto Esecutivo 1998, Internet: <http://emidius.itim.mi.cnr.it/GNDT/P511/home.html>
- Slejko D., Peruzza L. and Rebez A. (1998): Seismic hazard maps of Italy. *Annali di Geofisica*, **41**, 183-214.
- Westaway R. (1992): Seismic moment summation for historical earthquakes in Italy: tectonic implications. *J. Geophys. Res.*, **97**, 15437-15464.
- Working Group on California Earthquake Probabilities (1995): Seismic Hazards in Southern California: Probable Earthquakes, 1994-2024. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **85**, 379-439.
- Wu S. C., Cornell C. A. and Winterstein S. R. (1995): A Hybrid Recurrence Model and Its Implication on Seismic Hazard Results. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **85**, 1-16.

CONCLUSIONI

a cura di Laura Peruzza

Il progetto MISHA si è proposto di essere una catena pluridisciplinare per organizzare dati di base originali ed elaborazioni congruenti, finalizzate alla valutazione time-dependent della pericolosità sismica. Il passaggio dalla generazione del *probabilismo sismotettonico*¹ a quella della *valutazione dipendente dal tempo* non è pratica standardizzata, né in Italia, né all'estero: le "previsioni" riportate dalla letteratura scientifica hanno spesso dimostrato la loro scarsa affidabilità, ed una variabilità ancora superiore a quella già elevata riscontrabile nelle stime di pericolosità tradizionali. Per questo motivo il progetto si è posto come obiettivo prioritario analizzare l'affidabilità delle stime stesse, e individuare una "lista di ingredienti" che dia la garanzia di un risultato ragionevole.

Cita la lista dei prodotti attesi dal progetto²:

- 1) ...aggiornamento dell'hazard convenzionale con metodo stazionario
- 2) ... caratterizzazione delle strutture imputate dei terremoti maggiori...
- 3) ...modellazioni ibride di pericolosità ... per simulare il ciclo di ricarica...

Questa è la suddivisione adottata nel raccogliere i contributi in tre sezioni distinte, ma il bilancio complessivo del progetto qui riportato seguirà dei criteri più specificatamente territoriali.

Area dei terremoti della sequenza 1997-98

MISHA ha finanziato degli approfondimenti legati alla conoscenza geologica e sismologica, per l'area interessata dalla sequenza di terremoti iniziati nel settembre 1997. Ciò non è stato solo il frutto dell'interesse scientifico e politico che ha seguito quegli eventi, mala scelta di un caposaldo sperimentale su cui ipotesi, deduzioni e metodi potessero essere validati, per essere poi esportati a situazioni ed aree meno studiate.

L'indagine geologica di dettaglio³ ha proposto, per la sorgente sismogenetica dei terremoti del 1997-98, un modello di deformazione ad ampio raggio. Nella parte settentrionale, interessata dai bacini di Cesi-Colle Curti e Colfiorito, non vengono riconosciuti fenomeni significativi di fagliazione superficiale legati alla sequenza recente, osservazione avvalorata dall'analisi di trincee e da studi di deformazione a più larga scala; esistono invece tracce di deformazioni cosismiche più antiche, che non sono cronologicamente vincolate; l'attività tettonica dell'elemento principale (faglia bordiera) che delimita i bacini sembra essere diminuita dal Pleistocene medio, esauendo in tal modo l'evoluzione tettonica di un bacino tipo half-graben, caratteristica per l'Italia Centrale.

¹Muir-Wood R. (1993): From global seismotectonics to global seismic hazard. *Annali di Geofisica*, 36, 153-168.

²Peruzza L. (coord.) (1998): Progetto 6a2 Metodi Innovativi per la Stima dell'HAZARD (MISHA) Applicazione all'Italia Centrale. CNR-GNDT Progetto Esecutivo 1998, e Internet: http://macrisk1.ogs.trieste.it/MISHA_web/home.html

³Contributo 3 della UO IRTR; in questo volume a partire da pag. 30.

