

Contenuto in bassa frequenza nei terremoti vulcanici del Monte Etna e danneggiamento degli edifici

G. Milana¹, A. De Sortis², A. Rovelli³ ■

Sommario

Subito dopo il terremoto del 29 Ottobre 2002, che ha interessato il versante orientale dell'Etna, sono apparse evidenti alcune peculiarità del danneggiamento. La prima è che il livello di danno è risultato più alto di quanto atteso in relazione alla modesta magnitudo dell'evento; inoltre, i danni sono stati abbastanza più pronunciati su edifici medio-alti, soprattutto in calcestruzzo armato (c.a.), rispetto ad edifici più rigidi, per esempio in muratura. Il primo aspetto è in genere attribuito alla superficialità dei terremoti dell'Etna, mentre sul secondo aspetto potrebbe essere ipotizzabile una maggiore vulnerabilità degli edifici più danneggiati. In questo studio dimostriamo che il maggior contenuto a bassa frequenza (minore di 1 Hz) dei terremoti vulcanici può aver giocato un ruolo determi-

nante su entrambe le peculiarità. Infatti, le magnitudo locali risultano sottostimare l'entità del terremoto, in quanto lo strumento usato nella procedura standard (sismometro Wood-Anderson) ha una frequenza di taglio a 1.25 Hz. Inoltre abbiamo verificato che gli elevati valori di spostamento spettrale, ai periodi di vibrazione degli edifici medio-alti, possono giustificare la selettività del danneggiamento. Constatata la necessità di dover abbandonare la strada delle magnitudo convenzionali, è opportuno predisporre delle procedure per una valutazione immediata, possibilmente in tempo quasi-reale, del potenziale distruttivo dell'evento. A tale scopo abbiamo messo a punto un algoritmo che utilizza le ordinate spettrali, più direttamente correlate con le ampiezze delle oscillazioni delle strutture.

1. Introduzione

Tra il 26 ed il 29 Ottobre 2002 il Monte Etna è stato interessato da numerosi eventi sismici avvertiti in una vasta area della Sicilia orientale, da Messina a Siracusa (Fig. 1). Gli eventi appartengono ad uno sciame sismico composto da centinaia di scosse nei primi 4 giorni di attività, protrattosi fino all'inizio del 2003. Si è anche verificata una concomitanza tra la sequenza degli eventi e la riattivazione di una frattura eruttiva che aveva avuto origine nel 2001. La localizzazione delle scosse evidenzia due zone separate del Monte Etna (Fig. 1), come descritto da Barberi et al. (2004) e Patanè et al. (2006): il primo gruppo è localizzato a E-NE ed ha registrato una magnitudo massima di 4.6 (evento del 27 Ottobre 2:50 UT); le scosse del secondo gruppo, verificatisi a partire dal 28 Ottobre, sono localizzate a SE (vicino Zafferana Etnea) e sono culminate con l'evento di magnitudo M_L 4.4 del 29 Ottobre 10:02 UT (Fig. 1). La tabella 1 mostra l'elenco degli eventi più significativi.

Il terremoto che ha provocato più danni è stato quello di magnitudo M_L 4.4 del 29 Ottobre (n. 4 in Tab. 1). L'evento, di magnitudo modesta ma verificatosi in un'area densamente popolata, ha in generale provocato danni significativi anche ad edifici in c.a. (Fig. 2 a, b, c), tanto che la sua intensità sulla scala EMS (European Macroseismic Scale, Grünthal 1998) è stata stimata di VIII grado (Azzaro et al., 2006a). Nell'area maggiormente danneggiata sono stati osservati anche sistemi di fratture superficiali. Altri eventi dello stesso sciame, localizzati in zone molto meno popolate (come quello n. 3 in Tab. 1 verificatosi nell'area settentrionale), non hanno causato danni diffusi della stessa gravità, anche se alcuni edifici vicini all'epicentro hanno subito danni anche distruttivi (Fig. 2d).

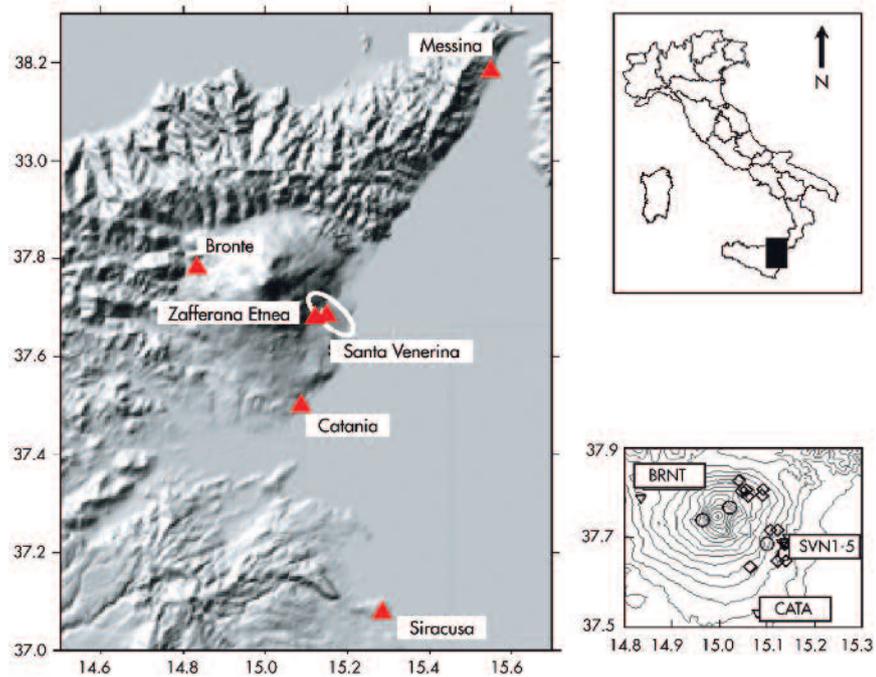
Per dare qualche altro dettaglio sui danni osservati in tipologie costruttive omogenee si può fare un rapido cenno alle chiese, agli edifici in muratura ed a quelli in calcestruzzo armato. Le chiese hanno generalmente riportato gravi danni, con-

¹ Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia - Department of Seismology and Tectonophysics (INGV) Roma - ✉ giuliano.milana@ingv.it

² Dipartimento della Protezione Civile, Roma - ✉ adriano.desortis@protezionecivile.it

³ Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia - Department of Seismology and Tectonophysics (INGV) Roma - ✉ antonio.rovelli@ingv.it

Fig. 1
 Mappa dell'area di studio.
 Il territorio maggiormente danneggiato, intorno a Santa Venerina, è racchiuso dalla curva ellittica. Nel riquadro in basso a destra gli eventi più forti (registrati da CATA e BRNT) sono indicati da cerchi, gli eventi minori (registrati da SVN1, SVN2, SVN3, SVN4 e SVN5) sono indicati da rombi.



fermando l'elevata vulnerabilità di questa tipologia edilizia. A Santa Venerina la chiesa del Sacro Cuore di Gesù, in muratura di pietra lavica squadrata e malta pozzolanica, ha subito molti danni, tra cui quelli ai setti portanti esterni in corrispondenza dell'attacco con la facciata, dove sono evidenti due lesioni, una per lato, di diversi centimetri di apertura. La facciata è ornata da colonne, quasi tutte fortemente lesionate in direzione assiale con separazione ed espulsione localizzata di materiale. Il quadro di danneggiamento è riconducibile ad uno schiacciamento per compressione (Fig. 2e), prodotto

dall'incipiente ribaltamento verso l'esterno della facciata. La Chiesa di Maria SS. del Carmelo, a Bongiardo, era stata rinforzata all'esterno con un sistema di piatti metallici, messi in opera con lo scopo di realizzare una incatenatura nella parte alta delle pareti murarie. La porzione di edificio interessata dal sistema di incatenamento non ha subito gravi lesioni, mentre le due spalle laterali della facciata, esterne al sistema di cerchiatura, si sono distaccate dal resto dell'edificio, manifestando un marcato meccanismo di collasso per ribaltamento (Fig. 2f).

Nelle località interessate dall'evento gli edifici in

Tabella 1 - Elenco degli eventi utilizzati nel presente lavoro. Le lettere B e C si riferiscono rispettivamente alle stazioni BRNT e CATA, i numeri da 1 a 5 indicano le stazioni da SVN1 a SVN5. Per la localizzazione delle stazioni si veda la figura 1. La colonna "M_L questo lavoro" contiene le magnitudo locali ottenute generando i sismogrammi Wood-Anderson sintetici.

