



Progetto S3 – Scenari di scuotimento in aree di interesse prioritario e/o strategico

Responsabili: Francesca Pacor (INGV-MI) e Marco Mucciarelli (Unibas)

TASK 4 – GARDA - DELIVERABLE D13 SCENARI DI SCUOTIMENTO AL BEDROCK A VARI LIVELLI DI COMPLESSITÀ

A cura di

UR1 – *Vera Pessina, Gianlorenzo Franceschina, Paolo Augliera, Marco Massa, Domenico Di Giacomo, Simone Marzorati, Ezio D'Alema, Sara Lovati, Francesca Pacor*

Con la collaborazione di: *Raul Ramon Castro (CICESE, Mx), Paola Vannoli (INGV-Roma1)*

Luglio 2007

INDICE

1. Introduzione.....	5
2. Il terremoto di Salò del 24 Novembre 2004	5
2.1. Pericolosità sismica dell'area	6
2.2. Inquadramento sismotettonico e definizione della sorgente sismogenetica ..	7
2.3. Il campo macrosismico	8
3. La sequenza sismica	9
4. Relazioni di attenuazione empiriche (PGHA, PGHV, PGHD e SA) valide per l'Italia centro settentrionale	17
5. Modelli di attenuazione per la regione del Garda.....	22
5.1. Metodo di inversione	22
6. Scenari di scuotimento.....	25
6.1. Livello 0: Scenari di scuotimento calcolati direttamente in intensità	25
6.2. Livello 0: scenari di scuotimento in intensità dedotta da parametri di picco 27	
6.3. Livello I: validazione dei modelli predittivi.....	30
6.4. Livello I: scuotimento atteso	33
7. Conclusioni.....	36
Bibliografia	38
Appendice	41
A1. Caratterizzazione del noise delle stazioni delle rete temporanea.....	41
A2 Localizzazione della sequenza sismica	43
A3 Confronto valori di picco (PGA, PGV e PGD) osservati e stimati con MSSA07.....	45

1. INTRODUZIONE

Il presente lavoro è stato svolto all'interno del progetto S3 – Scenari di scuotimento in aree di interesse prioritario e/o strategico, della convenzione DPC-INGV 2004-2006.

La zona in esame è quella bresciana compresa fra i comuni di Vobarno, Salò, Gardone Riviera, Toscolano-Maderno, colpita dal terremoto del 24 Novembre 2004 ($M = 5.2$) ed è stata considerata come area di validazione delle metodologie di stima dello scuotimento.

2. IL TERREMOTO DI SALÒ DEL 24 NOVEMBRE 2004

Il 24 novembre 2004 alle 23.59, ora locale, la zona Ovest del Lago di Garda è stata interessata da un terremoto di magnitudo $M_i = 5.2$ ($M_w = 5.0$), con epicentro localizzato a 45.685 N e 10.521 E (INGV-CNT Bollettino sismico). L'evento principale è stato seguito da alcune piccole repliche (ad esempio nella giornata successiva ne sono state registrate 6 con magnitudo da 1.7 a 2.1) non avvertite dalla popolazione.

I comuni maggiormente colpiti sono stati quelli di Vobarno, Salò, Gardone Riviera e Toscolano Maderno (QUEST, 2005), ma ben 66 comuni hanno registrato intensità I_{MCS} da V a VII – VIII; i danni, che ammontano a circa 215 milioni di euro sono imputabili al danneggiamento di circa 3700 edifici e 300 chiese (<http://www.provincia.brescia.it/protezione-civile/terremoto>)

L'evento principale è stato registrato da una stazione della Rete Accelerometrica Nazionale (SSN, 2005), situata a 13.3 km dall'epicentro. La stazione, localizzata nel comune di Vallio Terme (GVD), è equipaggiata con uno strumento analogico posizionato su roccia (formazione della dolomia principale) con pochi metri di deposito eluviale (Pergalani et al., 2005). I valori di accelerazione di picco registrati sono 72 cm/s^2 , 41 cm/s^2 e 40 cm/s^2 sulle componenti NS, WE e Verticale, rispettivamente (Figura 1).

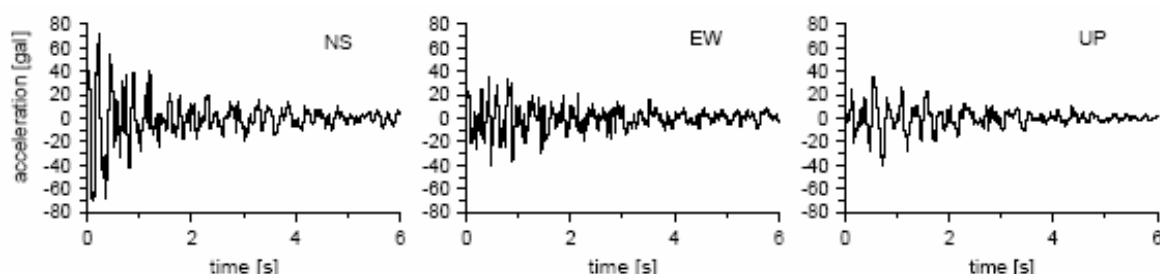


Figura 1 - Registrazione ottenuta alla stazione accelerometrica GVD (Vallio Terme: distanza epicentrale = 13.3 km) durante il terremoto di Salò del 24 novembre 2004.

2.1. Pericolosità sismica dell'area

L'area interessata è già stata storicamente colpita da terremoti. A titolo di esempio si ricorda la storia sismica del comune di Salò (http://emidius.mi.ingv.it/DOM/consult_loc.html): dopo un risentimento datato al 1505, si contano 55 segnalazioni, la più antica delle quali risalente al 1799, quasi tutte di modesta entità (Intensità $\leq V$). In Figura 2 si illustra la storia sismica del comune dal 1800: l'evento più rilevante che ha colpito la stessa area è quello del 30 ottobre 1901. Il Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (Gruppo di lavoro CPTI, 2004) riporta per questo terremoto i seguenti parametri: ora 14:59:58; Latitudine 45.580 N; Longitudine 10.500 E; Io = VIII MCS ed in Figura 3 viene mostrata la distribuzione delle osservazioni macrosismiche. Anche in quella occasione l'evento fu risentito su vasta area dal Veneto e Trentino, fino al Piemonte e - a sud - in parte della Toscana, ma gli effetti più rilevanti riguardarono in particolare le località di Salò e Navezze (BS) dove l'intensità al sito raggiunse l'VIII grado MCS.

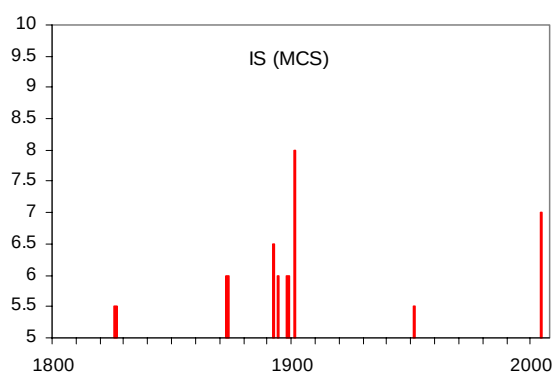


Figura 2 - Storia dei risentimenti sismici a Salò'

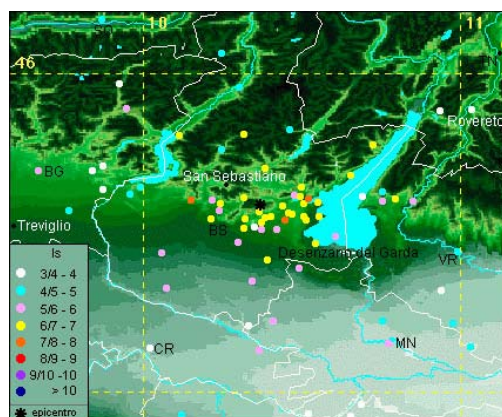


Figura 3 - Campo macrosismico dell'evento del 1.10.1901

Nella recente versione di classificazione sismica (Ordinanza PCM 3274 del 20/03/2003) i comuni maggiormente danneggiati dagli eventi del 1901 e 2004 sono classificati in seconda categoria (congruentemente con la precedente classificazione del 1984). L'area circostante invece, interessata in modo minore dall'evento del 2004, è classificata in terza categoria (Figura 4) mentre in precedenza tali comuni risultavano essere non classificati.

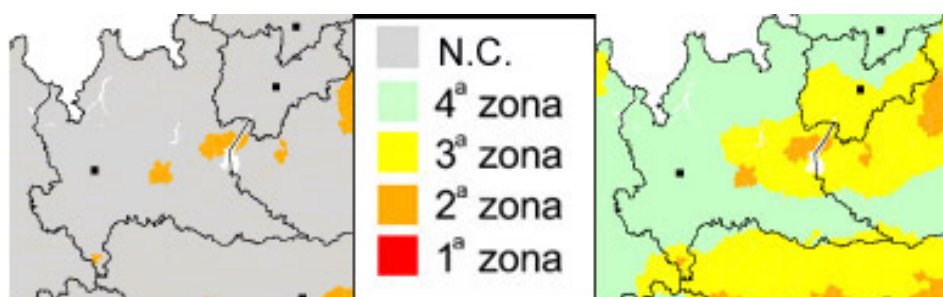


Figura 4 - Classificazione sismica delle Regioni nel Nord Italia: a sinistra la precedente classificazione del 1984, a destra quella recente del 2003

2.2. Inquadramento sismotettonico e definizione della sorgente sismogenetica

L'area in esame s'inquadra nella convergenza tra le placche africana ed europea ed è ubicata lungo il margine settentrionale della catena Sudalpina che ha subito un imponente sollevamento (uplift) a partire dal Pliocene (Zanferrari et al., 1982). Il lago di Garda è interessato dal sistema di faglie delle Giudicarie, legato a thrusts e strutture transpressive ad andamento NNE-SSW ed a minor componente obliqua (Figura 5).

Poiché le strutture più importanti del dominio Sudalpino sono thrusts sepolti, gli studi geomorfologici e paleosismologici non hanno identificato le faglie principali responsabili dei terremoti di grande magnitudo (e.g. Galadini et al., 2001).

Tutti i terremoti dell'area mostrano allineamenti di epicentri lungo il sistema delle Giudicarie (Figura 5). Nella banca dati delle Sorgenti Sismogeniche (DISS Working Group, 2006), le sorgenti responsabili dei terremoti del 1802 e del 1901 sono state identificate attraverso studi geologici e geofisici. Gli eventi del 1802, 1222 e 1901 mostrano come la sismicità più significativa interessi la parte Sud del lago, mentre quelli del 1932, 1882 e 1876 (Boschi et al., 2000) sono correlati al livello più moderato di sismicità che si registra nella parte Nord e nel settore del Monte Baldo. Tuttavia, studi recenti hanno evidenziato l'esistenza di un terremoto accaduto nel 1046 nell'area del Monte Baldo e nella valle dell'Adige, che ha causato il collasso di più di trenta castelli (Guidoboni & Comastri, 2005).

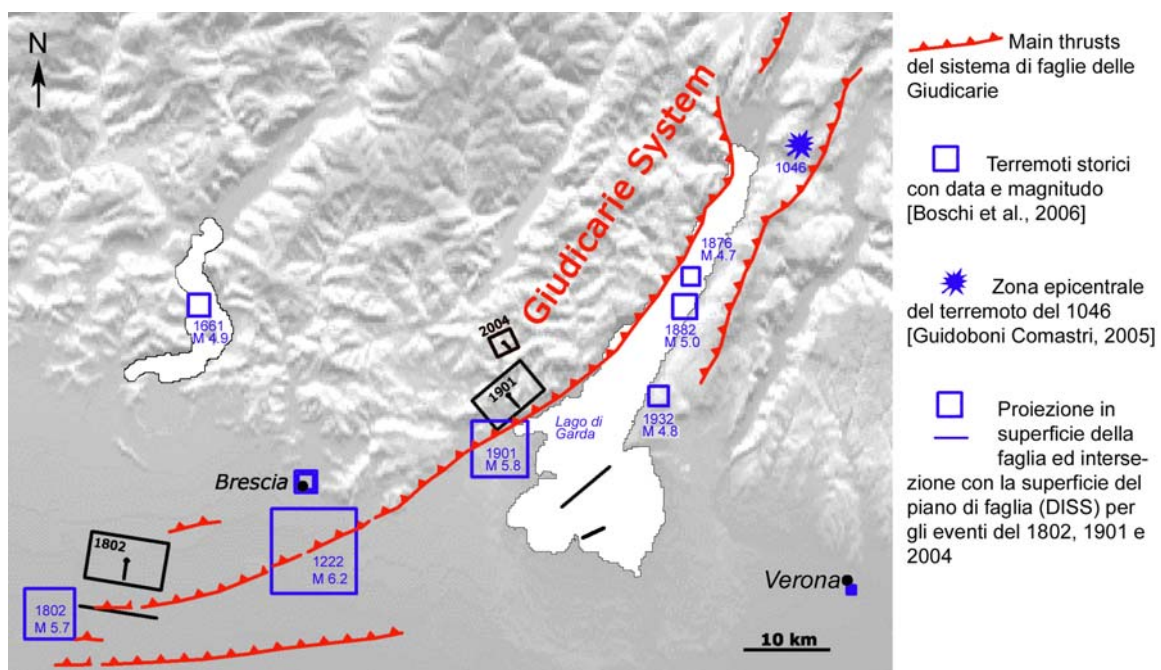


Figura 5 - Schema sismotettonico dell'area: si noti il generale accordo tra la localizzazione dell'evento del Novembre 2004 con quello del 30 Ottobre 1901.

La sorgente del terremoto del 2004 è stata definita utilizzando informazioni sismologiche e geodinamiche. Il piano di faglia è definito attraverso la localizzazione dell'ipocentro dell'evento principale, stimata ad una profondità variabile tra 5 e 10

km, e di quella degli aftershocks, variabile tra 8 e 12 km di profondità (Augliera et al., 2006). Il meccanismo focale mostra un angolo di immersione NordOvest congruente con la geometria del sistema di faglie inverse Giudicarie (MEDNET, 2006).

Il terremoto stesso conferma il meccanismo di deformazione tettonica della catena Subalpina e lo stile di faglie sismogenetiche del sistema Giudicario. Di conseguenza, si può ipotizzare che l'evento del 2004, avvenuto su una porzione di questo sistema di faglie, sia localizzato sulla stessa faglia inversa, sorgente sismogenetica dell'evento del 1901. La dimensioni della sorgente, calcolate mediante le relazioni di Wells & Coppersmith (1994), sono riportate in Tabella 1.

Tabella 1- Parametri geometrici e cinematici della sorgente sismogenetica responsabile dell'evento del 2004. Le coordinate geografiche si riferiscono all'angolo superiore orientale del piano di faglia

Parametro	Valore	Dati / Metodo di stima
Latitudine	45.683	Dati sismologici e geologici.
Longitudine	10.529	
Lunghezza L	2.6 km	Relazione Wells & Coppersmith (1994).
Larghezza W	2.5 km	
Strike	246°	Da MEDNET (2006) e dati geologici
Immersione	24°	
Rake	113°	
Slip medio	0.3 m	Relazione di Kanamori & Anderson (1975)

2.3. Il campo macrosismico

La distribuzione dell'intensità macrosismica mostra valori non simmetricamente distribuiti attorno all'epicentro, ma concentrati in un'area di 100 km², in direzione S e SO (intensità osservata: VII e VII-VIII). A parità di distanza epicentrale (10-15 km), in direzione opposta (N e NE), si registrano pochi, ma soprattutto bassi valori di intensità (V e V-VI) che possono essere difficilmente interpretati dalla sola scarsità di centri abitati in quella zona. (Figura 6)

La maggior parte delle strutture danneggiate è concentrata nei centri storici ed è costituita da edifici di due/tre piani, in muratura, costruiti prima della guerra, spesso modificati senza criteri sismici (edifici ad alta vulnerabilità). La presenza di questa tipologia edilizia risulta essere costante, eppure il danneggiamento dei centri storici non è stato generalmente diffuso.

L'analisi della distribuzione delle osservazioni macrosismiche, a meno di successive considerazioni di amplificazione geologica (previste nel Deliverable 14), ha suggerito di modellare il campo di scuotimento sia attraverso una legge isotropa, assumendo la sorgente puntiforme, sia attraverso modelli capaci di considerare gli effetti di faglia finita.