Le datazioni radiometriche sui depositi di versante escludono dislocazioni cosismiche più recenti di circa 1.800 anni B.P. Più a meridione, invece, vi sono evidenze di dislocazione superficiale, tuttora in corso di analisi. Queste considerazioni suggeriscono di prendere gli eventi del 1997-98 come eventi rappresentativi dell'area; ad oggi, non si riesce a vincolare su base geologica la sorgente dei due eventi medioevali che vengono ricondotti alla medesima area (1279 e forse 1328), per i quali, peraltro, esistono indizi di una possibile sovrastima degli effetti⁴.

L'indagine sismologica ricostruisce le geometrie sismogenetiche mobilitate nella sequenza con notevole precisione. Da un lato⁵, si verifica che le correlazioni magnitudo-momento sismico e dimensione della sorgente-momento sismico, derivanti dalle registrazioni di eventi medio-piccoli, sono congruenti con quanto osservato in altri contesti sismogenetici; inoltre viene fornita una calibrazione molto accurata (seppur spazialmente e temporalmente limitata) del rapporto frequenza-magnitudo. Dall'altro⁶, le osservazioni strumentali sulle caratteristiche della sorgente degli eventi maggiori vengono comparate con la distribuzione degli effetti sul territorio; ne emerge la criticità di alcuni parametri (ad esempio, la profondità di nucleazione) e l'impatto di determinati fattori (ad esempio, gli effetti locali), nella riproduzione della fisica del fenomeno. Sono questi vincoli che assieme alle considerazioni sulla qualità della documentazione disponibile per gli eventi del passato⁴ appaiono molto importanti per valutare la capacità di riconoscere le strutture attivate in epoca pre-strumentale.

La parametrizzazione della sorgente sismogenetica adottata per l'area di Colfiorito⁷ nelle analisi di hazard recepisce gli elementi sopra menzionati. La deformazione ad ampio raggio viene schematizzata in un segmento, grossomodo corrispondente alla posizione della faglia bordiera del bacino, una approssimazione che verrà utilizzata anche per altre strutture prive di una chiara evidenza di superficie; l'estensione complessiva è compatibile con le relazioni di scala, e le energie in gioco sono forse state leggermente sovradimensionate nella parametrizzazione preliminare⁸, rispetto a quanto poi emerso dal controllo incrociato delle informazioni geologiche disponibili⁹, e da questo volume. Pur non sembrando adeguato un modello a terremoto caratteristico per la sorgente, è ragionevole ritenere bassa la probabilità del ripetersi di un terremoto simile nei prossimi decenni, e pertanto

⁴Contributo 6 congiunto di UO DISTART / OGS-MC / IRRS; in questo volume a partire da pag. 65.

⁵Contributo 5 della UO UNIGE; in questo volume a partire da pag. 56.

⁶Contributo 7 della UO UNITS; in questo volume a partire da pag. 81.

⁷Contributo 4 della UO OGS-TS I; in questo volume a partire da pag. 45.

⁸Peruzza L. (a cura di) (1999): Parametrizzazione degli elementi sismogenetici assoggettabili ad un trattamento time-dependent. Relazione esterna OGS18199 OGA6, Trieste, 12 pp., e Internet: http://macriskl.ogs.trieste.it/MISI/A_web/tex/fasel.html

⁹Barchi M., G. Lavecchia, F. Galadini, P. Messina, A. M. Michetti, L. Peruzza, A. Pizzi, E. Tondi, E. Vittori (a cura di) (1999): *Sintesi delle conoscenze sulle faglie attive in Italia Centrale: parametrizzazione ai fini della caratterizzazione della pericolosità sismica*. CNR-GNDT, Volume congiunto dei Progetti 5.1.2, 6a2, 5.1.1, Esagrafica, Roma, in stampa.

limitato è l'impatto di questa sorgente sulla pericolosità a medio termine dell'area.