Numero evento	Data	Ora	Lat.	Long.	M _w MedNet	M _L MedNet	M _L Questo Lav.	Staz. di Registr.
1	27/10/2002	01:28:17.59	37.808	15.051			4.3	B
2	27/10/2002	01:58:11.23	37.740	14.964			4.6	B
3	27/10/2002	02:50:25.01	37.768	15.021	4.9	4.6	4.7	B,C
4	29/10/2002	10:02:20.23	37.687	15.100	4.7	4.4	4.8	C
5	29/10/2002	16:39:46.78	37.666	15.138	4.2	4.1	4.4	C
6	03/12/2002	13:50:27.00	37.795	15.089			2.7	1
7	03/12/2002	21:07:59.00	37.648	15.122			3.2	1,2,3,4
8	04/12/2002	05:17:25.00	37.649	15.139			3.0	1,2,3,4
9	04/12/2002	13:16:33.00	37.718	15.123			3.4	1,2,3,4,5
10	05/12/2002	22:59:57.00	37.794	15.060			3.0	1,2,3,4,5
11	24/12/2002	01:12:59.00	37.807	15.056			3.7	4,5
12	24/12/2002	13:32:09.00	37.805	15.047			2.4	5
13	27/12/2002	10:37:17.00	37.809	15.091			3.1	5
14	28/12/2002	08:24:22.00	37.829	15.041			2.5	5
15	19/01/2003	00:34:59.00	37.718	15.107			2.7	4
16	25/01/2003	03:29:20.00	37.636	15.065			2.2	2,3,4

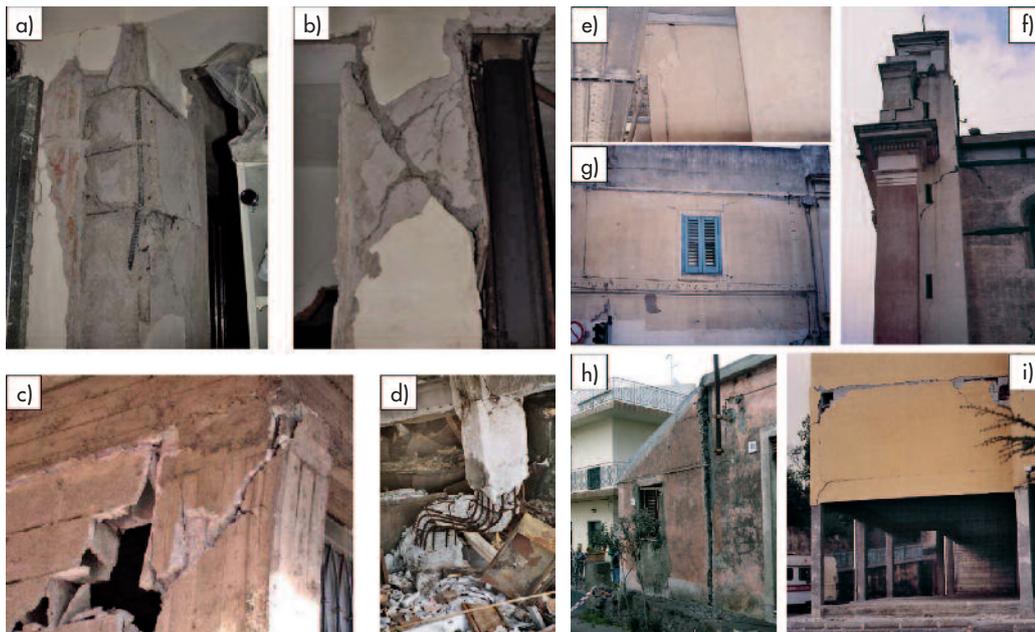


Fig. 2
Esempi di danneggiamento in area epicentrale a seguito del terremoto di magnitudo ML 4.4 del 29 Ottobre 2002: (a, b, c) edifici in c.a., (e, f) chiese, (g, h) edifici di muratura, (i) tamponature di edifici in c.a.; (d) collasso strutturale in area epicentrale a seguito del terremoto di magnitudo ML 4.6 del 27 Ottobre 2002.

muratura sono prevalentemente ad 1 o 2 livelli, generalmente regolari, dalle dimensioni planimetriche contenute. La muratura è di solito realizzata con pietra lavica sbazzata, con dimensioni dei blocchi fino a 50-60 cm, tessitura non del tutto regolare e a volte con ricorsi di mattoni pieni. Frequenti sono risultate le lesioni diagonali nel piano delle pareti, generalmente di livello lieve o medio (Fig. 2g). Meno ricorrenti sono stati i problemi di inizio di distacco in facciata (Fig. 2h) o crolli parziali, attribuibili a casi di elevata vulnerabilità e cattivo stato di conservazione. Abbastanza diffusi sono risultati i danni agli edifici di c.a., soprattutto in quelli più alti (3 e più piani). Un elemento che frequentemente ha contribuito allo stato di danno è la notevole altezza del primo livello (anche 5 m) senza rompitratta nelle tramezzature e tamponature. Questo ha portato a frequenti ribaltamenti delle pareti. Anche negli interpiani di altezza corrente, spesso le tamponature sono risultate molto danneggiate, sia con lesioni nel piano che con ribaltamenti fuori dal piano, causati dalla eccessiva snellezza e dallo scarso collegamento alla maglia strutturale. Non sono mancati casi di lesioni nella tamponatura lungo il riquadro strutturale (Fig. 2i). I

danni significativi ai pilastri sono riconducibili, nella maggioranza dei casi, a rotture a taglio (Fig. 2b, c), favorite o innescate dalla presenza di tamponature rigide, finestre a nastro, irrigidimenti intermedi del corpo scala.

Basandosi sulla conoscenza di quanto è accaduto in passato per terremoti di origine tettonica, potrebbe sorprendere l'osservazione del significativo livello di danno a quelle magnitudo, confermato anche, come si dirà più approfonditamente nel seguito, dall'elaborazione dei dati ricavati con il censimento post-sisma dei danni agli edifici. La registrazione di questi eventi di origine vulcanica, per la prima volta con strumenti digitali ad alta risoluzione, ha offerto l'opportunità di analizzarne il contenuto in frequenza al di sotto di 1 Hz con una accuratezza mai raggiunta in precedenza. L'elaborazione delle registrazioni ha mostrato quindi come la bassa profondità degli eventi possa in parte contribuire alla spiegazione del livello di danno, ma è necessario anche considerarne il peculiare contenuto in bassa frequenza. Come applicazione dello studio si propone un metodo per segnalare in tempo quasi-reale l'occorrenza di terremoti vulcanici potenzialmente distruttivi.

2. Le registrazioni

In questo lavoro si è fatto uso dei dati accelerometrici degli eventi più forti dell'Ottobre 2002 registrati alle stazioni di Catania (CATA) e Bronte (BRNT), e dei sismogrammi a larga banda di 5 stazioni temporanee (SVN1, SVN2, SVN3, SVN4, SVN5) installate nella zona di Santa Venerina dal 2 Dicembre 2002 al 10

Gennaio 2003 (Fig. 1). Le prime due appartengono alla Rete Accelerometrica Nazionale del Dipartimento della Protezione Civile (2005), e sono equipaggiate con acquisitori Etna e sensori Episensor Kinematics. Il fondo scala è 1 g, e la soglia di attivazione 3 mg. Le stazioni sismiche a larga banda sono composte da digitalizzatori Ref-Tek 72A e sismometri Guralp CMG40-T, e

registrano in modo continuo. Essendo state installate nella fase finale dello sciame le stazioni sismiche hanno acquisito scosse più deboli, fino ad una magnitudo locale massima di 3.7.

Le magnitudo degli eventi dello sciame sono state prese dal catalogo dei RCMT (Regional Centroid Moment Tensor, si veda Pondrelli *et al.*, 2004) e dai rapporti tecnici della Rete MedNet, quando disponibili. Per le magnitudo-momento¹ solo tre degli eventi registrati dagli accelerometri sono reperibili in Pondrelli *et al.* (2004) (Tab. 1). Per gli stessi eventi, la Rete MedNet fornisce le magnitudo locali² (all'indirizzo <http://med-net.rm.ingv.it/>). I valori elencati nella tabella 1

3. Aspetti peculiari del moto

La storia delle attivazioni degli accelerometri riflette l'evoluzione temporale e spaziale dello sciame. La stazione di BRNT, che è più vicina agli epicentri del settore E-NE dell'Etna, è entrata in funzione per tre dei forti eventi del 27 Ottobre. Il terremoto con M_L 4.6 (n. 3 della tabella 1, il più energetico dello sciame) è l'unico ad aver attivato sia BRNT che CATA. Quest'ultima stazione, che è più vicina al fianco di SE, è stata attivata anche da due degli eventi del 29 Ottobre (n. 4 e n. 5) avvenuti nella zona di Santa Venerina (Tab. 1).