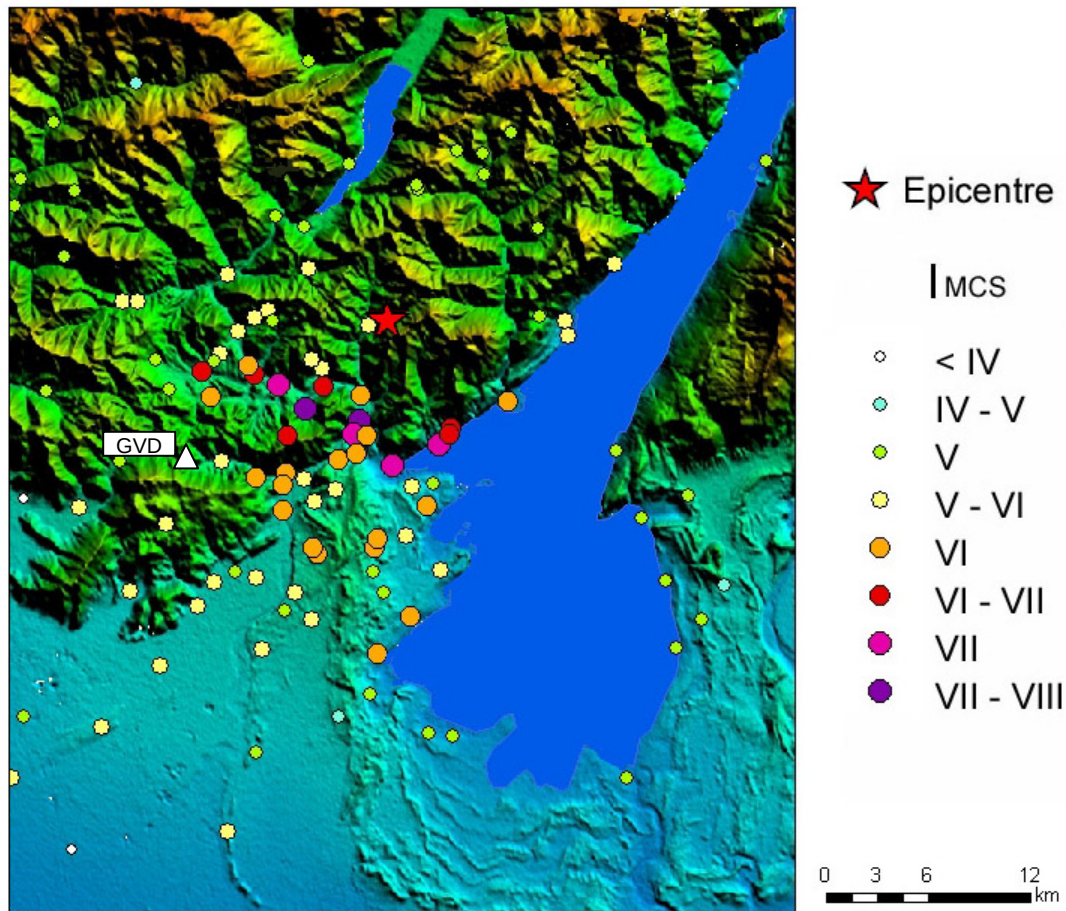


Figura 6 - Campo macrosismico dell'evento del 24 Novembre 2004 ($M_1 = 5.2$) e localizzazione della stazione accelerometrica GVD

3. LA SEQUENZA SISMICA

A seguito dell'evento del 24 novembre 2004 nell'area epicentrale è stata installata, in collaborazione tra INGV-CNT Roma ed INGV Milano, una rete temporanea volta alla registrazione di possibili repliche. La rete temporanea comprendeva 10 stazioni (Figura 7) ognuna delle quali equipaggiata da acquisitori Reftek 130 a 6 canali (risoluzione 24 bit, passo di campionamento 8 ms pari ad una frequenza di 125 Hz) collegate sia a sensori velocimetrici Lennartz Le3D-Lite (risposta piatta per frequenze superiori ad 1 Hz, sensibilità 400 V/m/s, smorzamento critico 0.707) sia a sensori strong motion Kinematics-Episor ES-T (sensibilità 10V/g, fondo scala 2 g, Voltaggio 10V). Il Deliveral D12 del Progetto DPC-S3 contiene le forme d'onda registrate durante la sequenza sismica (Augliera et al., 2006).

Il dataset collezionato grazie alle registrazioni della rete temporanea è costituito da 187 eventi dalle registrazioni del mainshock (24:11:2004 h 22:59 GMT) sino alla replica del 14:12:04 (ore 09:30 GMT). Gli eventi della sequenza sismica sono stati prevalentemente di carattere strumentale, non avvertiti dalla popolazione con valori

di magnitudo locale compresi tra 0.3 e 2.8 (Figura 8).



Figura 7 - A sinistra: sensori della rete temporanea (in basso il sensore accelerometrico). A destra: acquisitori Reftek 130 6 canali e sistema GPS integrato.

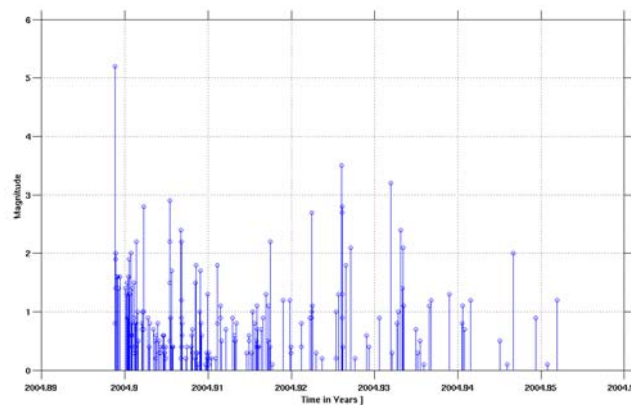


Figura 8 – Distribuzione temporale degli eventi della sequenza sismica in funzione della magnitudo. Gli eventi di magnitudo superiore a 3.0 sono localizzati in un settore posto tra 80 e 120 km ad est rispetto all'area interessata dalla sequenza sismica in studio.

Grazie alla buona qualità dei siti di registrazione, con un livello di noise sismico molto basso, ed alla concentrazione delle 10 stazioni temporanee in un'area ristretta (generalmente a meno di 20 km di distanza epicentrale), sono stati localizzati eventi con magnitudo inferiore ad 1. In Figura 9 sono presentati i grafici relativi al noise sismico calcolati per uno dei giorni di registrazione. Il noise viene espresso come Probability Density Function della densità d'ampiezza spettrale (PSD) per ognuna delle stazioni costituenti la rete sismica temporanea. La procedura utilizzata è descritta in dettaglio in McNamara and Buland (2004). Analisi di questo tipo possono essere utilizzate, ad esempio, per identificare in maniera immediata possibili problemi nella catena di acquisizione del segnale. Si noti in questo caso che, per il giorno in esame, la stazione GA05 presentava un guasto sulla componente verticale. Nelle figure sono illustrate 24 ore consecutive di segnale, con spettri calcolati su finestre di 2 minuti con ricoprimento ogni 40 secondi (720 finestre d'analisi per componente).

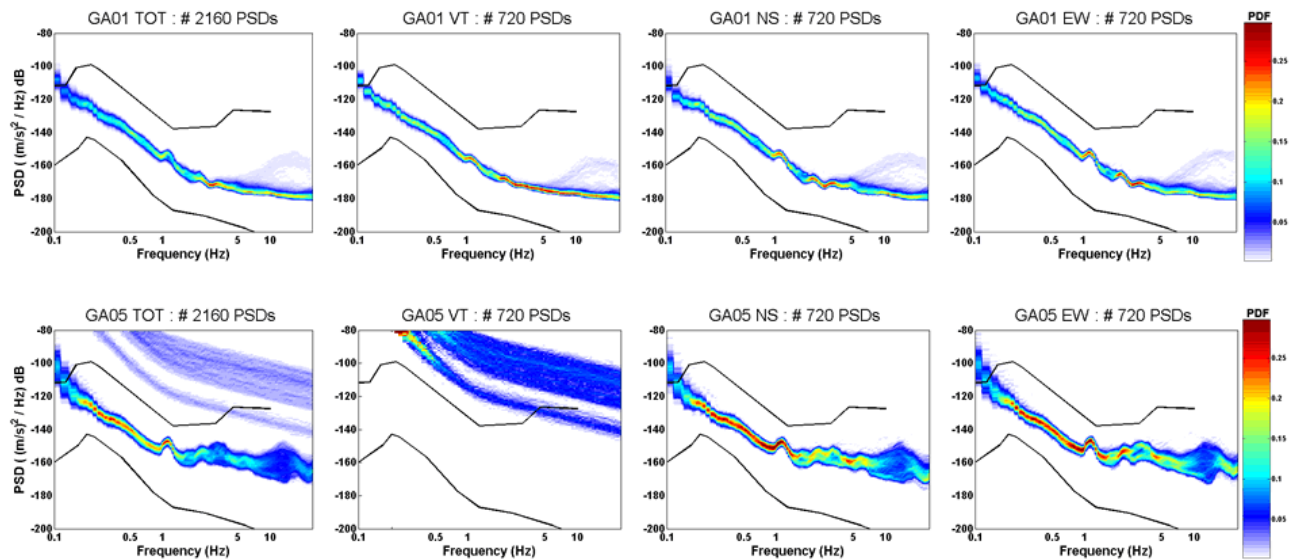


Figura 9 - Probability Density Function calcolate per le stazioni GA01 e GA05 delle rete temporanea, considerando 24 ore consecutive di segnale.

Le localizzazioni dell'evento principale e delle relative repliche (Figura 10) sono state ottenute utilizzando i tempi di arrivo collezionati a partire sia dalle stazioni temporanee (solo per gli aftershocks) sia dalle stazioni fisse INGV-CNT Roma ed INGV Milano installate nel Nord Italia. Alla prima stima dell'evento principale riportata dal Bollettino Sismico INGV-CNT ha fatto seguito una localizzazione rivista, ottenuta considerando anche stazioni sismiche non collegate in tempo reale che ha dimostrato la buona attendibilità della determinazione iniziale. Sono stati infatti ottenuti i seguenti parametri focali: Latitudine 45.689 N; Longitudine 10.524 E; profondità 5.1 km (Augliera et al., 2006). Al fine di determinare i parametri focali degli eventi esaminati è stato utilizzato il software Hypoellipse (Lahr, 1999). Per la localizzazione dei terremoti è stato utilizzato un modello di velocità semplificato comprendente 3 strati piano paralleli (con velocità crescenti pari a 5.0 km/s, 6.0 km/s ed 8.1 km/s) con interfacce posizionate a 10.0 km ed a 30.0 km, e rapporto V_P/V_S pari a 1.72. Il calcolo della magnitudo è stato effettuato considerando i valori di picco delle registrazioni convertite in spostamento Wood-Anderson ed utilizzando la tabella di correzione della magnitudo M_L con la distanza (Richter, 1935) per le distanze inferiori a 100 km (Jennings e Kanamori, 1983). Per la determinazione dei meccanismi focali (ove possibile determinarli) i dati relativi alle stazioni della rete temporanea e quelli derivanti da stazioni fisse INGV Milano e da stazioni INGV-CNT Roma, sono stati integrati da registrazioni relative sia alla Rete Sismica della Provincia di Trento sia alla Rete Sismica CRS-Udine. Il meccanismo focale calcolato per l'evento di magnitudo 5.2 evidenzia per il medesimo un possibile piano di faglia avente strike 242° , dip 24° e rake 113° evidenziando una possibile sorgente a basso angolo di immersione avente direzione SW-NE e rottura di tipo compressivo con componente trascorrente destra.

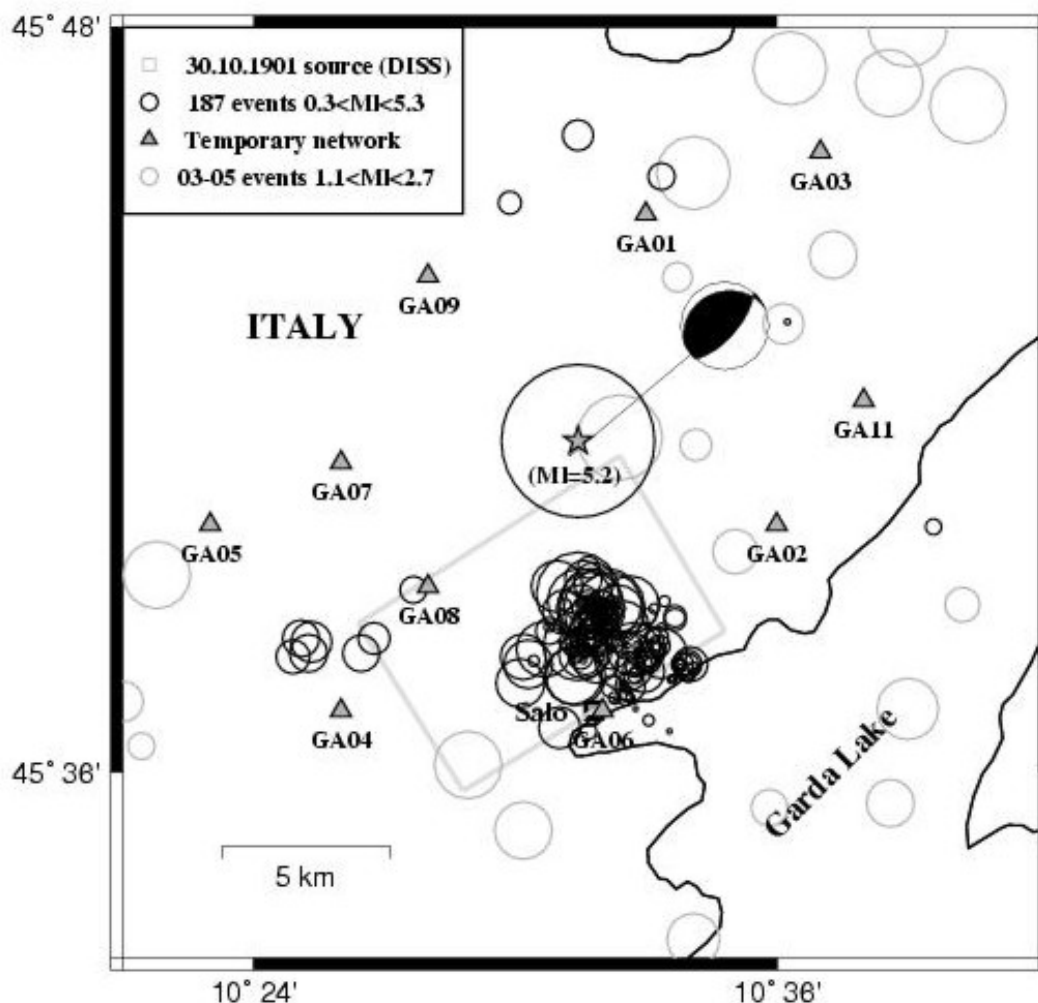


Figura 10 - Configurazione della rete temporanea installata nell'area epicentrale a seguito dell'evento del 24 Novembre 2004. In figura sono inoltre riportate le posizioni epicentrali e la soluzione focale dell'evento principale.

In Figura 11 vengono riportati alcuni esempi di grafici relativi ai residui ottenuti durante il procedimento di localizzazione. Sono state considerate le 2 stazioni temporanee GA01 e GA05 e 2 stazioni INGV Milano (NEGR, BAG3) ubicate nelle immediate vicinanze dell'area epicentrale. I residui di tempo ottenuti per l'intero dataset vengono mostrati in Appendice. I residui di tempo, calcolati considerando sia le fasi P che le fasi S, rappresentano la differenza tra i tempi osservati ed i tempi calcolati in base al modello crostale utilizzato per la localizzazione. I residui vengono mostrati in funzione del tempo (numero di evento): in blu scuro sono indicati i valori relativi alle letture P (od S) alle quali, in fase di localizzazione, è stato assegnato peso 0, in viola quelle di qualità inferiore (pesi da 1 a 4). In generale le stazioni della rete temporanea presentano residui inferiori a pochi decimi di secondo per gli eventi localizzati nella zona dell'evento principale (area interno rete, copertura ottimale delle stazioni rispetto all'ipocentro dell'evento), mentre per gli eventi al di fuori della rete si hanno residui anche dell'ordine del secondo.