Umbria-Marche e Italia Centrale

Allargando la prospettiva, passiamo ora ad analizzare quanto emerso per le due regioni principalmente danneggiate, e per tutto il settore di catena.

Innanzitutto, i confronti eseguiti sulle stime di hazard tradizionali disponibili¹¹ ridimensionano le differenze ottenute dai diversi metodi, che partono da presupposti metodologici moderatamente o sensibilmente diversi, ma dalla medesima base di dati. Nel contempo la risposta utile ai fini di progettazione e/o ricostruzione appare dominata dalle condizioni di sito¹², anche se valutate in termini semplicistici di tipologia media del terreno di riferimento. La classificazione sismica in vigore non sembra del tutto adeguata alle conoscenze attuali¹³, ma eredita probabilmente una maggiore attenzione per gli eventi forti, rispetto a eventi moderati che pure si sono dimostrati drammatici, in termini di effetti; sembra opportuno, pertanto, che vengano in futuro approfonditi gli aspetti di risposta locale alla scala comunale utilizzata dalla normativa, e che le problematiche di riadeguamento antisismico vengano affrontate in un quadro di riferimento della classificazione sismica aggiornato alle conoscenze attuali.

Le analisi di stampo più marcatamente geologico, promosse in collaborazione con altri due progetti varati dal GNDT nel PE98 (Progetto 5.1.1 e 5.1.2), hanno permesso un balzo in avanti, soprattutto per quanto riguarda la formalizzazione delle conoscenze sulle strutture responsabili dei terremoti maggiori⁹; le 18 strutture parametrizzate sono state riconosciute come una parte delle sorgenti sismogenetiche presenti in Italia Centrale, censimento incompleto in quanto diversi terremoti forti riportati in catalogo non hanno ancora avuto un "accasamento". Altre due strutture sono state formalizzate tramite lo studio della distribuzione degli effetti macrosismici¹⁴. In quest'ultimo caso è difficile valutare l'incertezza associata alla definizione della sorgente: se appare chiara la necessità di modellazioni avanzate che tengano conto degli effetti geometrici e di direttività della sorgente, per ottenere una certa riproduzione del danneggiamento, ma non altrettanto è facile valutare il significato delle grandezze ricavate tramite l'utilizzo dei datasets di intensità. I parametri geometrici ed energetici si discostano da quanto previsto dalle relazioni di scala, adottate invece pesantemente per la parametrizzazione delle strutture riconosciute su base geologica, e si pone perciò un problema di omogeneità nel loro utilizzo congiunto. C'è altresì da considerare che gli eventi studiati possono anche essere l'espressione di sorgenti complesse, e comunque non è facile la gestione dell'incertezza sui valori di intensità macrosismica assegnati⁴.

¹⁰Contributo 12 della UO OGS-TS I; in questo volume a partire da pag. 137.

¹¹Contributo 1 curato dai coordinatori del Progetto 5.1.4; in questo volume a partire da pag. 10.

¹²Peruzza L. (1998): Progetto Microzonazione Sismica Umbria-Marche. Valutazione del moto sismico di riferimento -Approccio probabilistico. Relazione esterna OGS28/98 OGA7, Trieste, 12 pp.; e Internet: <http://seism.irs.mi.cnr.it/Ital/Rap14/rap14.html>

¹³Contributo 2 della UO OGS-TS I; in questo volume a partire da pag. 19.

¹⁴Contributi 8 della UO OGS-TS2 (in questo volume a partire da pag. 88) e contributo 9 della UO POLIMI1 (a partire da pag. 107).

Detto tutto ciò, l'innovazione costituita dall'utilizzo di sorgenti individuali di terremoti, la cui attività viene quantificata anche per via geologica, ha due immediati risvolti, sulla pericolosità. Da un lato si ottiene una modifica sensibile sullo scuotimento atteso, la cui stima, fino ad oggi, era in pratica pilotata esclusivamente dall'informazione sismologica; dall'altro si devono affrontare nuove problematiche, legate al meccanismo globale di generazione dei terremoti, e di bilanciamento energetico complessivo, entrambi aspetti per i quali, oggi, non vi sono soluzioni univoche.