Le forme d'onda di questi terremoti (alcuni esempi sono mostrati in Fig. 3) indicano una durata molto lunga (20 sec) se rapportata alla magnitudo degli eventi, con una predominanza di basse frequenze. Queste caratteristiche del moto sismico sono note per terremoti che avvengono in molte aree vulcaniche del mondo (si veda Jousset e Douglas, 2007, e la bibliografia citata nell'articolo). In questi terremoti assume un ruolo determinante la propagazione di fluidi, che provoca un meccanismo di generazione della radiazione sismica sostanzialmente diverso rispetto ai più noti terremoti di origine tettonica, originati dalla propagazione della rottura sul piano di faglia.

I valori di picco di accelerazione (PGA) e velocità (PGV) registrati durante lo sciame dell'Ottobre 2002 differiscono in modo significativo dai valori attesi sulla base delle relazioni di Sabetta e Pugliese, 1987 (SP87 da qui in poi) valida per

sono stati ottenuti mediante sintesi numerica simulando la risposta dello strumento Wood-Anderson e applicando la correzione della distanza di Richter (1958). Per gli eventi dell'Ottobre 2002 non inclusi nel catalogo MedNet, abbiamo generato numericamente i sismogrammi Wood-Anderson usando come input gli accelerogrammi di CATA e BRNT. Questi valori di M_L tendono a sovrastimare, anche se di poco, quelli del catalogo MedNet quando sono disponibili entrambi. La stessa procedura è stata applicata alle registrazioni di Santa Venerina per gli eventi minori. La lista dei terremoti usati in questo studio e le loro magnitudo sono riportate in tabella 1.

i terremoti tettonici in Italia (si veda la Tab. 2). Questo confronto, pur non essendo stringente in quanto SP87 è valida per $M_L > 4.6$, evidenzia comunque un comportamento diverso tra terremoti vulcanici e terremoti tettonici, e l'inapplicabilità delle usuali leggi di attenuazione nei calcoli di pericolosità per un'ampia zona della Sicilia orientale. Indicazioni ben precise in merito sono contenute in Calderoni *et al.* (2007).

Un altro confronto con valori attesi di PGA e PGV può essere tentato usando le regressioni di Bragato e Slejko, 2005 (BS05 d'ora in poi) che elimina il rischio di sottostimare i valori di picco a basse magnitudo. Infine un ultimo tentativo viene fatto usando le regressioni di ShakeMap (WA06 da qui in poi) nella sua formulazione per eventi di bassa magnitudo (Wald *et al.*, 2006).

La figura 4 riassume gli esiti del confronto tra dati sperimentali e attesi sulla base di leggi predittive. Nessuna delle tre regressioni utilizzate è in grado di riprodurre adeguatamente i valori di PGA e PGV simultaneamente. Confrontati con SP87, le PGA registrate sono sempre minori dei valori aspettati mentre le PGV sembrano più consistenti. L'uso di BS05 migliora, come prevedibile, la sottostima delle PGA ma i valori di PGV risultano invece fortemente sottostimati. Le regressioni di WA06 tendono a riprodurre le accelerazioni ma falliscono completamente per le PGV. È da notare che i valori dell'evento maggiormente distruttivo (n. 4) superano di gran lunga qualunque legge predittiva. Le peculiarità

¹ Le magnitudo-momento (M_W) sono state ottenute dall'inversione del momento tensore, mediante la modellazione delle forme d'onda delle componenti di lungo periodo ($T > 30$ s) dei sismogrammi a distanze regionali.

² La magnitudo-locale (M_L) fu definita da Richter (1935) come il logaritmo dell'ampiezza massima misurata sulle registrazioni di uno strumento campione (sismografo Wood-Anderson), corretto per un termine funzione della distanza epicentrale, necessario per rendere il valore della magnitudo indipendente dalla distanza dall'epicentro.

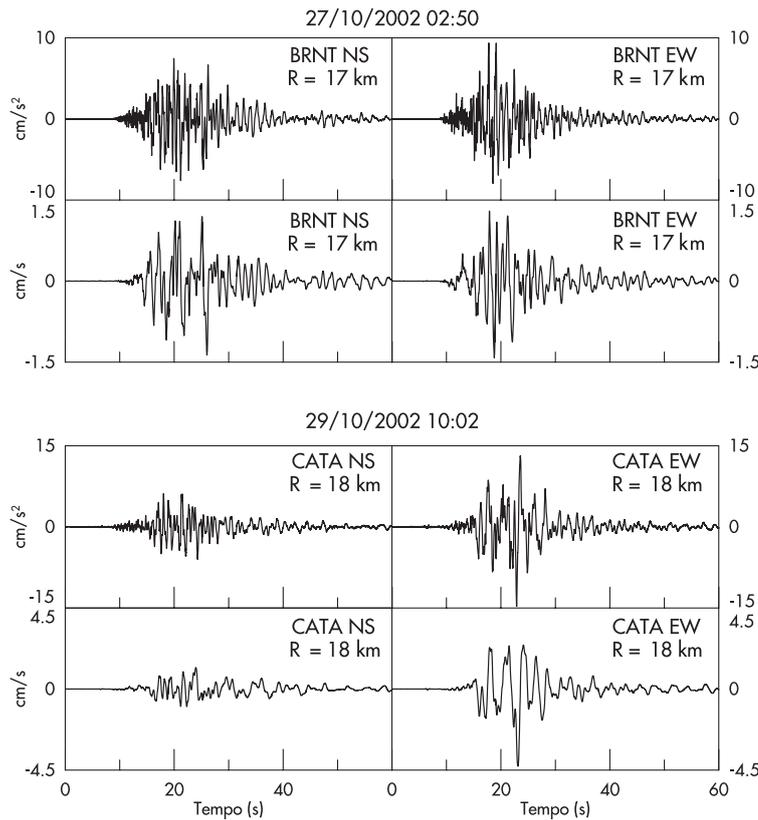


Fig. 3
Esempi di accelerazioni e velocità degli eventi dello sciame dell'Ottobre 2002.

Tabella 2 - Confronto tra i valori osservati e attesi di PGA e PGV, sulla base di varie regressioni (SP87: Sabetta e Pugliese, 1987; BS05: Bragato e Slejko, 2005; WA06: Wald et al., 2006). Le magnitudo locali sono riprese dal catalogo MedNet, quando disponibili, oppure ottenute generando i sismogrammi Wood-Anderson sintetici (con asterisco).

Data	Ora	Stazione	M_L	Dist. km	PGA SP87 gal	PGA BS05 gal	PGA WA gal	PGA Obs. gal	PGV SP87 cm/s	PGV BS05 m/s	PGV WA cm/s	PGV Obs. cm/s
27/10/2002	01:28	BRNT	4.3*	19	28	11	6	4	0.9	0.4	0.2	0.7
27/10/2002	01:58	BRNT	4.6*	13	50	37	16	14	1.9	1.3	0.4	2.3
27/10/2002	02:50	BRNT	4.6	17	38	23	11	9	1.4	0.8	0.3	1.5
27/10/2002	02:50	CATA	4.6	27	25	9	5	4	0.9	0.3	0.2	1.6
29/10/2002	10:02	CATA	4.4	18	32	14	8	15	1.1	0.5	0.2	4.5
29/10/2002	16:39	CATA	4.1	16	28	11	7	6	0.9	0.3	0.1	0.9

spettrali delle registrazioni dello sciame, che verranno discusse in dettaglio nel seguito, spieghino perché le regressioni che utilizzano dati di terremoti tettonici non sono applicabili a terremoti vulcanici. Come conseguenza di queste peculiarità, i valori di spostamento del suolo risultano più alti rispetto a quelli osservabili in terremoti tettonici di magnitudo comparabile. La doppia integrazione degli accelerogrammi mostra valori fino a 1.8 cm ad una distanza di 18 km (Fig. 5d). Poiché l'attenuazione dei terremoti etnei è molto forte entro i primi 20 km dall'epicentro (si veda la Fig. 5e per un evento molto ben documentato), si trova che, in area epicentrale, gli spostamenti orizzontali raggiungono valori fino ad un fattore 10 più grandi

rispetto a quelli osservati ad una ventina di km. Consistentemente, una rapida attenuazione entro i primi 20 km emerge anche dai dati di intensità macrosismica (Barbano *et al.*, 2002; Azzaro *et al.*, 2006b). Estrapolando l'osservazione di 1.8 cm ad una distanza 18 km sulla base della pendenza dei dati in figura 5d si ottiene una stima di PGD (picco di spostamento al suolo) di almeno 15 cm a pochi km dall'epicentro durante il terremoto più distruttivo. Gli autori credono che l'anomalia a bassa frequenza dei terremoti vulcanici (ed il conseguente aumento degli spostamenti spettrali) possa aver avuto pesanti implicazioni sul danneggiamento. Questa convinzione, che viene documentata quantitativamente nel seguito, trova una prima

Fig. 4
 Confronto tra valori osservati di PGA e PGV e valori attesi sulla base di varie regressioni (SP87: Sabetta e Pugliese, 1987; BS05: Bragato e Slejko, 2005; WA06: Wald et al., 2006). Le curve superiori ed inferiori di ogni regressione sono relative rispettivamente a ML 4.6 e 4.1. Il simbolo #4 è relativo all'evento con i maggiori danni.