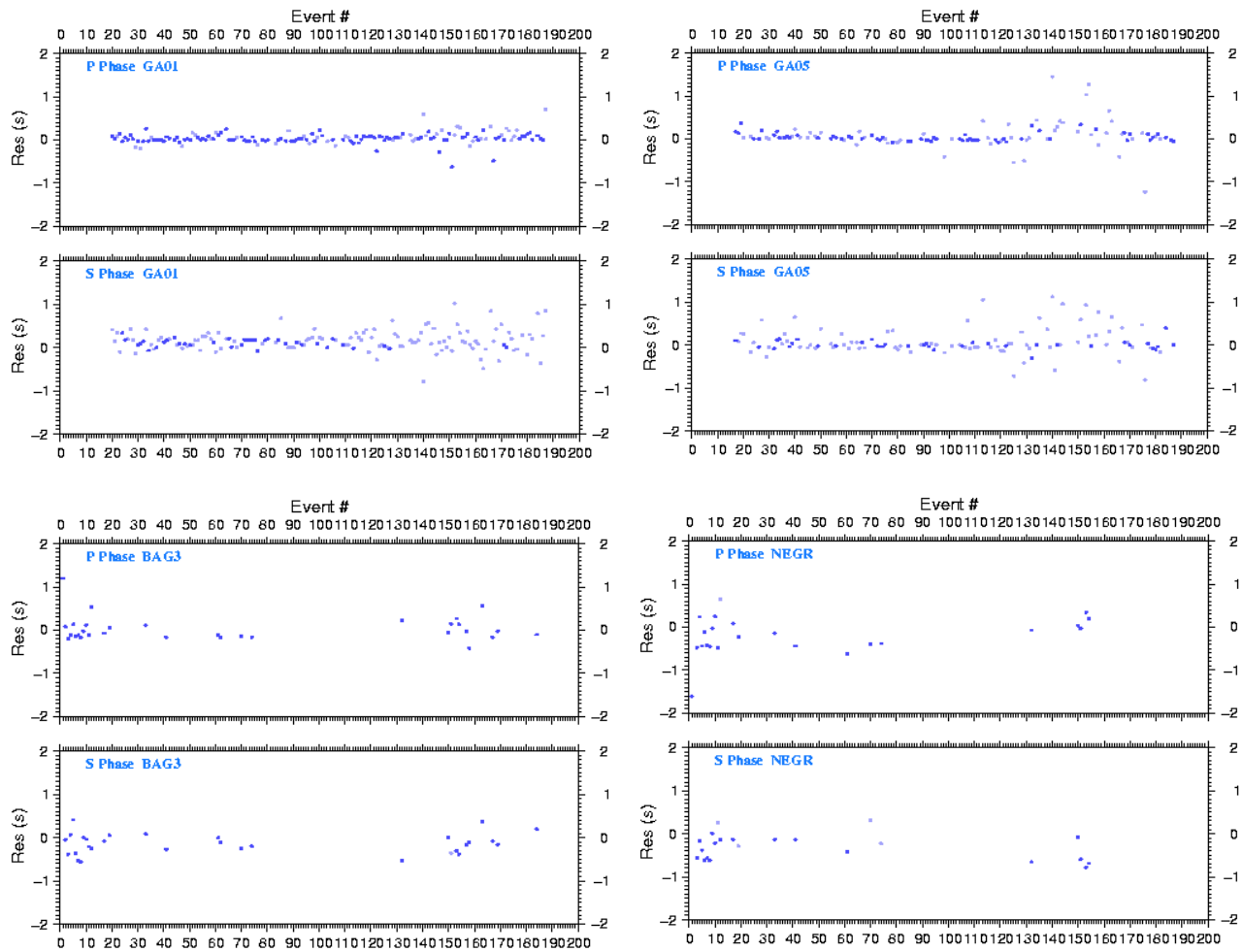


Figura 11 - Residui di tempo ottenuti durante la procedura di localizzazione per le stazioni temporanee GA01 e GA05 e per le stazioni BAG3 e NEGR della rete INGV-MI.

Le localizzazioni di routine ottenute partendo da un semplice modello monodimensionale a tre strati (Figura 12) sono state verificate utilizzando un modello di velocità ottenuto da studi di sismica a riflessione compiuti in corrispondenza dell'area in studio (Scarascia e Cassinis, 1996) (Figura 13). Nonostante l'utilizzo di un modello maggiormente dettagliato sia la posizione dell'evento principale che quello degli aftershocks rimangono entro gli errori statistici attesi dalla soluzione iniziale.

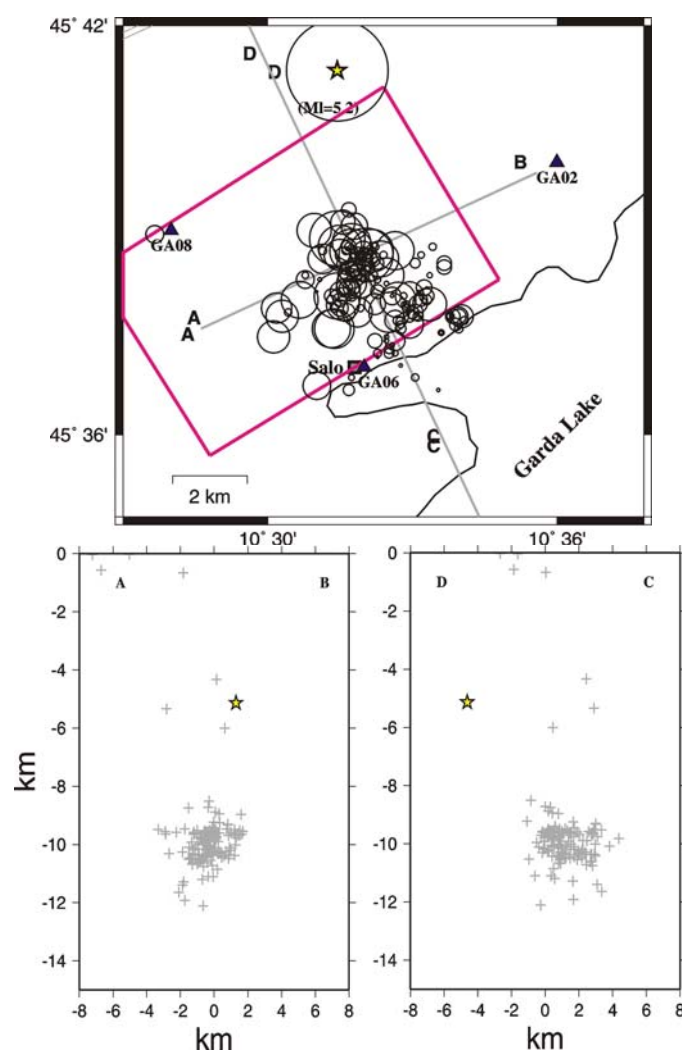


Figura 12 - Localizzazione degli ipocentri relativi agli eventi registrati. La stella in giallo indica la posizione dell'evento principale. In viola è indicato il box relativo alla sorgente del terremoto del 30 Ottobre 1901.

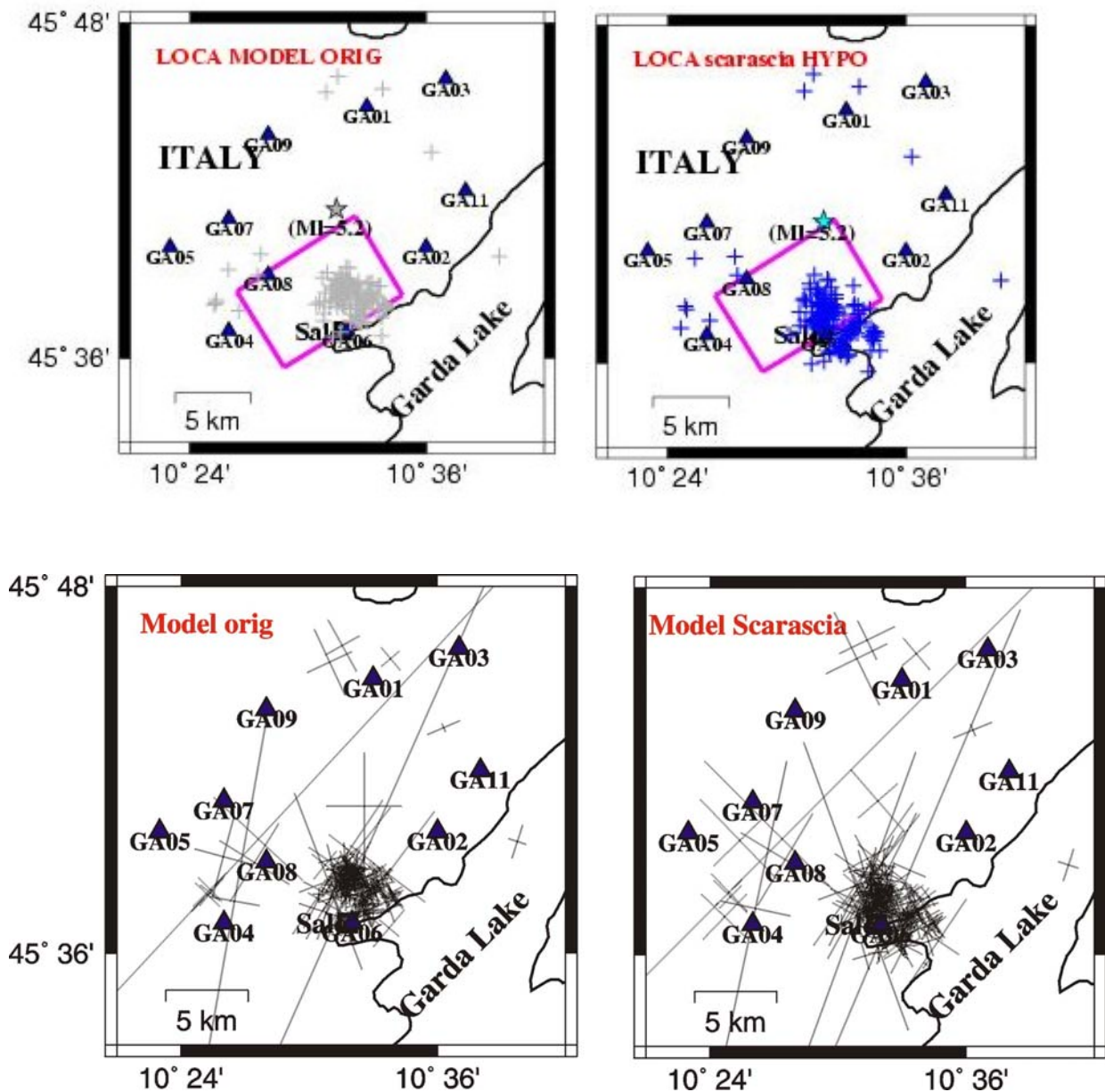


Figura 13 - In alto: confronto tra le posizioni epicentrali degli eventi analizzati ottenute utilizzando un modello di velocità a 3 strati (a sinistra) ed il modello Scarascia Cassinis (1996) (a destra). In basso: confronto tra gli ellissoidi degli errori ottenuti localizzando gli eventi a partire dal modello a 3 strati (a sinistra) e dal modello Scarascia Cassinis (1996) (a destra).

Al fine di indagare con maggiore dettaglio le variazioni in profondità dell'ipocentro relativo all'evento principale è stata compiuta un'analisi di residui costruendo un rms-grid tridimensionale nell'area intorno alla posizione focale del main-shock: il grid è stato discretizzato in celle di 1km di profondità, un primo di longitudine ed un primo di latitudine. Come è possibile osservare in Figura 14, la profondità focale del main-shock è caratterizzata da una notevole variabilità, presentando un'ampia area di minimo di rms che varia tra circa 3 km e 9 km. Al contrario la posizione epicentrale appare ben vincolata.

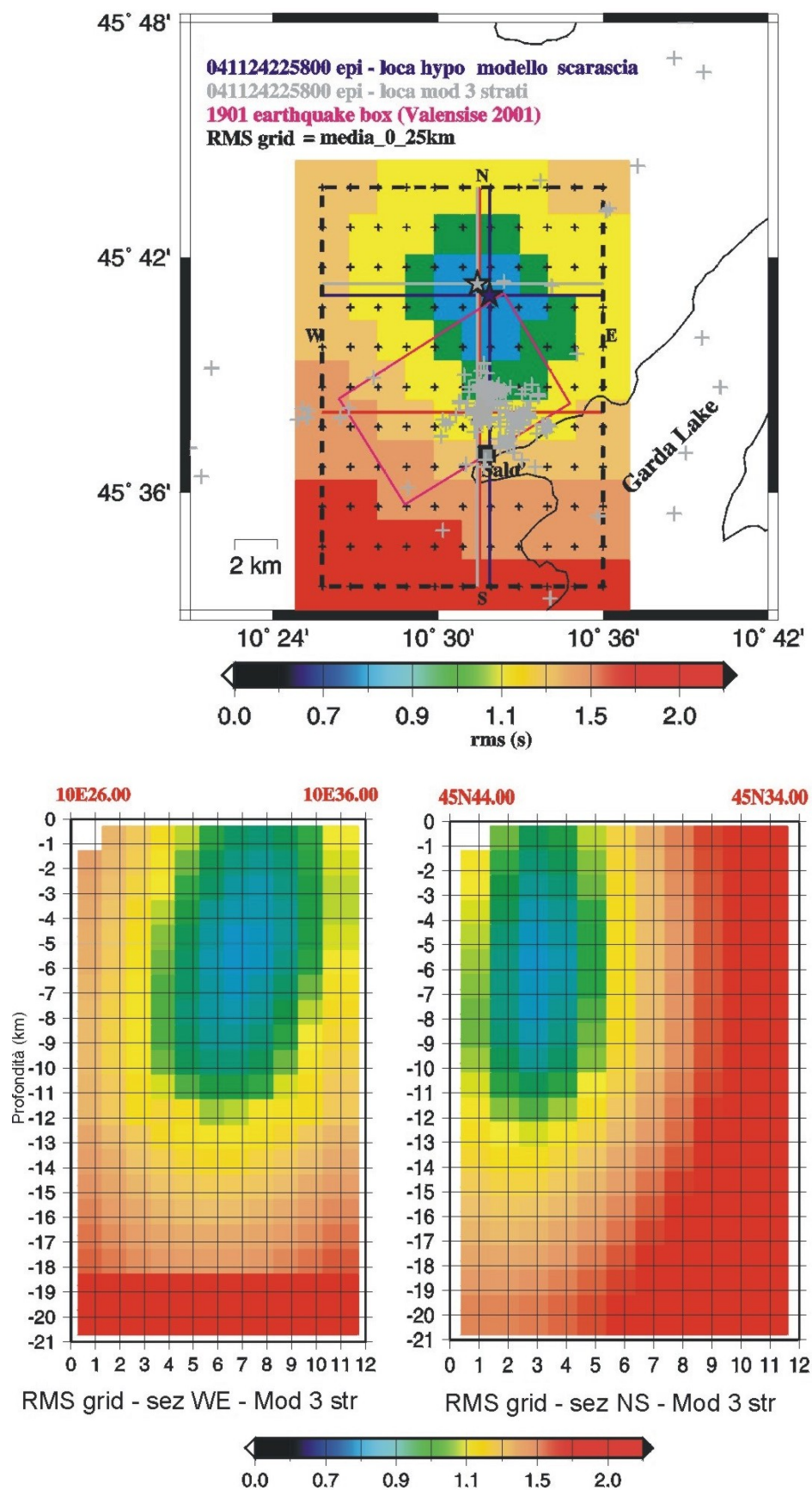


Figura 14 - "3D rms grid search analisi" effettuata per il terremoto del 24 Novembre 2004.

4. RELAZIONI DI ATTENUAZIONE EMPIRICHE (PGHA, PGHV, PGHD E SA) VALIDE PER L'ITALIA CENTRO SETTENTRIONALE

A partire dal dicembre 2002, la continua raccolta di dati velocimetrici da parte delle stazioni sismiche direttamente gestite dalla sezione INGV di Milano ha consentito di collezionare un dataset composto da oltre 5.000 forme d'onda relative a weak e strong motions occorsi nell'area in studio. I dati collezionati hanno rappresentato la base di partenza al fine di stimare una serie di relazioni di attenuazione empiriche valide per l'Italia centro settentrionale (Massa et al., 2007). L'area in studio, compresa approssimativamente tra 9°E e 12°30' E di longitudine e tra 44°N e 46°N di latitudine, rappresenta una delle aree maggiormente popolate ed industrializzate del Nord Italia; di conseguenza una accurata valutazione dei possibili danni associati all'occorrenza di eventi sismici energetici diviene un aspetto di rilevante importanza. Il data set utilizzato nel presente studio è composto da 243 terremoti con magnitudo locale minima pari a 2.5 e magnitudo locale massima pari a 5.2. I dati sono stati registrati da una serie di stazioni velocimetriche (30 stazioni installate in 20 siti differenti durante il periodo dicembre 2002 - dicembre 2006) installate in diverse zone del Nord Italia (Figura 15).