Le analisi statistiche, dal canto loro, forniscono elementi decisionali che possono essere molto importanti. Lo studio sulla variabilità del tempo di intercorrenza¹⁵ condotto esclusivamente sui terremoti in catalogo, individua tre fasi distinte nella sismicità di una parte dell'area investigata; i punti di cambio riconosciuti (1895-97; 1938-49) ripropongono il problema di stabilire la completezza di un set di dati su basi diverse (quali quelle ad esempio socio-storiche), e più genericamente quello delle fluttuazioni dell'attività sismica nel tempo. Il confronto e taratura di diversi modelli di distribuzione¹⁶, utilizzati per valutare la probabilità di accadimento di un terremoto maggiore in funzione del tempo, è un importante tentativo di superamento dei problemi da sempre connessi all'utilizzo di tecniche statistiche su un campione statisticamente poco (o per nulla) significativo; rappresenta un elemento nuovo, frutto delle peculiarità delle informazioni disponibili per il nostro paese, e dello sforzo di trovare per loro un adeguato trattamento. Infine l'analisi di sensibilità¹⁰ consente di introdurre tentativamente le nuove informazioni nella stima della pericolosità sismica, ma anche di riconoscere gli elementi più critici sul risultato: il modello di sismicità adottato per la sorgente, il tempo medio di ritorno associato all'evento massimo, il tempo trascorso dall'ultimo evento massimo imputabile alla struttura, sono tutte informazioni di primaria importanza nella valutazione realistica della pericolosità a medio termine.

L'attività svolta per Umbria e Marche, e più genericamente per l'Italia Centrale, non si chiude con una visione unica della pericolosità per l'area; per il suo carattere sperimentale, il progetto MISHA ha impostato la catena di informazioni da raccogliere, e ha proposto un loro utilizzo nell'hazard, accettando determinate semplificazioni e ipotesi di lavoro. Ciò ad esempio, riguarda il comportamento attribuito alle diverse strutture, talvolta ipotizzate tramite un modello di sismicità continua nei valori di magnitudo rilasciata, oppure espressione di un comportamento tipo "terremoto caratteristico"; in alcuni casi la parametrizzazione stessa fa emergere delle possibili incongruenze, come avviene ad esempio in relazione ai tempi medi di ritorno attesi, o nel bilanciamento energetico complessivo. Per risolvere queste incertezze di fondo sarà necessario un ulteriore sforzo di comprensione, da affrontarsi nell'attività futura. Per ora, le mappe di pericolosità proposte sono solo diverse possibili visioni dell'hazard, soggette a integrazioni e rettifiche in relazione ad ogni nuovo elemento si renda disponibile. Anche se le conoscenze geologiche utilizzate nell'hazard sono state "congelate" prima della fine del progetto, è mia impressione che la comunità scientifica abbia recepito l'importanza dell'interazione ed integrazione delle diverse competenze, poichè il lavoro congiunto risulta l'unica arma possibile contro delle "previsioni-mostro".

¹⁵Contributo 10 della UO IAMI; in questo volume a partire da pag. 118.

¹⁶Contributo 11 della UO POLIM12; in questo volume a partire da pag. 126.

Esportabilità al resto del territorio nazionale

La palestra metodologica di MISHA aveva come ultimo obiettivo valutare anche l'applicabilità delle tecniche sperimentate al resto del territorio nazionale.

Sotto questo aspetto le conclusioni non indulgono all'ottimismo. Il dettaglio degli studi geologici disponibili per l'Italia centrale, in termini di comprensione dell'attività recente, è elevato, ed altrettanto si può affermare per la documentazione storica dei terremoti del passato. Molte crisi sismiche hanno interessato l'area nell'ultimo secolo, permettendo in tal modo analisi sismologiche vincolate anche da dati strumentali. Ciò nonostante restano sconosciute le sorgenti di diversi terremoti forti, ed è talvolta critico discriminare tra il potenziale sismogenetico di strutture morfologiche apparentemente attive, o individuare le caratteristiche di sorgenti sepolte.