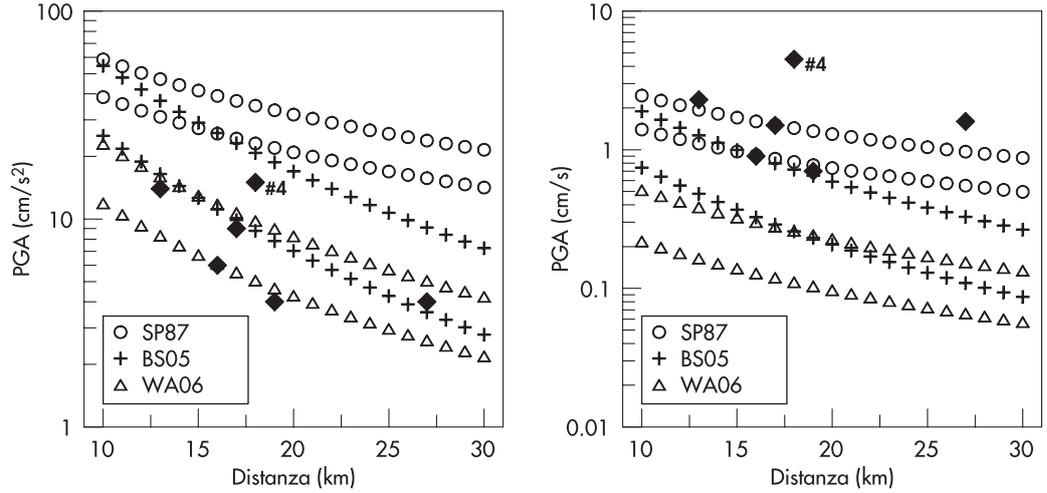
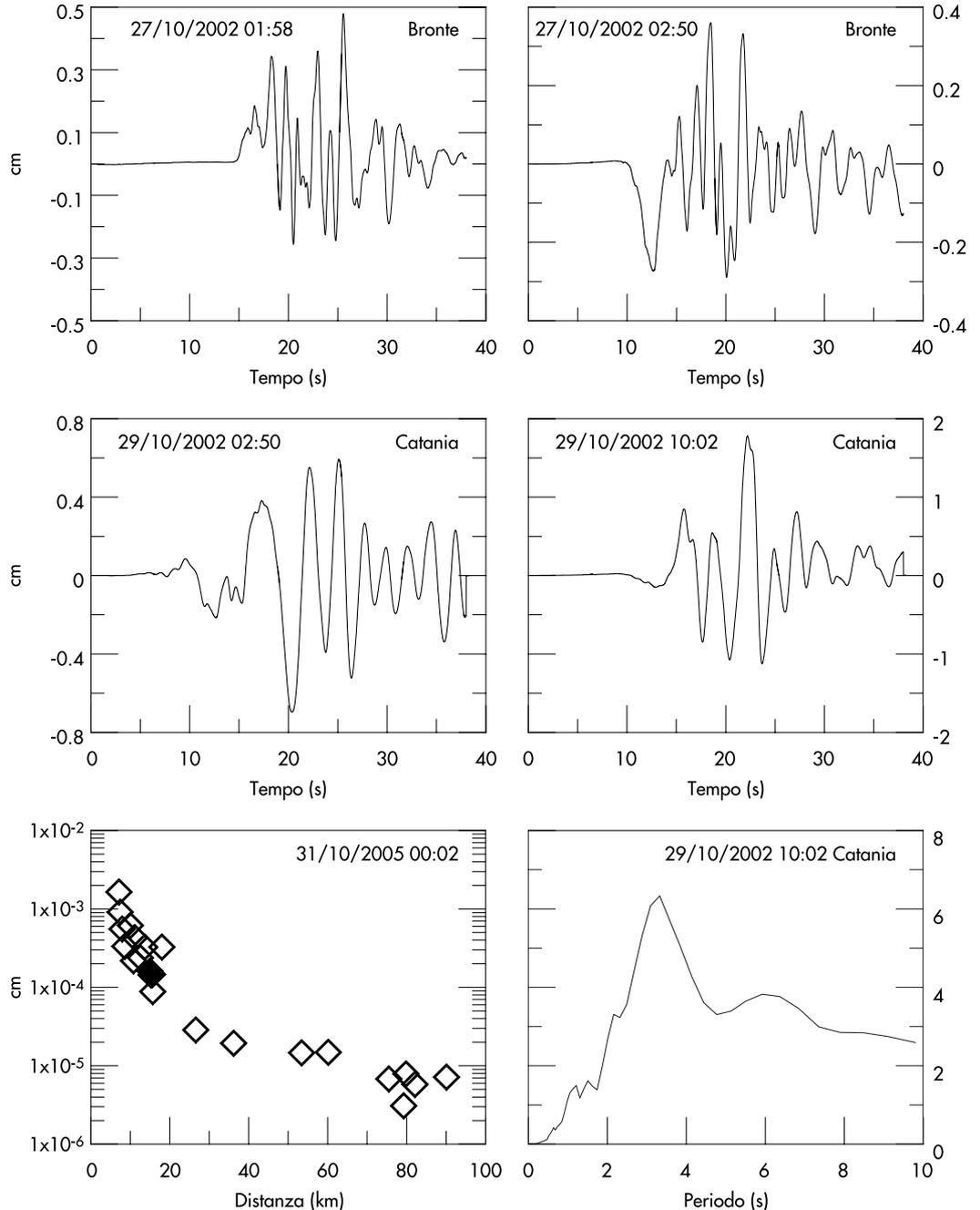


Fig. 5
 (a), (b), (c), (d) Storie di spostamento (componente EW) dell'evento con maggiori danni dello sciami sismico dell'Ottobre 2002, registrato a distanze di 13 e 27 km. (e) Esempio della forte attenuazione che caratterizza il PGD dei terremoti etnei (evento M_L 3.5 del 31 Ottobre 2005, cortesia di Alessandro Amato e Alessandro Bonaccorso). Il rombo nero corrisponde al PGD di CATA. (f) Spettro di risposta in spostamento della registrazione mostrata nel riquadro (d).



conferma nell'evidenza dei danni maggiori, durante i terremoti dell'Ottobre 2002, in edifici, o elementi di edifici, caratterizzati da più basse frequenze di vibrazione. Ad esempio, come già discusso nell'Introduzione, sono risultati particolarmente danneggiati gli edifici in cemento armato di 4 o più piani, e le facciate delle chiese (si veda anche Goretti e De Sortis, 2003).

Vi è un secondo aspetto, più sismologico, da considerare. Quando lo spettro del moto sismico si sposta verso frequenze minori di 1 Hz, il taglio strumentale del sismometro Wood Anderson (a 1.25 Hz) causa una forte sottostima dell'ampiezza della traccia registrata. Quindi M_L

non è la scala di magnitudo migliore per i terremoti vulcanici visto il loro spettro. Anche la magnitudo-momento derivata dall'inversione del tensore momento non è appropriata poiché l'amplificazione dello spettro è evidente nella banda $1 < T < 10$ s ma probabilmente non influenza i periodi più lunghi ($T > 30$ s) dove viene effettuata l'inversione del tensore. Ed anche la magnitudo-durata funziona poco poiché le calibrazioni disponibili per i terremoti etnei (D'Amico e Maiolino, 2005) non usano dati di terremoti vulcanici e sono state ricavate da sismogrammi registrati con sismometri con taglio strumentale a 1 Hz.