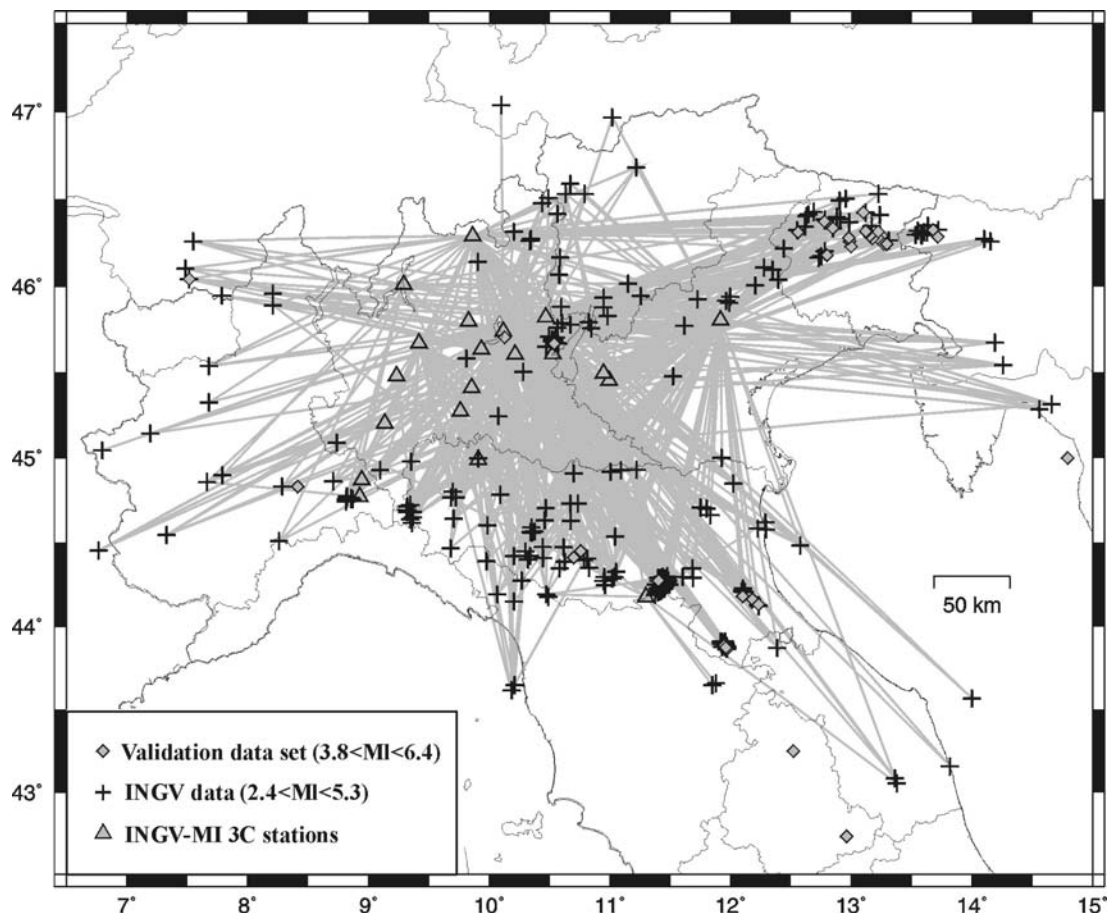


Figura 15 - Copertura dell'area in studio ottenuta a partire dal data set disponibile.

Le relazioni di attenuazione empiriche sono state calcolate, a partire da dati velocimetrici, per picchi di massima velocità orizzontale (PGHV), massima accelerazione orizzontale (PGHA), massimo spostamento orizzontale (PGHD) e per spettri di risposta in accelerazione (SA) calcolati per periodi compresi tra 0.1 e 1.5 secondi. A tale scopo le tracce velocimetriche sono state, dopo un accurato processamento del dato grezzo (rimozione della risposta strumentale, correzione per la linea di base, filtraggio), convertite sia in accelerazione sia in spostamento tramite operazioni di derivazione ed integrazione. La corretta conversione dei dati è stata verificata direttamente ad una stazione installata nella sede dell'INGV di Milano equipaggiata sia con un sensore velocimetrico (Nanometrics Trillium 40s) sia con un sensore accelerometrico (Kinematics-Episor ES-T) (Figura 16). Al fine di valutare i coefficienti di sito da applicare alle relazioni ottenute al bedrock, una prima analisi è stata effettuata suddividendo le stazioni utilizzate in base a quanto riportato nella classificazione dell'EC8 (ENV, 2002) (Figura 17) e calcolando per tutte le stazioni i rapporti spettrali H/V da microtremore e da terremoti (Figura 18).

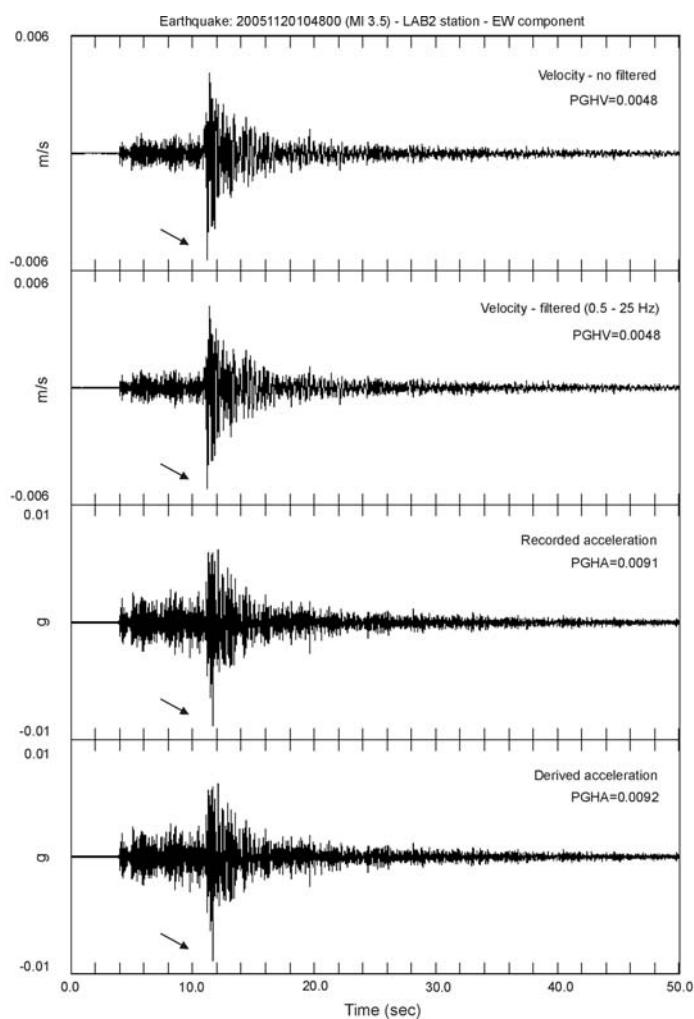


Figura 16 - Segnali sismici relativi ad un terremoto (20 Novembre 2005, Mi 3.5) registrato contemporaneamente da un sensore velocimetrico ed un sensore accelerometrico installati entrambi presso la sede INGV Milano. Il confronto tra la traccia accelerometrica registrata e quella ottenuta a partire dal dato velocimetrico evidenzia i buoni risultati nel processamento del dato.

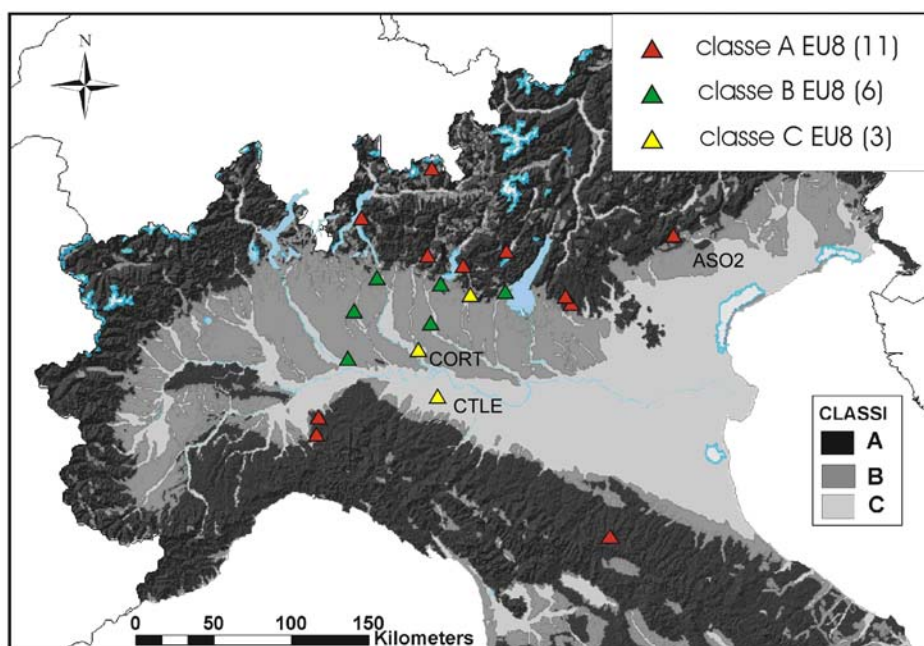


Figura 17 - Classificazione delle stazioni sismiche utilizzate nel presente studio secondo i criteri di valutazione EC8 ($V_s 30$), in base a quanto riportato in Bordini et al. (2003).

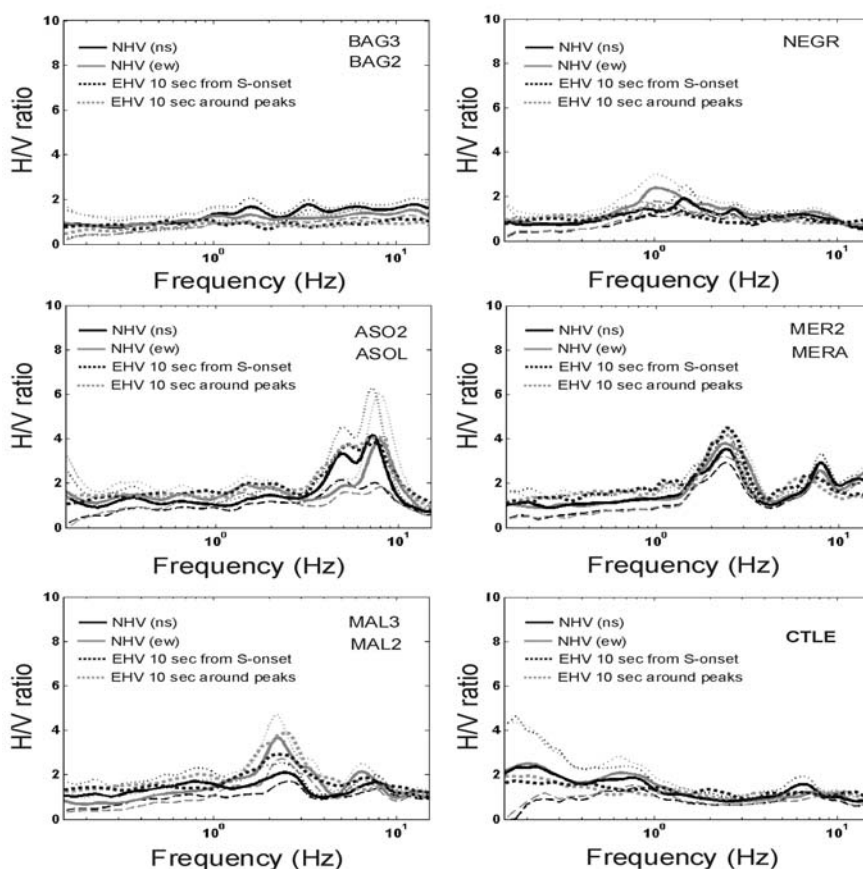


Figura 18 - Esempi di rapporti spettrali calcolati a partire da microtremore (media di finestre di segnale di 40 sec registrate sia di notte che di giorno) e da terremoti (media NS/Z e EO/Z calcolati su una finestra di fase S di 10 sec).

I risultati ottenuti mostrano come, in particolare per stazioni installate in corrispondenza di potenti formazioni sedimentarie (aree centrali della Pianura Padana) il riferirsi a quanto riportato nell'Eurocodice (siti raggruppati in differenti classi in base ai valori di Vs30) può condurre ad errate valutazioni. In Figura 18 (riquadro in basso a destra) sono riportati a titolo di esempio i risultati ottenuti dalle analisi spettrali effettuate a partire sia da terremoti sia da microtremore per la stazione CTLE (classe C/EC8): come possibile notare la stazione in questione non presenta particolari fenomeni di amplificazione al sito; al contrario alcune stazioni classificate in categoria A (i.e. ASO2 - stazione più ad Est della rete) mostrano picchi di amplificazione in alcuni casi non trascurabili.

A seguito di questa considerazione le stazioni sono state successivamente suddivise nelle categorie *rock* e *soil*, associando rispettivamente i valori 0 ed 1 alla variabile *S* introdotta nel modello predittivo. La divisione è stata effettuata a seguito della correlazione dei risultati provenienti da analisi spettrali compiute partendo sia da registrazioni di microtremore (NHV) sia da terremoti locali (EHV), considerando differenti porzioni di segnale. Dopo diverse prove è stato deciso di utilizzare un semplice modello magnitudo-indipendente del tipo:

$$\text{Log}_{10}(Y) = a + bM + c \text{Log}_{10}(R) + dS + \epsilon$$

Dove *Y* rappresenta il parametro strong motion, *M* la magnitudo locale calibrata in Augliera et al. (2004), *R* la distanza ipocentrale, *S* un parametro legato al sito (assume valori di 0 o 1 a seconda dell'amplificazione attenuata al sito stesso) ed ϵ una variabile connessa alle incertezze del procedimento. Le equazioni predittive sono state stimate per valori massimi di PGHA, PGHV, PGHD ed SA (accelerazione espressa in g, velocità in m/s e spostamento in cm). Gli spettri di risposta sono stati calcolati considerando uno smorzamento pari al 5%. I coefficienti ottenuti, stimati tramite regressioni standard ai minimi quadrati, sono riportati in Tabella 2.

Tabella 2- Coefficienti stimati per PGHA, PGHV, PGHD ed SA (Massa et al., 2007).

parametro	a	b	c	d1 stiff	d2 soft	σ
PGHA	-3.2176	0.7749	-1.7908	0.2560	-0.0854	±0.312
PGHV	-4.1898	0.8778	-1.7211	0.2570	-0.0076	±0.268
PGHD	-3.9542	0.9729	-1.6479	0.2460	0.0683	±0.261
				d soil		
PGHA	-3.2191	0.7194	-1.7521	0.1780	-	±0.282
PGHV	-4.1967	0.8561	-1.7270	0.1774	-	±0.248
PGHD	-3.9474	1.0047	-1.7293	0.1726	-	±0.232
SA - 0.1	-2.7799	0.6380	-1.7075	0.1254	-	±0.351
SA - 0.3	-4.0539	0.8595	-1.5138	0.2338	-	±0.261
SA - 0.5	-4.7976	0.9854	-1.5097	0.2259	-	±0.274
SA - 0.7	-5.2896	0.9862	-1.4544	0.1936	-	±0.271
SA - 0.9	-5.4916	0.9694	-1.4638	0.1342	-	±0.268
SA - 1.1	-5.6916	1.0141	-1.5366	0.1332	-	±0.264
SA - 1.3	-5.8083	1.0055	-1.5575	0.1430	-	±0.263
SA - 1.5	-5.8847	0.9889	-1.5766	0.1547	-	±0.259

Come è possibile osservare in Figura 19, ed in particolare nelle figure riportate in appendice A3, per quanto riguarda i valori registrati a partire da dati weak motions ($M_I < 4.0$) il notevole numero di registrazioni disponibili per un vasto range di distanze ipocentrali consente alle relazioni empiriche di riprodurre in maniera affidabile i valori reali risentiti al sito. Al contrario la mancanza di un consistente numero di registrazioni di eventi sismici di magnitudo maggiore, in particolare per brevi distanze, limita l'utilizzo delle presenti relazioni ad eventi caratterizzati da $M_I \leq 5.0$. In Figura 19 (riquadri in basso) è inoltre mostrata la sovrapposizione tra la curva calcolata per PGHA e l'unico punto reale disponibile per il terremoto del 24 Novembre 2004 ($M_I 5.2$) registrato alla stazione GVD. Il valore ottenuto utilizzando la relazione empirica, pari a circa 0.03 g, tende in questo caso a sottostimare i valori reali di entrambe le componenti orizzontali registrate alla stazione (0.04 g per la componente EW e 0.07 g per la componente NS, Pergalani et al., 2005).