La riformulazione della stima della pericolosità dell'intero territorio nazionale, nell'ottica di utilizzo di sorgenti individuali e modellazioni dipendenti dal tempo utilizzate da MISHA, comporterà sicuramente affrontare delle situazioni diverse, sia per quanto concerne il livello di conoscenze disponibili, sia in relazione alla fenomenologia.

Appare pertanto motivata una notevole cautela, per affrontare, in Italia, la previsione a medio termine nella giusta prospettiva: quella di un obiettivo strategico, che deve però essere perseguito con tempi e mezzi adeguati, per diventare uno strumento di vera crescita culturale, ma soprattutto di reale protezione dai terremoti del futuro.

INDICE AUTORI

Aoudia Karim,	81
<i>Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics, Trieste</i>	
Augliera Paolo,	56
<i>GNDT c/o DipTeRis, Università di Genova</i>	
Basili Roberto,	43
<i>Istituto di Ricerca sulla Tettonica Recente, IRTR, CNR, Roma</i>	
Bindi Dino,	56
<i>Dip. per lo studio del Territorio e delle sue Risorse, DipTeRis, Università di Genova</i>	
Bobbio Muzio,	88
<i>Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale, OGS, Trieste</i>	
Camassi Romano,	65
<i>GNDT c/o DISTART, Università di Bologna</i>	
Castelli Viviana,	65
<i>GNDT c/o OGS, Macerata</i>	
Coppari Henry,	65
<i>GNDT c/o OGS, Macerata</i>	
Ercolani Emanuela,	65
<i>GNDT c/o DISTART, Università di Bologna</i>	
Galadini Fabrizio,	32
<i>Istituto di Ricerca sulla Tettonica Recente, IRTR, CNR, Roma</i>	
Galli Paolo,	32
<i>Servizio Sismico Nazionale, Roma</i>	
Garavaglia Elsa,	126
<i>Dipartimento di Ingegneria Strutturale, Politecnico di Milano</i>	
Guagenti Grandori Elisa,	126
<i>Dipartimento di Ingegneria Strutturale, Politecnico di Milano</i>	
Leschiutta Ilaria,	65
<i>GNDT c/o IRRS, CNR, Milano</i>	

Meghraoui Mustapha,	43
<i>GNDT c/o IRTR, ora Institut de Physique du Globe, Strasburgo</i>	
Meletti Carlo,	10
<i>Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pisa</i>	
Messina Paolo,	30, 32
<i>Istituto di Ricerca sulla Tettonica Recente, IRTR, CNR, Roma</i>	
Mirto Carmen,	65
<i>GNDT c/o IRRS, CNR, Milano</i>	
Peruzza Laura,	19, 45, 137
<i>GNDT c/o OGS, Trieste</i>	
Pessina Vera,	107
<i>GNDT c/o Politecnico di Milano</i>	
Pettenati Franco,	88
<i>GNDT c/o OGS, Trieste</i>	
Rebez Alessandro,	19
<i>Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale, OGS, Trieste</i>	
Rotondi Renata,	118
<i>Istituto per le Applicazioni della Matematica e dell'Informatica, IAMI, CNR, Milano</i>	
Saraò Angela,	81
<i>Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Trieste</i>	
Sirovich Livio,	88
<i>Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale, OGS, Trieste</i>	
Slejko Dario,	10, 19
<i>Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale, OGS, Trieste</i>	
Spallarossa Daniele,	56
<i>GNDT c/o DipTeRis, Università di Genova</i>	
Sposato Andrea,	32
<i>Istituto di Ricerca sulla Tettonica Recente, CNR, Roma</i>	
Stucchi Massimiliano,	65
<i>Istituto di Ricerca sul Rischio Sismico, IRRS, CNR, Milano</i>	