4. Interpretazione del danneggiamento

Il danneggiamento tipico degli edifici, osservato a seguito degli eventi più distruttivi dello sciame dell'Ottobre 2002, può essere interpretato quantitativamente utilizzando diversi approcci. Nel seguito si presenta prima un approccio empirico-statistico e, successivamente, un approccio analitico agli spostamenti.

4.1. Approccio empirico-statistico

Le descrizioni del danno osservato inducono ad evidenziare aspetti di selettività, basati sul periodo fondamentale di vibrazione della struttura (edifici alti in c.a.) o dell'elemento interessato (facciate di edifici di culto). In entrambi i casi gli oggetti caratterizzati dai periodi più lunghi di vibrazione appaiono mediamente più danneggiati degli altri. Questa circostanza sembra confermata anche dall'elaborazione dei dati contenuti nelle schede di agibilità e danno, compilate nell'ambito della campagna di censimento condotta dopo l'evento sismico (Regione Siciliana, 2002). Nella figura 6a si riportano le percentuali di edifici in muratura e nella figura 6b quelle degli edifici in c.a. nel Comune di Santa Venerina, raggruppate in 6 livelli di danno sismico. Gli edifici ispezionati (circa

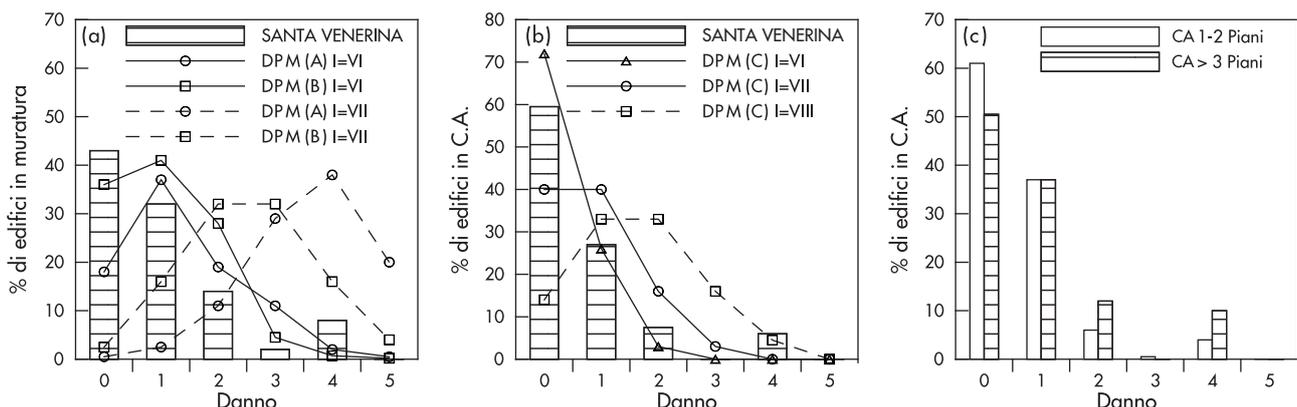
2500) sono una percentuale significativa dei complessivi 2900 (ISTAT, 2001).

I livelli di danno sono abbastanza coerenti con quelli della Scala EMS (Grünthal, 1998) e sono stati stimati modificando la metodologia proposta nel Rapporto del Dipartimento della Protezione Civile (2002) allo scopo di evidenziare il "danno apparente". Infatti, rispetto alla procedura ivi proposta, che pone l'accento sulla gravità strutturale del danno e sui costi connessi alla eventuale riparazione, nel presente lavoro si è privilegiata la misura del danno come indicatore della maggiore o minore severità dello scuotimento sperimentato dall'edificio.

Nella stessa figura è possibile osservare la distribuzione di danno calibrata per il terremoto tettonico dell'Irpinia-Basilicata del 1980 (Braga *et al.*, 1982). Per gli edifici in muratura si può considerare la curva B (vulnerabilità sismica intermedia) e $I = VI$, ottenendo una buona sovrapposibilità con il danno effettivamente osservato a Santa Venerina. Solo il livello 4 di danno richiede il ricorso a $I = VI-VII$.

Per trovare una buona corrispondenza tra Braga *et al.* (1982) ed il danno effettivamente osservato negli edifici di c.a. (vulnerabilità minima, C) bisogna ricorrere all'intensità $I = VII$, o addirittura

Fig. 6 – Distribuzione del danno nel Comune di Santa Venerina a seguito del terremoto del 29 Ottobre 2002: (a) edifici in muratura (1606 edifici visitati); (b) edifici in c.a. (875 visitati); (c) confronto tra edifici in c.a. bassi e medio-alti. Le curve tratteggiate in (a) e (b) indicano le matrici di probabilità di danno (Braga *et al.*, 1982) per diversi livelli di vulnerabilità (decrescente da A a C).



tura a $I = VIII$ per livello 4 di danno. A questo punto si può concludere che la stima dell'intensità macrosismica $I_0 = VIII$ (Azzaro, 2006a) sia stata influenzata in maniera significativa dall'osservazione del danno negli edifici in c.a.

Infine è interessante osservare il maggiore danno agli edifici in c.a. medio-alti rispetto a quello degli edifici bassi (Fig. 6c). Su questo aspetto si tornerà nel seguito, nell'ambito della stima analitica del danno.

4.2. Approccio analitico

È possibile trovare in letteratura diversi approcci analitici per l'interpretazione quantitativa dei danni sismici, tramite i quali è possibile interpretare le differenze osservate, in termini di danneggiamento sismico, tra diverse categorie di edifici in c.a. nell'area di studio. Tra questi, nel seguito si utilizza un approccio agli spostamenti proposto prima, in modalità deterministica, da Glaister e Pinho (2003) e poi, in modalità probabilistica, da Crowley et al. (2004).

Queste metodologie espeditive possono essere utilmente applicate per interpretare le differenze di comportamento sismico degli edifici in c.a. bassi rispetto a quelli di media altezza - nel seguito si assumeranno gli edifici di 2 piani come rappresentativi della prima categoria e quelli di 4 piani come rappresentativi della seconda categoria.

4.2.1. Telaio 4 piani

a) Calcolo della domanda in spostamento

Il periodo fondamentale elastico di un tipico edificio in c.a. (con tamponature), calcolato con la rigidezza fessurata delle sezioni, si può approssimare come $T_y = 0.06H_T$ (Crowley e Pinho, 2006), dove H_T è l'altezza dell'edificio. Considerando per quest'ultima un valore di $4 \times 12 = 12$ m, il periodo risulta di circa 0.7 s, portando ad una richiesta di spostamento di circa 0.8 cm per la componente EW dell'evento 4 della stazione CATA (vedi spettro di risposta in Fig. 5f). Come già detto in precedenza, in area epicentrale lo spostamento di picco stimato ha raggiunto valori dell'ordine dei 15 cm, quindi 8-9 volte più elevato dello spostamento di picco registrato per la componente EW dell'evento 4 della stazione CATA (vedi Fig. 5d). Considerando che i rapporti tra le ordinate spettrali dello spettro di spostamento si conservano tra pochi km ed una ventina

di km (Cauzzi e Faccioli, 2008), si può assumere la richiesta di spostamento elastico sull'edificio a 4 piani in zona epicentrale come $9 \times 0.8 = 7.2$ cm.

b) Calcolo della capacità di spostamento

La capacità di spostamento in campo elastico (i.e. struttura fessurata ma senza danni di rilievo) per un telaio in c.a. con travi ribassate può essere stimata con la seguente espressione (Bal et al., 2010):

$$\Delta S_y = 0.17 \cdot H_T \cdot \varepsilon_y \cdot \frac{l_b}{h_b} \quad (1)$$

dove H_T è l'altezza totale dell'edificio (in questo caso $4 \times 3 = 12$ m), ε_y è la deformazione dell'acciaio a snervamento (0.002), l_b e h_b sono la lunghezza ed altezza delle travi (valori medi assunti come 5 m e 0.35 m, come suggerito da Borzi et al., 2008).

La capacità di spostamento elastico di un tipico edificio c.a. di 4 piani risulta dunque essere di circa 5.8 cm, quindi inferiore alla domanda sopra calcolata, indicando che, mediamente, questa tipologia di edifici dovrebbe subire danni strutturali, come è stato effettivamente osservato.

4.2.2. Telaio 2 piani

Seguendo i passaggi prima riportati, il periodo fondamentale elastico di un telaio in c.a. (fessurato) può essere stimato come $T_y = 0.06 \times 6 = 0.36$ s, il che ci porta ad una richiesta di spostamento di circa 0.3 cm per la componente EW dell'evento 4 della stazione CATA (Fig. 5f). Considerando il rapporto tra la domanda di spostamento nelle zone epicentrale e stazione CATA, discusso sopra, la richiesta di spostamento elastico sull'edificio a 2 piani in zona epicentrale può essere stimata come $9 \times 0.3 = 2.7$ cm.