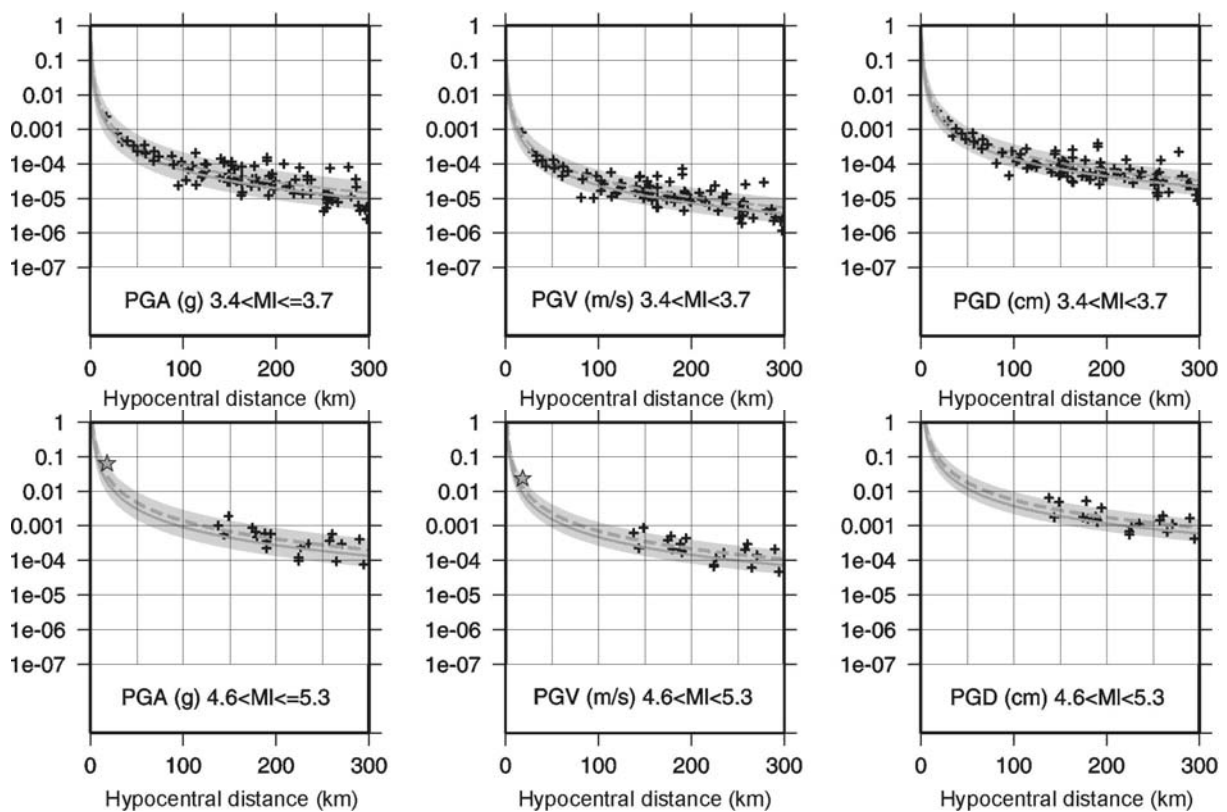


Figura 19 - Sovrapposizione dei picchi reali in accelerazione, velocità e spostamento per le classi di magnitudo 3.4 – 3.7 e 4.6 – 5.3 rispetto alle curve empiriche ottenute nel presente studio per il valore centrale della classe. Sono riportate le curve relative a *rock* e *soil*. La stella in grigio indica i valori registrati alla stazione GVD (per accelerazione e velocità) relativi al terremoto ($M_I=5.2$).

5. MODELLI DI ATTENUAZIONE PER LA REGIONE DEL GARDA

5.1. Metodo di inversione

Per stimare l'attenuazione delle onde sismiche nella zona in esame il decadimento dell'ampiezza spettrale osservata con la distanza è stato caratterizzato attraverso un modello non-parametrico. Si sono individuate curve monotone illimitate controllate da un ragionevole grado di *smoothness* (Anderson e Quaaas, 1988; Castro et al., 1990, 1996; Anderson e Lei, 1994)

La dipendenza dell'ampiezza spettrale dalla distanza ipocentrale r , per una data frequenza f , segue il modello:

$$U_i(f, r) = S_i(f) \cdot A(f, r) \quad (5.1)$$

dove $U_i(f, r)$ è l'ampiezza spettrale osservata per l'evento i . $A(f, r)$ è la funzione di attenuazione stimata empiricamente che descrive il decadimento con la distanza e $S_i(f)$ è uno scalare che dipende dalla dimensione del terremoto i .

Imponiamo che le funzioni di attenuazione assumano il valore 1 per $r=0$ ($A(f, 0)=1.0$) e che decrescano in modo monotono con la distanza. Con questo approccio si eliminano gli effetti di suolo. Il sistema di equazioni (5.1) viene poi completato da opportune condizioni di vincolo che assicurano il grado di *smoothness* richiesto. Assumiamo inoltre che la forma della funzione di attenuazione, ad una data frequenza, sia la stessa per tutti i terremoti, indipendentemente dalla magnitudo, così da poter invertire l'equazione (5.1), utilizzando contemporaneamente tutti gli eventi. Il vantaggio di questo metodo è che le ampiezze spettrali degli eventi di alta e bassa magnitudo si complementano reciprocamente per definire la funzione di attenuazione.

A partire dall'equazione (5.1), per ogni frequenza formiamo un sistema di equazioni lineari aventi la seguente forma:

$$u_{ij} = s_i + a_j \quad (5.2)$$

dove $u_{ij} = \text{Log}U_i(f, r)$ è un dato che dipende dal terremoto i registrato a distanza j , $s_i = \text{Log}S_i(f)$ e $a_j = \text{Log}A(f, r)$ è il valore della funzione di attenuazione a distanza j . L'equazione (5.2) rappresenta un sistema di equazioni da risolversi usando un'inversione ai minimi quadrati vincolata (Castro et al., 1990, 1996).

Le equazioni di attenuazione possono essere usate per stimare il fattore di qualità Q assumendo un modello di attenuazione omogeneo nella seguente forma:

$$A(f, r) = G(r) \cdot e^{-\pi f r / \beta Q} \quad (5.3)$$

dove β è la media delle velocità delle onde di taglio, assunta pari a 3.2 km/sec, Q è il fattore di qualità e $G(r)$ è la funzione di attenuazione geometrica. $G(r)$ può essere approssimata come segue:

$$G(r) = \begin{cases} 20/r & , \quad r < r' \\ 20/(r'r)^{1/2} & , \quad r \geq r' \end{cases} \quad (5.4)$$

$r'=80$ km è la distanza dove le funzioni di attenuazione cambiano quando la propagazione geometrica è meno efficace del decadimento dell'ampiezza dovuto agli arrivi delle onde superficiali.

Q viene stimato per ogni frequenza, linearizzando l'equazione (5.3):

$$a(r) = -m r \quad (5.5)$$

dove $a(r) = \text{Log } A(f,r) - \text{Log } G(r)$ e $m = \pi f \text{Log } e / Q \beta$ è la pendenza stimata con un fit ai minimi quadrati. (Castro et al., 2003, 2004). Per una data frequenza f , Q può essere stimato come

$$Q(f) = \frac{\pi f \text{Log } e}{m \beta} \quad (a6)$$

Risultati

In Figura 20 viene illustrato un esempio di funzioni di attenuazione ottenute per 6 frequenze diverse. E' interessante notare che attorno agli 80 km la pendenza di queste curve cambia come risultato di arrivi secondari delle onde S, che consistono in onde riflesse e rifratte ed in onde di superficie di alta frequenza.

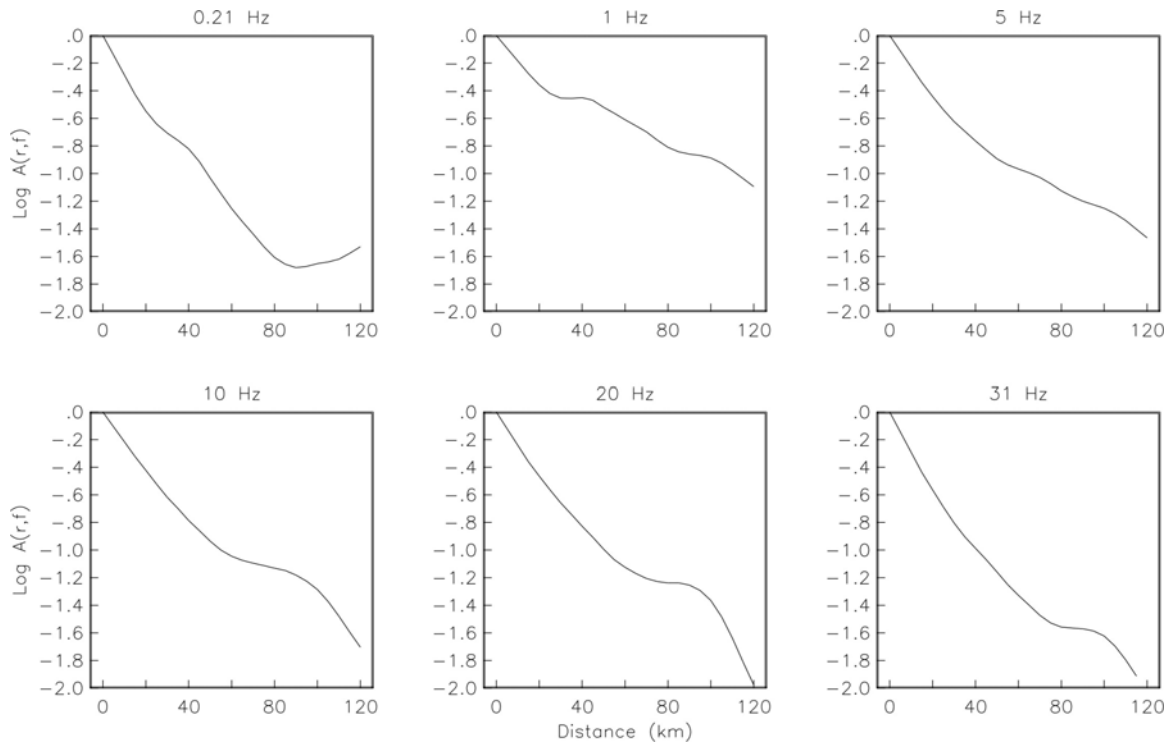


Figura 20 - Funzioni di attenuazione ottenute usando il modello non-parametrico

Le funzioni di attenuazione $A(f,r)$ sono state utilizzate per stimare Q , attraverso l'equazione (5.6). Le stime di Q per ogni frequenza sono illustrate in Figura 21. Per frequenze comprese tra 0.2 e 1.6 Hz la dipendenza della frequenza dal fattore di qualità può essere approssimata dalla relazione $Q = 190 f^{2.1}$. A frequenza intermedia (2.0-6.3 Hz) Q è approssimativamente costante, con un valore medio di 317, mentre ad alta frequenza (7.9-31.2 Hz) diventa nuovamente dipendente dalla frequenza.

Queste diverse dipendenze dalla frequenza del fattore di qualità Q possono essere dovute a cambiamenti nella struttura crostale della regione (come ad es. la presenza di zone a bassa velocità)

Interpolando le stime di Q ottenute per ogni frequenza con un'unica relazione lineare si ottiene $Q = 88 f^{0.88}$, successivamente impiegato per effettuare le simulazioni da faglia estesa.

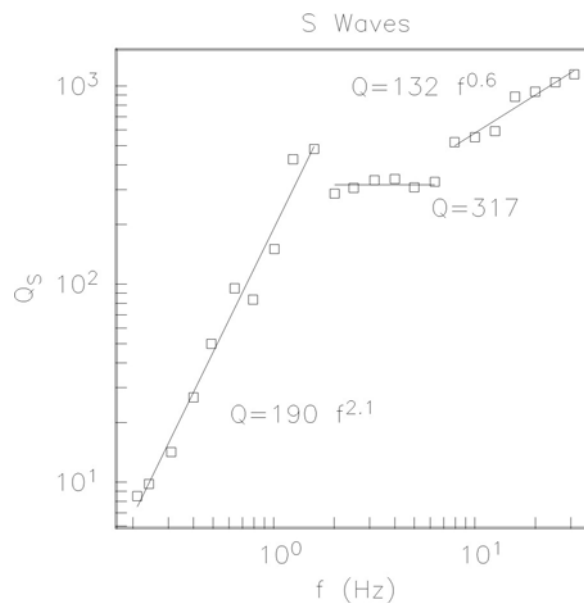


Figura 21 - Stima del fattore di qualità Q per le onde S.

6. SCENARI DI SCUOTIMENTO

Nella generazione di scenari di scuotimento si è deciso di procedere per diversi gradi di approfondimento. Il livello 0 riguarda la generazione di scenari isotropi, da sorgente puntiforme, derivati da leggi di attenuazione in intensità e in altri parametri “strong motion”, convertiti successivamente in intensità.

La generazione di scenari di livello 0 risulta imprescindibile in quanto rispecchia l’uso in atto della Protezione Civile di generare scenari immediatamente operativi a seguito di eventi sismici. A questo scopo si sono testate diverse leggi di attenuazione individuando le più efficienti.

Per rappresentare invece l’anisotropia del campo di scuotimento si sono sviluppati scenari di livello I capaci di riprodurre meglio la fenomenologia del processo di rottura e in particolare gli effetti di faglia finita. A tal fine è stata impiegata come tecnica di simulazione il Deterministic-Stochastic Method (Pacor et al., 2005).

6.1. Livello 0: Scenari di scuotimento calcolati direttamente in intensità

Per generare scenari direttamente in intensità si è fatto uso delle seguenti relazioni di attenuazione, entrambe a sorgente puntiforme:

FC06 (Faccioli e Cauzzi, 2006) recentemente sviluppata su una base di dati in area Mediterranea, con intensità registrate fino al grado $\geq$ VIII. Essa utilizza la distanza r epicentrale per eventi con $M_w < 5.5$, altrimenti considera la distanza minima dalla proiezione in superficie della faglia:

$$I = 1.0157 + 1.25666 * M_w - 0.6547 * \ln(\sqrt{r^2 + 2^2}) \quad (6.1)$$

Gr91 (Grandori et al., 1991) comunemente applicata a livello nazionale. Essa ipotizza un’attenuazione dell’intensità in funzione della distanza d secondo la seguente formula:

$$I_0 - I = 0 \quad \text{se } d < D_0$$

$$I_0 - I = \frac{1}{\ln(Y)} \ln \left[1 + \frac{Y-1}{Y_0} \left(\frac{d_i}{D_0} - 1 \right) \right] \quad \text{se } d > D_0 \quad (6.2)$$

Dove I_0 = distanza epicentrale, d_i = raggio equivalente (in km) dell’isosisma di intensità I , D_0 = raggio equivalente dell’isosisma più elevata, Y = valore medio del rapporto $(d_{i+1} - d_i)/(d_i - d_{i-1})$ e infine $Y_0 = (d - D_0)/D_0$. Quest’ultima quantità Y_0 viene valutata in modo da minimizzare la somma dei quadrati dei residui tra le intensità stimate ed osservate

La Figura 22 mostra il campo di scuotimento in intensità generato attraverso GR91 e FC06, con sovrapposto il campo delle osservazioni macrosismiche.