Facendo di nuovo riferimento all'equazione 1, la capacità di spostamento elastico di un tipico edificio c.a. di 2 piani risulta essere di circa 3 cm, quindi superiore alla domanda sopra indicata, indicando che, mediamente, questa tipologia di strutture non dovrebbe essere esposta a significativi danni strutturali per l'evento in considerazione. Si osserva quindi di nuovo che la valutazione analitica della vulnerabilità delle strutture ha dato conferma sia di quanto osservato dopo l'evento, sia quanto ricavato dalle elaborazioni statistiche delle schede compilate a seguito delle ispezioni di agibilità e danno.

5. Un algoritmo di riconoscimento in tempo quasi-reale

Sulla base della inadeguatezza delle magnitudini convenzionali precedentemente illustrata, la mag-

giore pericolosità dei terremoti vulcanici del Monte Etna, a causa degli alti valori di spostamento spettrale, appare difficilmente riconoscibile subito dopo il verificarsi di un evento sismico. Per

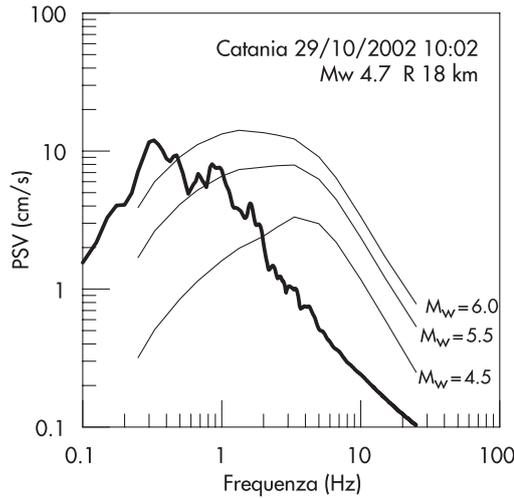
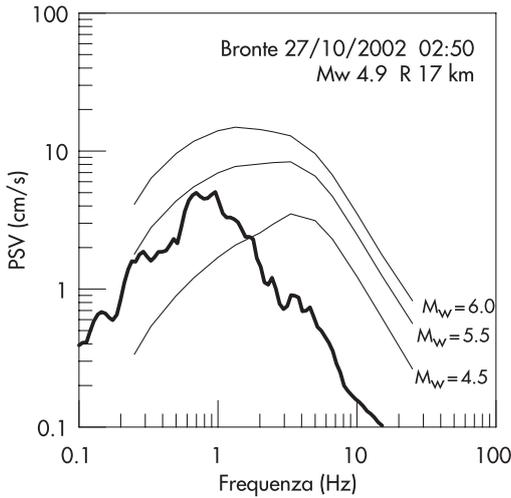


Fig. 7
Spettri di risposta in pseudo-velocità dell'evento con maggiori danni dell'Ottobre 2002 confrontati con i valori attesi della regressione di Sabetta e Pugliese (1996).

ovviare a questa limitazione insita nella definizione di magnitudo per i terremoti vulcanici, ci siamo posti la seguente domanda: esiste un parametro diverso dalla magnitudo che possa essere messo più direttamente in relazione con gli effetti sulle strutture nella banda di bassa frequenza? Lo spettro di risposta rappresenta un valido strumento in questo senso, con il vantaggio che disponendo di segnali sismici in tempo reale diventa possibile il riconoscimento di eventi di magnitudo medio-bassa con elevate potenzialità di danno in tempo quasi-reale. Si è quindi messo a punto un algoritmo che utilizza le ordinate spettrali a bassa frequenza.

Si sono calcolati gli spettri di risposta in velocità (5% di smorzamento) dei terremoti dell'Ottobre 2002. La figura 7 mostra i loro andamenti sovrapposti ai valori attesi sulla base delle regressioni di Sabetta e Pugliese (1996). Consistentemente con quanto detto precedentemente per gli spettri di Fourier, si nota nei dati un forte impoverimento ad alta frequenza (fino ad un fattore 3) ed una amplificazione a bassa frequenza rispetto ai terremoti tettonici, a parità di magnitudo e distanza. Usando le regressioni SP96, gli spettri di risposta degli eventi dello sciame sono riprodotti usando valori di magnitudo M_L tra 5.5 e 6. La figura 7 mostra anche come le ampiezze maggiori siano raggiunte nella banda di frequenza 0.3 - 1.5 Hz. Per un generico terremoto ad una distanza epicentrale R , è possibile identificare la magnitudo che riproduce le ordinate spettrali osservate nella regressione SP96. Questo si ottiene costruendo la curva teorica dell'intensità spettrale di Housner (1952) secondo l'integrale

$$H(M,R) = \int_{0.5}^{2.5} PSV_{M,R}(T) dT \quad (2)$$

dove $PSV_{M,R}(T)$ è il valore atteso dello spettro di risposta in velocità con il 5% di smorzamento, che può essere calcolato mediante l'espressione

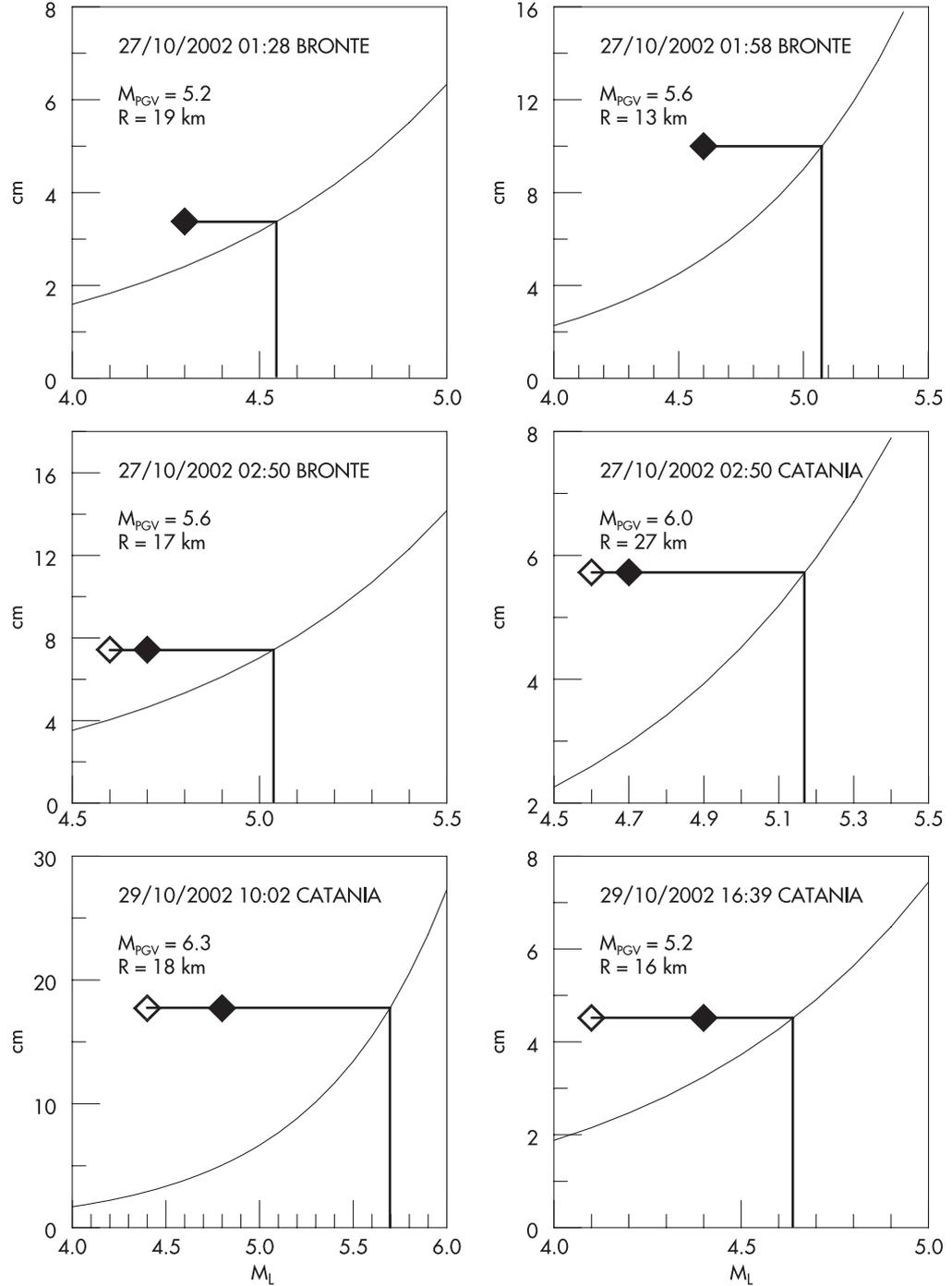
$$\log PSV_{M,R}(T) = a(T) + b(T)M - \log \sqrt{R^2 + h^2(T)} \quad (3)$$

dove $a(T)$, $b(T)$, e $h(T)$ sono i coefficienti della regressione SP96. È da notare che il limite inferiore dell'intervallo di integrazione nell'equazione 3 è stato leggermente modificato rispetto alla definizione di Housner (1952): noi abbiamo usato 0.5 s invece di 0.1 s per esaltare il ruolo della risposta differenziata osservata per gli edifici medio-alti.