La grande dispersione dei valori di intensità è ben visibile in figura infatti è soprattutto nei primi 10 km dall’epicentro che si registrano valori di intensità osservati variabili tra V e VII-VIII. L’analisi effettuata è stata limitata con la distanza

perché oltre i 60 km si hanno solo osservazioni localizzate su potenti formazioni sedimentarie (in pianura Padana). Considerando gli scarti tra i valori di intensità osservati e quelli stimati $\Delta I = I_{MCS} - I_{est}$, si ottiene $\Delta I = 0.0 \pm 0.7$ con la relazione FC06, e $\Delta I = -0.6 \pm 0.8$ con la relazione Gr91, nei primi 100 km di distanza epicentrale. Se la stima degli scarti viene fatta entro i primi 25 km, si ottengono rispettivamente i valori $\Delta I = -0.1 \pm 0.6$ con la relazione FC06, e $\Delta I = -0.8 \pm 0.6$ con Gr91. Dunque la relazione GR91 presenta scarti di circa mezzo grado, in media, rispetto al valore osservato, ma per le sue caratteristiche essa riesce a considerare anche i valori massimi di intensità registrati a breve distanza dall'epicentro (Figura 23). Se si dovesse utilizzare la relazione FC06 considerando, a scopo precauzionale, il valore medio atteso più una deviazione standard ($\sigma = 0.5344$), il confronto tra gli scarti risulterebbe essere del tutto comparabile con quello ottenuto da Gr91 (ovvero -0.5 ± 0.6), ma ancora non di riuscirebbero a predire i valori massimi registrati in prossimità dell'epicentro.

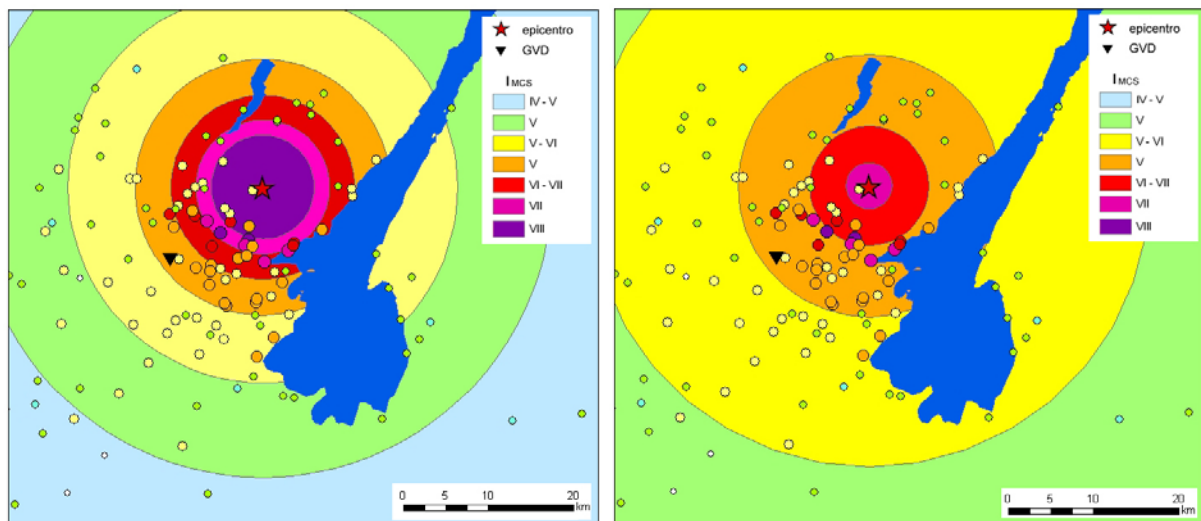


Figura 22 - Scenari di intensità predetti con la relazione Gr91 (a sinistra) e FC06 (a destra), con i valori di intensità I_{MCS} osservati

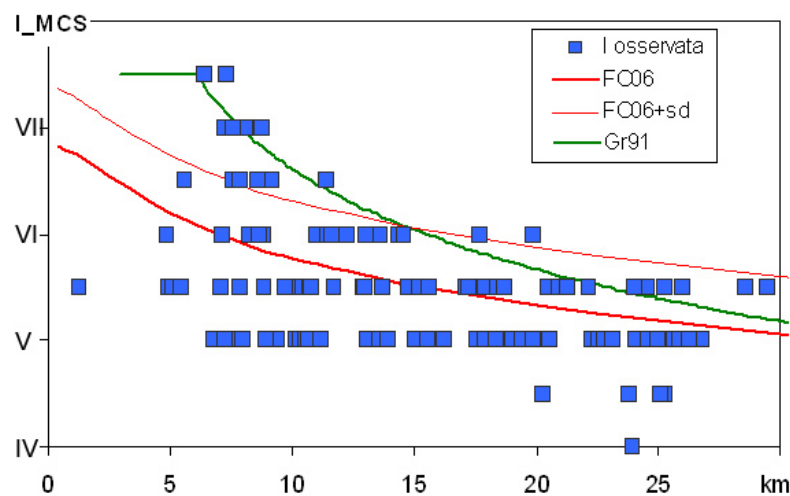


Figura 23 - Confronto delle I osservate e calcolate con FC06 e Gr91

A fini previsionali, entrambe le relazioni forniscono indicazioni complementari: la GR91 è in grado di rappresentare meglio lo scenario in area epicentrale, e quindi di fornire una rappresentazione dei danni massimi attesi. La FC07 invece, presentando valori minimi degli scarti tra i valori predetti e quelli osservati, si presta meglio a descrivere il livello dei danni attesi a media distanza

6.2. Livello 0: scenari di scuotimento in intensità dedotta da parametri di picco

Per generare scenari di scuotimento in termini di parametri di picco si sono considerate alcune relazioni di attenuazione in accelerazione a_{max} e velocità v_{max} , valide per eventi di media magnitudo. Successivamente i valori di scuotimento sono stati convertiti in intensità. Combinando le 3 leggi di attenuazione e 4 di conversione sono stati ottenuti 12 scenari. Per individuare la combinazione capace di riprodurre lo scenario avvenuto, si confrontano i valori di intensità stimati con quelli osservati.

Tra le relazioni di attenuazione dei parametri di picco, si sono considerate le seguenti:

- **Mss07** (Massa et al. 2007) precedentemente esposta in § 4 e valida per l'Italia centro-settentrionale ($M_L < 5$, distanze ipocentrali < 300 km, differenti tipologie di suolo). Essa permette di stimare i valori di a_{max} e v_{max} .
- **SP96** (Sabetta e Pugliese, 1996) basata su soli dati italiani (190 componenti orizzontali) valida per $M < 6.8$ e distanze entro i 100 km, e capace di tenere in conto anche gli effetti di suolo. Essa permette di stimare i valori di a_{max} e v_{max} .
- **Amb05** (Ambraseys et al., 2005) sviluppata per la stima di a_{max} e dell'accelerazione spettrale (Sa) per terremoti con $M_W \geq 5$ e distanza dalla proiezione in superficie della faglia minore di 100 km. Essa si basa su eventi Europei e del Medio Oriente e considera gli effetti di suolo, come pure i meccanismi di faglia.

Considerando la sorgente puntiforme e assumendo condizioni di suolo rigido (roccia), si sono prodotti i campi di scuotimento in termini di a_{max} e v_{max} . In Tabella 3 si mostra il confronto dei valori di picco stimati in due siti di riferimento: Salò e Vallio Terme, situato in corrispondenza della stazione accelerometrica GVD.

Tabella 3 – Valori di a_{max} e v_{max} stimati con diverse leggi di attenuazione in due siti test.

	<i>Dist. ep.</i> [km]	<i>a_{max}</i> [cm/s ²]			<i>v_{max}</i> [cm/s]	
		MSS07(*)	SP96	Amb05	MSS07(*)	SP96
Salò	8.7	45.59	107.81	144.16	2.65	5.43
GVD	13.3	27.69	75.83	91.42	1.62	3.74

(*)La relazione Mss07 utilizza la distanza ipocentrale

Come si può osservare in Tabella 3, i valori differiscono notevolmente, pur essendo stati calcolati per le stesse condizioni di sito (roccia). Questo dipende dal campo di validità delle leggi di attenuazione usate: in particolare i valori stimati con MSS07, sia in termini di a_{max} e di v_{max} , risultano inferiori a quelli stimati con le altre relazioni perché la relazione è valida per $M_L < 5$. D'altra parte, i valori stimati con Amb05 sono piuttosto alti perché, assumendo la validità di $5.2 M_L = 5.0 M_W$, la legge Amb05 è basata su un database di eventi di magnitudo più elevata.

Per poter convertire i valori di picco del moto in intensità si sono confrontate diverse relazioni di conversione:

Ma92 (Margottini et al., 1992): basata su dati Italiani e valida generalmente fino a intensità VII. Essa differenzia tra intensità generale (I_{Gen}) se il parametro è inteso come valore medio degli effetti descritti in un centro abitato (*standard approach*), e intensità locale (I_{Loc}) se si riferisce al parametro di scuotimento puntuale del suolo (*localized approach*. Si veda Margottini et al., 1992) :

$$\log a_{max} [cm / s^2] = 0.687 + 0.179 \cdot I_{Gen} \quad (6.3)$$

$$\log a_{max} [cm / s^2] = 0.525 + 0.22 \cdot I_{Loc} \quad (6.4)$$

FC06_ a_{max} e **FC06_ v_{max}** (Faccioli e Cauzzi, 2006): basate sulla stessa base dati di Ma92, allargata ad eventi di intensità maggiore di VIII, che calcola l'intensità in funzione di a_{max} e v_{max} .

$$I = 1.96 \cdot \log a_{max} [m / s^2] + 6.54 \quad (6.5)$$

$$I = 1.80 \cdot \log v_{max} [m / s] + 8.69 \quad (6.6)$$

In Tabella 4 si riportano i valori di intensità ricavati dalle stima di a_{max} e v_{max} , convertiti attraverso le relazioni (6.3), (6.4), (6.5) e (6.6).

Tabella 4 – Valor medio e deviazione standard degli scarti tra le intensità stimate attraverso la combinazione delle leggi di attenuazione dei parametri strong motion e le intensità osservate

		Ma92_Gen (6.3)	Ma92_Loc (6.4)	FC06_ a_{max} (6.5)			FC06_ v_{max} (6.6)
a_{max}	Mss07	-2.0 ± 1.7	-1.9 ± 1.3	-0.2 ± 0.6	v_{max}	Mss07	-0.2 ± 0.6
	SP96	0.8 ± 1.0	0.4 ± 0.8	0.8 ± 0.5		SP96	0.6 ± 0.5
	Amb05	0.9 ± 1.5	0.5 ± 1.2	0.8 ± 0.6			

Come si può notare i valori di intensità derivati in termini di a_{max} dalla relazione MSS07 sono sempre piuttosto bassi (medie negative e grosse variazioni standard). I valori calcolati attraverso le relazioni Amb05 e SP96, sempre con riferimento al parametro a_{max} , risentono della successiva conversione utilizzata: infatti utilizzando la (6.3) e la (6.4) si ottengono valori medi degli scarti compresi rispettivamente in un grado ed in mezzo grado di intensità, ma valori piuttosto elevati di deviazione standard. Utilizzando invece la (6.5) la media degli scarti è di 0.8, ma la deviazione standard è di circa mezzo grado. Esiste una forte dipendenza dei valori di intensità

stimati in funzione della distanza: la Figura 24 evidenzia come, al variare della distanza, alcune combinazioni meglio si avvicinino ai valori di intensità osservati. Per questo motivo il valore medio degli scarti (riportato in Tabella 4), calcolato su tutto l'intervallo di distanza (entro i 50 km di risentimento) non è stato considerato come unico parametro nella scelta dello scenario migliore. Paradossalmente si suggerisce di usare la combinazione di scenari prodotta attraverso le leggi SP96 e Amb05, convertiti con la (6.5), perchè, sebbene forniscano valori a favore di sicurezza (maggiori, in media, di mezzo grado), hanno una deviazione standard più contenuta che rispecchia un andamento più regolare al crescere della distanza.

In termini di v_{max} invece le relazioni di attenuazione dei parametri di picco utilizzate forniscono risultati equivalenti, ma, per quanto appena esposto, si suggerisce lo scenario ottenuto dalla combinazione di SP96 e conversione (6.6) in quanto i valori predetti sono ancora a favore di sicurezza.

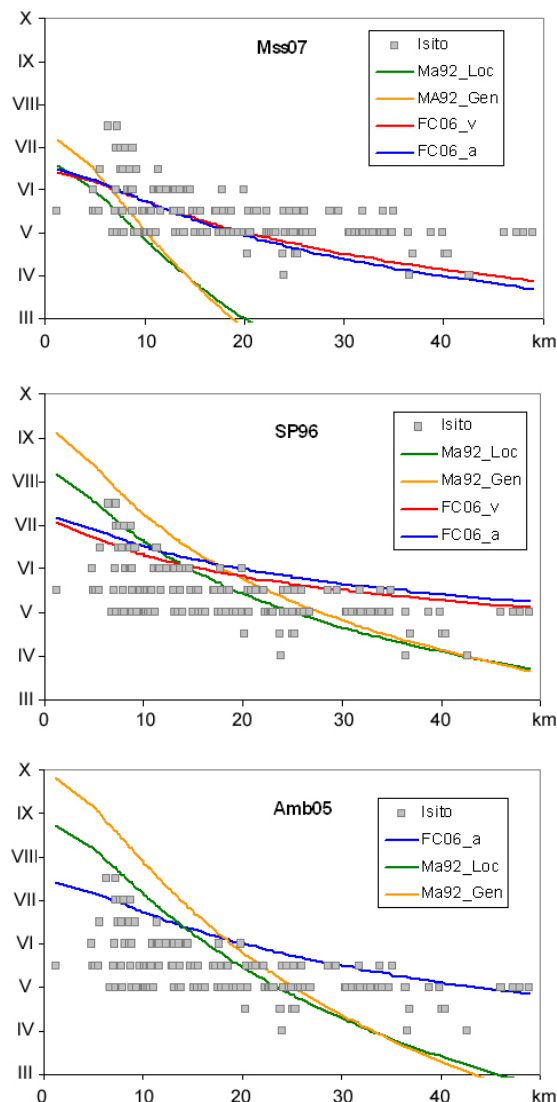


Figura 24 – Confronto tra le intensità osservate (I sito) e quelle calcolate attraverso la conversione dei valori di scuotimenti di picco stimati con Mss07, SP96 e Amb05.

6.3. Livello I: validazione dei modelli predittivi

Il terremoto del 24 Novembre 2004 è stato modellato mediante sorgente estesa allo scopo di riprodurre gli effetti di anisotropia osservati nel campo macrosismico (Figura 6). E' stata utilizzata una tecnica di simulazione di alta frequenza ($1 \text{ Hz} < f < 25 \text{ Hz}$) che riproduce i principali effetti di faglia finita anche a partire da conoscenze non particolarmente dettagliate riguardanti la sorgente sismica e le proprietà attenuative del mezzo di propagazione (Deterministic-Stochastic Method, Pacor et al., 2005). Sono state realizzate numerose simulazioni facendo variare la profondità dell'evento, la velocità di propagazione della rottura sul piano di faglia e il punto di enucleazione, allo scopo di definire il valore più attendibile per tali parametri. A tal fine sono stati ipotizzati due diversi valori della velocità di propagazione della rottura ($V_R = 2.1 \text{ km/s}$ e $V_R = 2.5 \text{ km/s}$) e 9 diversi punti di enucleazione sulla faglia (Figura 25). Il grigliato dei punti di enucleazione (caratterizzato da un passo di 0.6 km) è stato definito, in accordo con le incertezze sulla localizzazione dell'evento, nella semimetà inferiore del piano di faglia e considerando solamente enucleazioni compatibili con l'anisotropia osservata del campo macrosismico. Le incertezze sulla profondità sono state considerate ipotizzando tre diversi valori per la profondità minima della faglia ($z_{\text{TOP}} = 5 \text{ km}$; $z_{\text{TOP}} = 7.5 \text{ km}$; $z_{\text{TOP}} = 10 \text{ km}$). La conversione in intensità macrosismica del parametro strong motion simulato è stata effettuata utilizzando le relazioni empiriche (6.4), (6.5) e (6.6) precedentemente illustrate.