Esempi di curve rappresentative dell'equazione 3 sono mostrate in figura 8, calcolate per i valori di M e R degli eventi dello sciame di cui si dispone di accelerogrammi. Nella stessa figura è anche mostrato (con la linea orizzontale) il valore dell'intensità spettrale di Housner calcolata per ogni accelerogramma, rappresentata dai rombi neri in corrispondenza dell'ascissa pari alla magnitudo stimata per l'evento usando l'accelerogramma, i rombi bianchi mostrano invece i valori della magnitudo M_L del catalogo MedNet, quando disponibili. Come ci si deve aspettare sulla base della figura 8, i valori di $H(M,R)$ calcolati dalle registrazioni sono molto più alti di quanto previsto usando qualunque stima di M_L . L'identificazione della magnitudo corrispondente all'intensità spettrale di Housner calcolata dalla registrazione si ottiene mediante l'intersezione della linea orizzontale con la curva teorica della regressione SP96 (Fig. 8): lo scarto tra questa magnitudo e M_L riflette la maggiore propensione al danneggiamento nell'intervallo di periodi 0.5 - 2.5 s.

Il caso del terremoto del 27 Ottobre (n. 3 in Tab. 1) è particolarmente significativo: l'intensità

Fig. 8
 Curve teoriche dell'intensità spettrale di Housner (equazione 3) calcolate sulla base di Sabetta e Pugliese (1996). I rombi rappresentano i valori calcolati dalle registrazioni e sono posizionati, come ascissa, in corrispondenza delle diverse magnitudo locali disponibili (Tabella 1). L'intersezione della retta orizzontale con la curva consente di ricavare il valore di magnitudo che, alla stessa distanza dall'epicentro, produce l'intensità di Housner misurata.



spettrale di Housner corrisponde ad una magnitudo 5.1 nella curva SP96, a fronte di valori molto più bassi (4.6 e 4.7) delle stime di M_L . Per l'evento n. 4 del 29 Ottobre, l'intensità spettrale di Housner raggiunge un valore di magnitudo pari a 5.7 nella curva SP96 (in questo caso i valori di M_L sono 4.4 e 4.8). È da notare che quest'ultimo terremoto ha provocato i danni più rilevanti.

Si evince quindi che per i terremoti vulcanici (di tipo VT-B) dell'Etna, disponendo di registrazioni on-line di stazioni vicine, l'uso di una magnitudo stimata attraverso una curva di Housner teorica,

basata sulla regressione SP96, porterebbe, anche in tempo-quasi reale, al riconoscimento di eventi con più alta potenzialità di danno. Viceversa, nel caso si tratti di un evento di tipo VT-A, non è attesa statisticamente una differenza significativa.

Anche in termini di intensità macrosismica si potrebbero avere stime più dirette e precise: la figura 9 mostra quanto possa migliorare la stima dell'intensità macrosismica epicentrale (I_o), usando la relazione $M_L - I_o$ valida per i terremoti italiani (Di Filippo e Marcelli, 1950), qualora si usino i valori di magnitudo dedotti

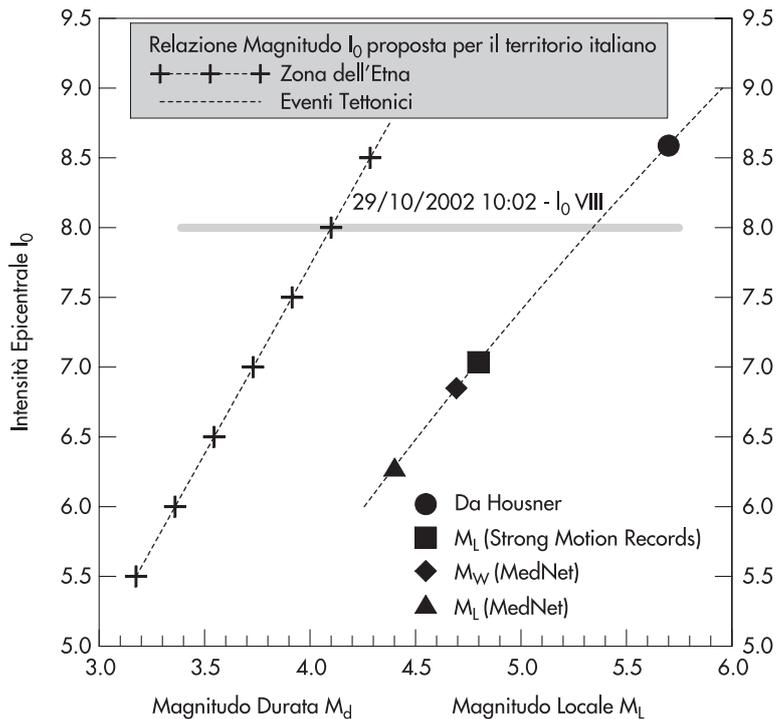


Fig. 9
Relazioni tra magnitudo e massima Intensità macrosismica per terremoti vulcanici e tettonici. Per il terremoto del 29 Ottobre 2002 le magnitudo convenzionali forniscono valori di Intensità fortemente sottostimati, mentre la magnitudo ricavata dall'intensità spettrale di Housner è molto più vicina alla realtà (secondo la stima di Azzaro et al., 2006a).

dalla curva teorica dell'intensità spettrale. Nel caso del terremoto del 29 Ottobre 2002, usando l'ascissa derivata dall'intensità spettrale in figura 8, si era ottenuto il valore 5.7, corrispondente ad una intensità di VIII-IX grado. Questo valore risulta leggermente conservativo, superando di mezzo grado il valore dell'intensità attribuito all'evento a seguito dei sopralluoghi ($I_0 = VIII$, si veda Azzaro et al., 2006a). Al contrario, le magnitudo strumentali forniscono un'intensità pari al VI-VII grado, nettamente sottostimata. Per ovviare a questo tipo di sottostima nel caso di terremoti vulcanici, Barbano et al. (2002) e Azzaro et al. (2006b) hanno proposto una relazione $M_L - I_0$ specifica per i terremoti distruttivi dell'Etna. Anche questa viene mostrata in figura 9, dove si vede che la relazione *ad hoc*

funziona certamente bene, e tuttavia non si può sapere *a priori*, in sala operativa, se usare una relazione valida per terremoti di tipo vulcanico o tettonico, subito dopo un evento sismico. Inoltre, un altro limite oggettivo è che le regressioni specifiche per i terremoti distruttivi dell'Etna fanno uso della magnitudo-durata, che però è stata calibrata sulla base di terremoti locali prevalentemente di tipo VT-B (cioè privi di componente a lungo periodo), e comunque registrati con sismometri con periodo proprio di 1 s. Il vantaggio di disporre di valutazioni basate su ordinate spettrali è che queste forniscono quantità direttamente correlate con le ampiezze delle oscillazioni delle strutture, e quindi possono essere usate indipendentemente dalla natura del terremoto.