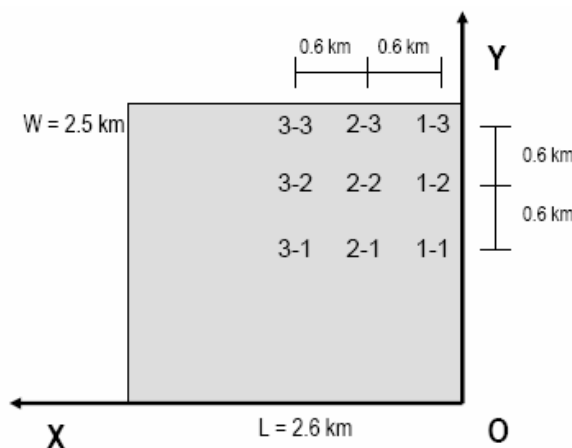


Figura 25– Geometria utilizzata per le simulazioni mediante sorgente estesa. I 9 punti di enucleazione ipotizzati sono contrassegnati dalla numerazione N_x-N_y , corrispondente alla posizione sul piano di faglia individuata dalle coordinate X e Y, misurate lungo lo strike e lungo il dip, rispettivamente. Il punto 3-1 coincide con il baricentro della faglia. La proiezione in superficie dell'origine, O, ha coordinate geografiche 45.683N e 10.529W. L'asse dello strike, X, è orientato a 246° (misurati in senso orario) rispetto al Nord (Tabella 1).

La Tabella 1 riassume i parametri sorgente che sono stati mantenuti fissi. In particolare, date le modeste dimensioni dell'evento, tutte le simulazioni sono state effettuate ipotizzando una distribuzione di slip omogeneo sulla faglia.

L'attenuazione è stata modellata assumendo il fattore di qualità $Q(f) = 88 f^{0.88}$ (§5) e il valore di 0.02 s per il parametro k di decadimento spettrale di alta frequenza (Anderson & Hough, 1984). E' stato ipotizzato un mezzo di propagazione omogeneo

di densità $\rho=2.8 \text{ g/cm}^3$ e velocità delle onde di taglio $\beta=3.3 \text{ km/s}$.

La distribuzione dell'intensità macrosismica (Figura 6) e le serie temporali di accelerazione registrate a Vallio Terme (Figura 1), sono state impiegate per la calibrazione.

In Figura 26 viene mostrato il campo di accelerazione $a_{\max}$ ottenuto su un'area di $36 \times 36 \text{ km}^2$ nel caso $V_R = 2.1 \text{ km/s}$ e $z_{\text{TOP}} = 7.5 \text{ km}$ per alcune posizioni del punto di enucleazione. Nonostante la moderata magnitudo dell'evento, il campo di scuotimento mostra una notevole variabilità, principalmente dovuta al basso valore dell'angolo di immersione della faglia. In generale, la variazione della posizione dell'ipocentro produce aree di massimo scuotimento situate a diverso azimuth, che si estendono fino a 20 km circa di distanza epicentrale. Si noti che le mappe di Figura 26 si riferiscono a variazioni della posizione dell'ipocentro di 1.2 e 0.6 km lungo lo strike e lungo il dip, rispettivamente.

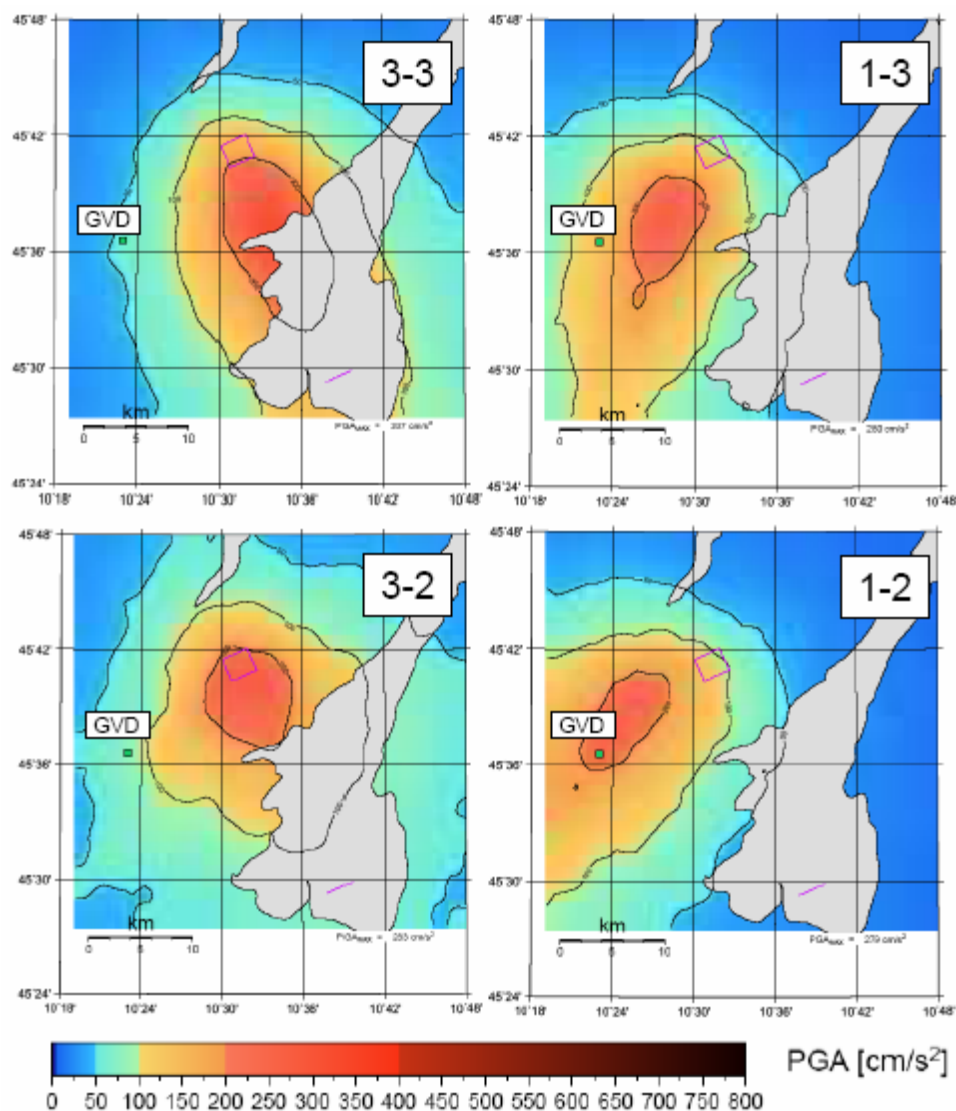


Figura 26- Mappe di accelerazione di picco ottenute mediante simulazione da sorgente estesa considerando $V_R=2.1 \text{ km/s}$, $z_{\text{TOP}}=7.5 \text{ km}$ e diversi modelli di rottura (i punti di enucleazione indicati corrispondono alla geometria definita in Figura 25). Vengono mostrate anche la proiezione in superficie della faglia ipotizzata (rettangolo vuoto) e la posizione della stazione accelerometrica.

Il confronto con il campo macrosismico osservato è stato effettuato in termini di RMS dello scarto tra le intensità simulate e osservate. I parametri di picco simulati nei 54 casi corrispondenti alla combinazione di 2 velocità di rottura, 3 valori di profondità e 9 punti di enucleazione, sono stati convertiti in intensità macrosismica mediante le relazioni empiriche (6.4), (6.5) e (6.6). In Tabella 5 vengono riportati i casi corrispondenti ai valori più bassi di RMS ($RMS < 0.4$). Come si vede, questi valori sono stati ottenuti utilizzando la relazione di conversione (6.6). I tre tipi di conversione impiegati producono infatti valori significativamente diversi di RMS, che risulta essere in media 1.26, 0.87 e 0.48 per le relazioni (6.4), (6.5) e (6.6), rispettivamente.

Anche la velocità di propagazione della rottura influisce in maniera determinante sul valore di RMS, che in generale risulta essere inferiore nel caso $V_R = 2.1$ km/s. La variazione di profondità della faglia e la variazione della posizione del punto di enucleazione producono invece variazioni comparabili di RMS. Si noti tuttavia che tutti i punti di enucleazione elencati in Tabella 5 sono localizzati nella parte più profonda della faglia ($1.85 \text{ km} < Y < 2.45 \text{ km}$).

Allo scopo di definire in modo più accurato i parametri per la simulazione da sorgente estesa, i casi corrispondenti ai valori più bassi di RMS (considerati equivalenti dal punto di vista della riproduzione del campo macrosismico osservato), sono stati considerati per ottenere le serie temporali sintetiche da confrontare con l'accelerogramma registrato a Vallio Terme (stazione GVD). Il valore del parametro di decadimento spettrale k utilizzato per queste simulazioni (0.038 s) è stato stimato dall'analisi della registrazione accelerometrica.

Tabella 5– Confronto fra intensità macrosismiche simulate e osservate. Vengono riportati i casi che hanno fornito valori di RMS dello scarto tra intensità simulata e osservata minori di 0.4.

Profondità Z_{TOP} [km]	Velocità di rottura V_R [km/s]	Punto di enucleazione	Relazione di conversione	RMS
10.0	2.1	2-3	(6.6)	0.248
10.0	2.1	1-3	(6.6)	0.277
7.5	2.1	2-3	(6.6)	0.287
7.5	2.1	1-3	(6.6)	0.308
10.0	2.1	2-2	(6.6)	0.327
5.0	2.1	2-3	(6.6)	0.330
5.0	2.1	1-3	(6.6)	0.333
10.0	2.1	1-2	(6.6)	0.333
10.0	2.1	3-3	(6.6)	0.364
7.5	2.1	1-2	(6.6)	0.372
7.5	2.1	2-2	(6.6)	0.372
10.0	2.5	1-3	(6.6)	0.387
7.5	2.1	3-3	(6.6)	0.395
10.0	2.1	3-2	(6.6)	0.398

In Figura 27 vengono mostrati gli spettri di accelerazione ottenuti nei casi che presentano il miglior fit con gli spettri osservati. Il confronto, effettuato in termini di RMS della differenza dei logaritmi delle ampiezze spettrali sintetiche e osservate, permette di definire i parametri ottimali per la simulazione, cioè $V_R = 2.1$ km/s, $Z_{TOP} = 10$ km e punto di enucleazione definito dalle coordinate $X=0.100$ km e $Y=1.825$ km,

misurate sul piano di faglia lungo lo strike e lungo il dip, rispettivamente.

Le simulazioni effettuate mostrano dunque che il campo di intensità macrosismica osservata risulta essere compatibile con gli effetti di faglia finita della sorgente sismogenetica ipotizzata. Il confronto areale con le intensità osservate e il confronto puntuale con l'accelerazione registrata a GVD, ha consentito di definire i parametri ottimali per la riproduzione dello scuotimento del terremoto di Salò del 24 Novembre 2004. In particolare, risultano ben definite sia la velocità di propagazione della rottura che la relazione di conversione fra parametro strong motion simulato e intensità macrosismica. Meno vincolate risultano invece la profondità della faglia (variabile fra 5 e 10 km) e il punto di enucleazione, definito comunque con un'incertezza di circa 1 km, nella parte più profonda del piano di faglia, in direzione NNE rispetto al baricentro.

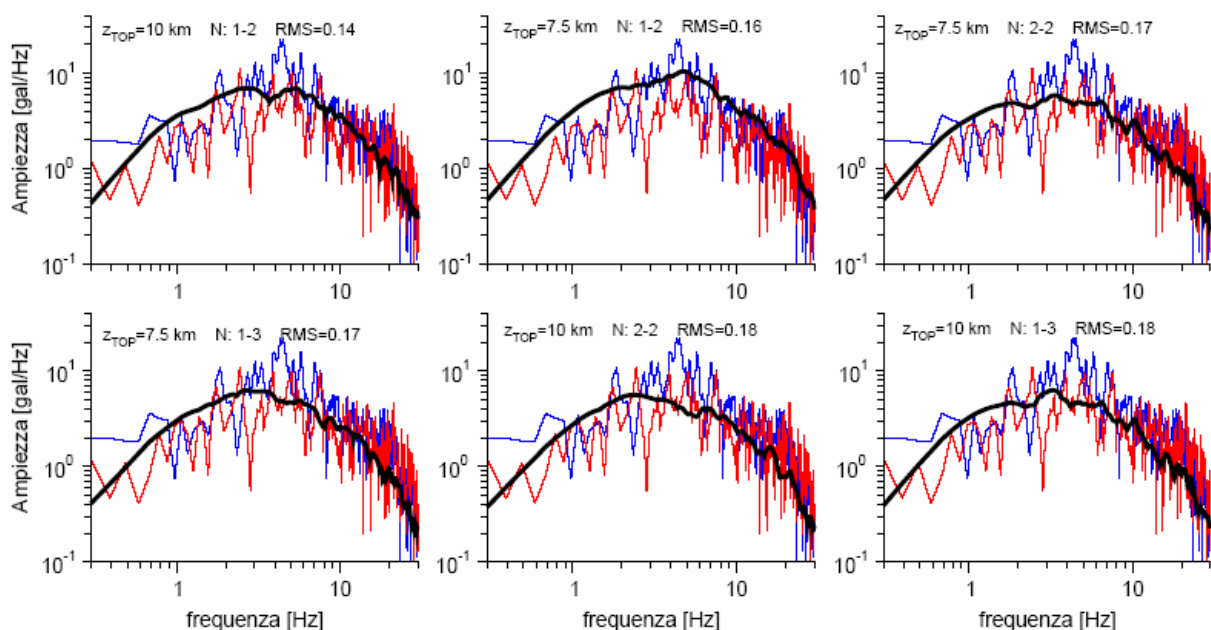


Figura 27 - Spettri di accelerazione registrati e simulati a GVD. Le due componenti orizzontali del moto registrato (linee sottili) vengono confrontate con le simulazioni ottenute per diversi valori di profondità della faglia e per diverse posizioni del punto di enucleazione (Figura 25). Il valore di RMS è stato calcolato sulla differenza dei logaritmi delle ampiezze spettrali registrate e simulate.

6.4. Livello I: scuotimento atteso

Gli scenari di livello I sono stati realizzati sulla base dei risultati ottenuti dalla validazione dei modelli di sorgente e di attenuazione. Sono stati perciò impiegati il modello di attenuazione e la geometria di sorgente precedentemente illustrati (§5.2) e si è adottato il valore di 2.1 km/s per la velocità di propagazione della rottura sul piano di faglia. Allo scopo di realizzare scenari predittivi, è stato assunto un grigliato di 15 punti di enucleazione distribuiti su tutta semimetà inferiore della faglia. Inoltre, poiché la profondità minima, z_{TOP} , non risulta sufficientemente vincolata dalle osservazioni macrosismiche e dalla registrazione accelerometrica, gli scenari di

livello I sono stati realizzati assumendo per z_{TOP} i valori 5.0, 7.5 e 10.0 km.

Il risultato finale è stato caratterizzato per tutta l'area in esame da 3 valori di scuotimento, rappresentativi degli scenari minimo, medio e massimo. Lo scenario medio è stato calcolato utilizzando le simulazioni realizzate con i 15 punti di enucleazione ipotizzati e con $z_{TOP} = 7.5$ km. Gli scenari minimo e massimo sono stati invece calcolati utilizzando $z_{TOP} = 10$ km e $z_{TOP} = 5$ km, rispettivamente. Nel primo caso è stato considerato il valor medio -1std mentre nel secondo è stato considerato il valor medio +1std. Successivamente, i valori di v_{max} corrispondenti, sono stati convertiti in intensità mediante la relazione (6.6), ottenendo così i campi minimo, medio e massimo di intensità simulata.

In Figura 28 vengono mostrati gli scenari di scuotimento minimo, medio e massimo in termini di accelerazione di picco. Come si può notare, la variazione del punto di enucleazione limita gli effetti di direttività che si osservano invece negli scenari prodotti per la validazione del modello (Figura 26). Nonostante l'impossibilità di definire con maggiore precisione la posizione dell'ipocentro sul piano di faglia, le simulazioni realizzate in fase di predizione possono comunque sfruttare la conoscenza della geometria di sorgente per stimare la posizione dell'area di massimo scuotimento atteso. Come si vede, anche nel caso di sorgenti di magnitudo limitata, la forma del campo di scuotimento medio può differire sensibilmente dalle predizioni basate sull'ipotesi di sorgente puntiforme.

A questo proposito vengono mostrati in Figura 29 i campi di intensità media degli scenari di livello 0 e di livello I, ottenuti con la relazione FC06 e con la legge di conversione (6.6) applicata allo scenario di scuotimento medio realizzato con sorgente estesa. Come si vede l'area di massimo risentimento prodotta dallo scenario di livello I rispecchia la geometria della faglia ipotizzata. In Figura 30 vengono mostrati gli scenario di intensità minimo e massimo ottenuti con le simulazioni da sorgente estesa. Si noti che in generale, i valori di intensità osservata (che ovviamente dipendono dalla specifica enucleazione verificatasi durante il terremoto di Salò), risultano compresi nell'intervallo di variazione di intensità attesa.