6. Conclusioni

Nell'Ottobre 2002 per la prima volta terremoti dell'Etna con danni significativi (VIII grado) sono stati ben registrati da stazioni accelerometriche vicine ($R < 20$ km). Numerose repliche dello sciame sismico sono state anche registrate nell'area danneggiata di Santa Venerina da stazioni sismometriche dell'INGV con alta dinamica (quindi senza saturazione delle forme d'onda) e larga banda ($T > 1$ s). Queste osservazioni hanno messo in risalto una caratteristica mai studiata per l'Etna in modo quantitativo: una rilevante componente a bassa frequenza nella radiazione sismica dei terremoti vulcanici. Al

contrario, per gli stessi terremoti, vi è un *deficit* di alte frequenze. La combinazione di questi due effetti porta come conseguenza che (i) le leggi di scala ben note per i terremoti tettonici non si possono applicare ai terremoti vulcanici, almeno a quelli con marcata componente a lungo periodo, e che (ii) le convenzionali scale di magnitudo non sono usabili per rappresentare il reale potenziale di scuotimento. Un'analisi del danneggiamento per costruzioni di diversa tipologia ha messo in evidenza che gli edifici più alti in c.a. e le facciate delle chiese hanno subito danni corrispondenti ad una intensità $I = VIII$, mentre il danneggiamento associabile agli edifici più rigidi, p. es.

quelli in muratura, è stato minore ($I = VI-VII$). Si è anche riscontrato che questa circostanza è consistente con la presenza dell'elevato contenuto spettrale a bassa frequenza. La superficialità degli ipocentri, ritenuta tradizionalmente l'origine dei forti danni dei terremoti vulcanici, può essere quindi una causa concomitante ma le caratteristiche della radiazione sismica sembrano avere un ruolo predominante.

Constatata la necessità di dover abbandonare la strada delle magnitudo convenzionali per avere una valutazione immediata (in tempo

quasi-reale) del danno causato dai terremoti vulcanici, abbiamo messo a punto un algoritmo basato sugli spettri di risposta che, utilizzando le ordinate spettrali dei terremoti vulcanici, restituisce la magnitudo dei terremoti tettonici capaci di produrre gli stessi effetti a bassa frequenza. Dalle prime applicazioni svolte per lo sciame sismico dell'Ottobre 2002 si può ricavare un giudizio positivo sui benefici che tale algoritmo può offrire, ovviamente sarebbero opportune ulteriori applicazioni e verifiche nel caso lo si volesse utilizzare in sala operativa.

Ringraziamenti

Alla riuscita di questo lavoro hanno contribuito Giuseppe Coco e Mauro Corrao per l'acquisizione dei dati sismometrici di Santa Venerina, Paolo Marsan per i dati della Rete Accelerometrica Nazionale, e Gio-

vanna Calderoni per le elaborazioni dei dati. Il presente studio, con maggiori dettagli di carattere sismologico, è pubblicato sul Bulletin of Seismological Society of America. Un sentito ringraziamento a Mauro Dolce per l'attenta revisione del lavoro.

Bibliografia

- Azzaro R.S., D'Amico A., Mostaccio L., Scarfi T., Tuvè (2006a) - Terremoti con effetti macrosismici in Sicilia orientale nel periodo gennaio 2002 - dicembre 2005, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Quaderni di Geofisica, n. 41.
- Azzaro R., Barbano M.S., D'Amico S., Tuvè T., (2006b) - The attenuation of seismic intensity in the Etna region and comparison with other Italian volcanic districts. *Annals of geophysics*, vol. 49, n. 4/5, pp. 1003-1020.
- Bal I., Crowley H., Pinho R. (2010) - Displacement-Based Earthquake Loss Assessment: Method Development and Application, Research Report ROSE-2010/01, IUSS Press, Pavia, Italy.
- Barbano M.S., Cosentino M., Lombardo G. (2002) - Intensity attenuation law in the eastern flank of Mt. Etna, E.S.C. Assembly, W.G. "Seismic Phenomena Associated with Volcanic Activity", Montserrat (W.I.).
- Barberi G., Cocina O., Maiolino V., C. Musumeci, Privitera E. (2004) - Insight into Mt. Etna (Italy) kinematics during the 2002-2003 eruption as inferred from seismic stress and strain tensors, *Geoph. Res. Lett.*, 31, L21614, doi:10.1029/2004GL020918.
- Braga F., Dolce M., Liberatore D. (1982) - Southern Italy November 23, 1980 Earthquake: A Statistical Study on Damaged Buildings and an Ensuing Review of the M.S.K.-76 Scale, Report CNR-PFG n.503, Rome.
- Borzi B., Pinho R., Crowley H. (2008) - Simplified pushover-based vulnerability analysis for large scale assessment of RC buildings, *Engineering Structures*, Vol. 30, No. 3, pp. 804-820.
- Bragato P.L., Slejko D. (2005) - Empirical ground-motion attenuation relations for the Eastern Alps in the magnitude range 2.5-6.3. *Bulletin of the Seismological Society of America* 95(1), 252-276.
- Brune J. (1970) - Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 75, 4997-5009.
- Calderoni G., Milana G., Rovelli A., Langer H., Giampiccolo E., Tusa G., Tuvè T. (2007) - Task 4 - Deliverable D16, Part 2: Attenuation of displacement spectral ordinates in the Mt. Etna area, Progetto S5 - Definizione dell'input sismico sulla base degli spostamenti attesi, Co-direttori: Ezio Faccioli e Antonio Rovelli, Convenzione DPC-INGV 2004-2006.
- Cauzzi C., Faccioli E. (2008) - Broadband (0.05 to 20 s) prediction of displacement response spectra based on worldwide digital records. *J. of Seismology*, 12, n. 4, 453-476.
- Crowley H., Pinho R., Bommer J.J. (2004) - A probabilistic displacement-based vulnerability assessment procedure for earthquake loss estimation, *Bulletin of Earthquake Engineering*, Vol. 2, No. 2, pp. 173-219.
- Crowley H., Pinho R. (2006) - Simplified equations for estimating the period of vibration of existing buildings. *First European Conference on Earthquake Engineering and Seismology*, Geneva, Switzerland.
- D'Amico S., Maiolino V. (2005) - Local magnitude estimate at Mt. Etna, *Annals of Geophysics*, 48, n.2, 215-229.
- Di Filippo D., Marcelli L. (1950) - Magnitudo ed energia dei terremoti in Italia, *Annali di Geofisica*, 3, 337-355.
- Dipartimento Protezione Civile (2002) - Rapporto finale della Commissione per l'aggiornamento dell'inventario e della vulnerabilità degli edifici.
- Dipartimento Protezione Civile (2005) - http://www.protezionecivile.it/cms/attach/editor/ran/DescrizRan/lista_RAN_12_2005.pdf
- Glaister S., Pinho R. (2003) - Development of a simplified deformation-based method for seismic vulnerability assessment. *Journal of Earthquake Engineering*, Vol. 7, Special Issue 1, 107-140.
- Goretti A., De Sortis A. (2003) - Il danneggiamento dovuto al sisma etneo del 29 Ottobre 2002. *Ingegneria Sismica*, XX (1).
- Grünthal G. (1998) - European Macroseismic Scale

- 1998, Cahiers du Centre Eur. De Geodyn. Et de Deism., v. 15, pp. 1-99.
- Housner G.W. (1952) - Spectrum intensities of strong motion earthquakes. Proc. Symposium of Earthquake and Blast Effects on Structures, EERI, Los Angeles, California, 21-36.
- ISTAT, Istituto nazionale di statistica (2001) - Censimento della popolazione.
- Jousset P., Douglas J. (2007) - Long-period earthquake ground displacements recorded on Guadeloupe (French Antilles), Earthquake Engineering and Structural Dynamics, 36, 949-963.
- Patanè D., Barberi G., Cocina O., De Gori P., Chiarabba C. (2006) - Time resolved seismic tomography detects magma intrusions at Mt. Etna, Science (submitted).
- Pondrelli S., Morelli A., Ekström G. (2004) - European-Mediterranean Regional Centroid Moment Tensor catalog: solutions for years 2001 and 2002, Phys. Earth Planet.Int., 145, 1-4, 127-147.
- Regione Siciliana (2002) - Risultati del censimento di agibilità (database).
- Richter C.F. (1935) - An instrumental earthquake magnitude scale, Bull. Seismol. Soc. Am., 25, 1-32.
- Richter C.F. (1958) - Elementary seismology: W. H. Freeman and Company, San Francisco, 768 p.
- Sabetta, F. and A. Pugliese (1987). Attenuation of peak horizontal acceleration and velocity from Italian strong-motion records. Bull. Seism. Soc. Am., 77, 1491-1513.
- Sabetta F., Pugliese A. (1996) - Estimation of response spectra and simulation of nonstationary earthquake ground motions, Bull. Seism. Soc. Am., 86, 337-352.
- Scognamiglio L., Malagnini L., Akinci A. (2005) - Ground-Motion Scaling in Eastern Sicily, Italy, Bull. Seism. Soc. Am., 95, 568-578.
- Wald D.J., Worden B.C., Quitoriano V., Pankow K.L. (2006) - ShakeMap manual: technical manual, user's guide, and software guide, U.S. Geological Survey Techniques and Methods, book 12, section A, chap. 1, 132 p.