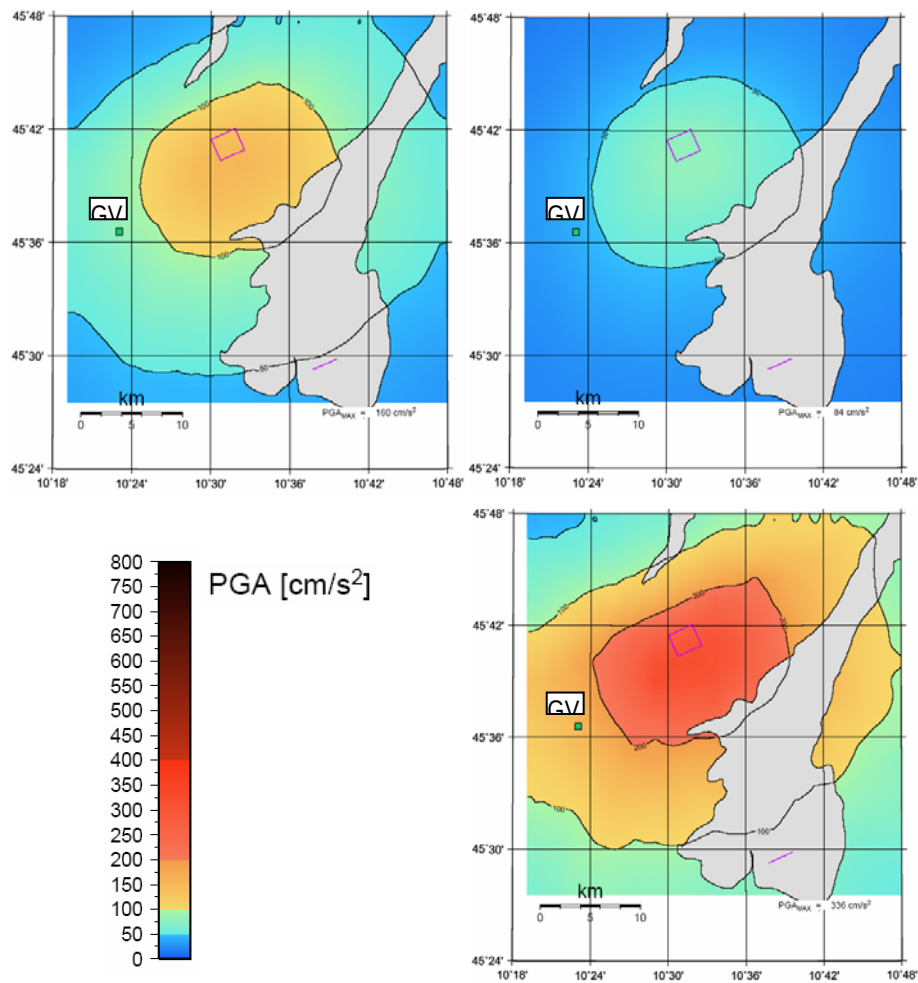


Figura 28. Mappe di accelerazione di picco ottenute mediante simulazione da sorgente estesa per gli scenari medio (a sinistra), minimo (in alto a destra) e massimo (in basso a destra). Vengono mostrate anche la proiezione in superficie della faglia ipotizzata (rettangolo vuoto) e la posizione della stazione accelerometrica GVD.

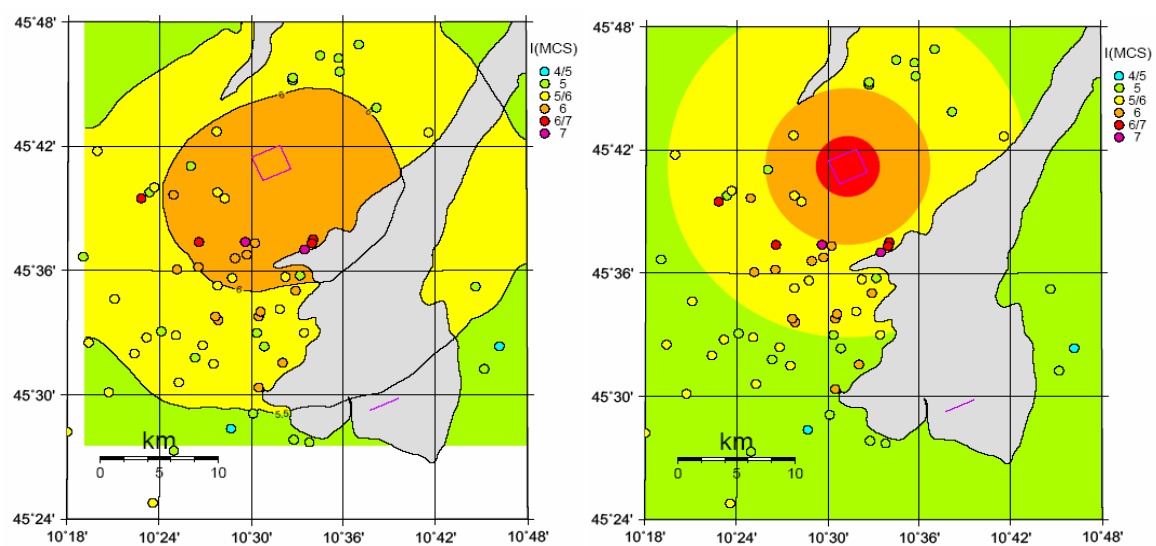


Figura 29. Scenari medi di intensità attesa di livello I (a sinistra) e di livello 0 (a destra). Vengono riportati anche i valori di intensità I_{MCS} osservati. Lo scenario di livello 0 è stato ottenuto utilizzando la relazione empirica FC06.

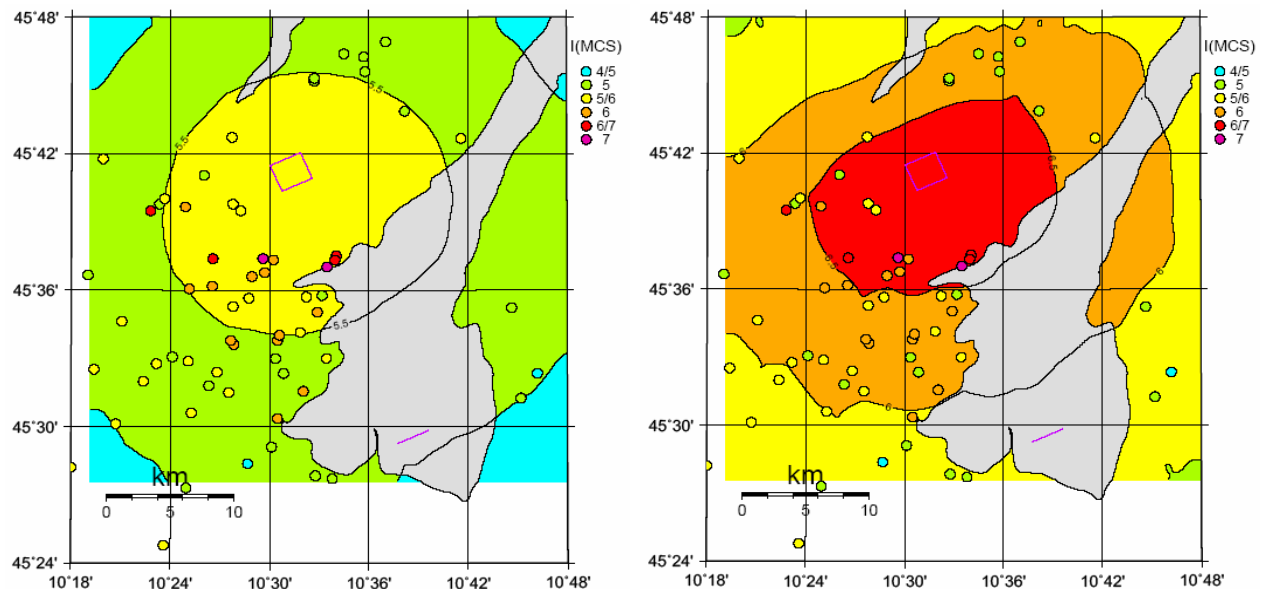


Figura 30. Livello I: scenari minimo (a sinistra) e massimo (a destra) di intensità attesa e valori di intensità I_{MCS} osservati.

7. CONCLUSIONI

L'area del Garda è stata scelta come una delle due zone di validazione all'interno del progetto DPC-INGV S5. In particolare la riproduzione dello scuotimento relativo all'evento di Salò del 24 novembre 2004 ha permesso di valutare le potenzialità e i limiti dei metodi proposti per il calcolo di scenari a supporto della gestione dell'emergenza a seguito di un evento sismico di moderata entità, in un'area densamente abitata.

In questo lavoro si presentano i dati raccolti e le analisi effettuate per la caratterizzazione dell'area e gli scenari di scuotimento prodotti mediante due diverse caratterizzazioni della sorgente sismica (sorgente puntiforme e faglia estesa).

La caratterizzazione sismologica dell'area è stata effettuata utilizzando le registrazioni delle repliche ottenute a seguito del posizionamento di una rete sismica temporanea avvenuto subito dopo il terremoto del 2004: ciò ha permesso la localizzazione dell'evento principale e delle repliche. I dati velocimetrici raccolti a partire dal 2002 dalle stazioni sismiche della sezione INGV di Milano (oltre 5.000 forme d'onda relative a weak e strong motions occorsi nell'area in studio) hanno permesso invece di effettuare una stima empirica dell'attenuazione valida per l'Italia settentrionale e per eventi di magnitudo moderata ($M_L < 5$). L'attenuazione è stata caratterizzata sia in termini di leggi di attenuazione di parametri di picco sia mediante un modello spettrale per l'ampiezza dello spettro di Fourier.

Sono poi stati raccolti i dati disponibili circa la descrizione del campo macrosismico e quelli sulla stima delle vulnerabilità (pre-evento) di alcune località dell'area. Non si presentano in questa sede i dati raccolti per la caratterizzazione geologica/geotecnica

dei siti e quelli per la definizione della risposta in frequenza degli edifici.

La generazione di scenari di scuotimento, su roccia, a diverso livello di approfondimento è stata effettuata utilizzando le informazioni disponibili sulla sismotettonica della regione e i risultati delle analisi che hanno permesso di definire le condizioni di attenuazione media della area in esame. Per soddisfare le esigenze della Protezione Civile, interessata alla generazione di scenari in fase di emergenza immediatamente disponibili a seguito di un terremoto, si è proceduto alla realizzazione di scenari isotropi (di livello 0), calcolabili attraverso la sola conoscenza della localizzazione e della magnitudo dell'evento. Si sono confrontati i risultati di diversi scenari, calcolati direttamente in intensità, con differenti leggi di attenuazione: l'analisi della variabilità dei risultati ha permesso di fornire utili indicazioni sulla scelta delle relazioni da adottarsi in funzione dell'applicabilità ultima dello scenario. Alternativamente sono stati prodotti scenari derivati dalla stima di parametri strong-motion: in questo caso le analisi non sono tese tanto al riconoscimento di uno, o pochi, scenari rappresentativi, quanto all'individuazione di leggi di conversione in intensità, che possono rendersi utili nelle stime di scuotimento in tempo reale (con possibili interazioni nel progetto DPC-INGV S4).

Accanto a questi scenari semplificati, si sono prodotti scenari di livello I, con modelli di sorgente estesa, capaci di riprodurre gli effetti di anisotropia nel campo vicino. L'evento del 2004, nonostante la moderata magnitudo, ha infatti generato un campo di scuotimento fortemente irregolare che ha suggerito, accanto alle cause - generalmente riconosciute - di amplificazione geologica locale e di livelli di vulnerabilità non uniforme, anche "amplificazioni" su scala non locale (non riproducibili mediante sorgente puntiforme), presumibilmente dovute al meccanismo di rottura e alle caratteristiche geometriche della faglia. Dopo aver validato i parametri che governano la modellazione attraverso i dati di danneggiamento macrosismico e grazie all'unica registrazione accelerometrica dell'evento principale disponibile, si è proceduto alla generazione di scenari predittivi, capaci di rappresentare i terremoti tipici di quest'area (si pensi ad esempio all'evento del 1901, che si ritiene generato sullo stesso sistema di faglie) e soprattutto capaci di riprodurre la variabilità del moto atteso.

I risultati ottenuti mostrano che nonostante la moderata magnitudo dell'evento, gli scenari di scuotimento riflettono le caratteristiche geometriche della ipotizzata sorgente estesa e mostrano ancora un'area di massimo scuotimento non simmetricamente localizzata rispetto all'epicentro. L'influenza della profondità (ipotizzata variabile tra 10 e 5 km) risulta essere molto più contenuta rispetto a quella dovuta alla variazione del punto di enucleazione sulla faglia (supposto variabile nella semimetà inferiore della faglia, e quindi in un'area di soli $1.2 \times 2.6 \text{ km}^2$).

Lo scenario predittivo medio di livello I fornisce valori di intensità dello stesso livello di quelli che si ottengono con lo scenario di livello 0; i primi, tuttavia, mostrano un'attenuazione più debole con la distanza.

La differenza tra le intensità simulata nei casi di scenario massimo e minimo di circa 1.5 gradi su tutta l'area; tale variabilità è confrontabile con quella dei valori di intensità I_{MCS} osservati nel caso dell'evento del 2004.

BIBLIOGRAFIA

- Anderson, J.G. e Y. Lei (1994). Nonparametric description of peak acceleration as a function of magnitude, distance, and site in Guerrero, Mexico, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 1003-1017.
- Anderson, J.G. e R. Quaas (1988). The Mexico earthquake of September 19, 1985 – Effect of Magnitude on the Character of Strong Ground Motion: An Example from the Guerrero, Mexico Strong Motion Network, *Earthquake Spectra*, Vol.4 No 3, 635-646.
- Anderson, J.G., Hough, S. (1984), A model for the shape of Fourier amplitude spectrum of acceleration at high frequencies, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **74**, 1969-1994.
- Augliera P., D'Alema E., Marzorati S., Massa M. (2006). Data set Garda 2004: elaborazione dati, installazione stazioni sismiche. Convenzione ProCiv-INGV 2004-2006 - Progetto S3: scenari di scuotimento in aree di interesse prioritario e/o strategico, DPC-S3: Deliverable D12, DVD.
- Augliera, P., D'Alema, E., Marzorati, S., Bindi, D., Maistrello, M., Gassi, A. (2004) The 2003 data set of seismic waveforms recorded in Lombardia and Veneto regions (Northern Italy): site selection and ML scale calibration. Abstracts of XXIX General Assembly of ESC, Potsdam September 2004, 60.
- Boschi, E., Guidoboni, E., Ferrari, G., Mariotti, D., Valensise, G., Gasperini, P. (2000). Catalogue of Strong Italian Earthquakes, 461 B.C. to 1997, *Annali di Geofisica*, **43**, 609-868.
- Bordoni P., De Rubeis V., Doumaz F., Luzi L., Margheriti L., Marra F., Moro M., Sorrentino D., Tosi P. (2003). Geological class map. in: Terremoti probabili in Italia tra l'anno 2000 e 2030: elementi per la definizione di priorità degli interventi di riduzione del rischio sismico. Annex 1, Task 3.2, 3-4 pp., GNDT Proj., Rome.
- Castro, R.R., J.G. Anderson, and S.K. Singh (1990). Site response, attenuation and source spectra of S waves along the Guerrero, México, subduction zone, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80, 1481-1503.
- Castro, R.R., F. Pacor, A. Sala and C. Petrangaro (1996). S wave attenuation and site effects in the region of Friuli, Italy, *Jour. Geophys. Res.*, 101, 22,355-22,369.
- Castro, R.R., H. Fabrial, M. Bour and B. Le Brun (2003). Attenuation and site effects in the region of Guadeloupe, Lesser Antilles. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 93, 612-626.
- Castro, R.R., F. Pacor, D. Bindi, G. Franceschina, and L. Luzi (2004). Site response of strong motion stations in the Umbria, Central Italy, region, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 94, 576-590.
- DISS Working Group (2006). Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3: A compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy and surrounding areas. <http://www.ingv.it/DISS/>, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia.
- ENV 1998, EUROCOD 8 (2002). Design provisions for the earthquake resistance of

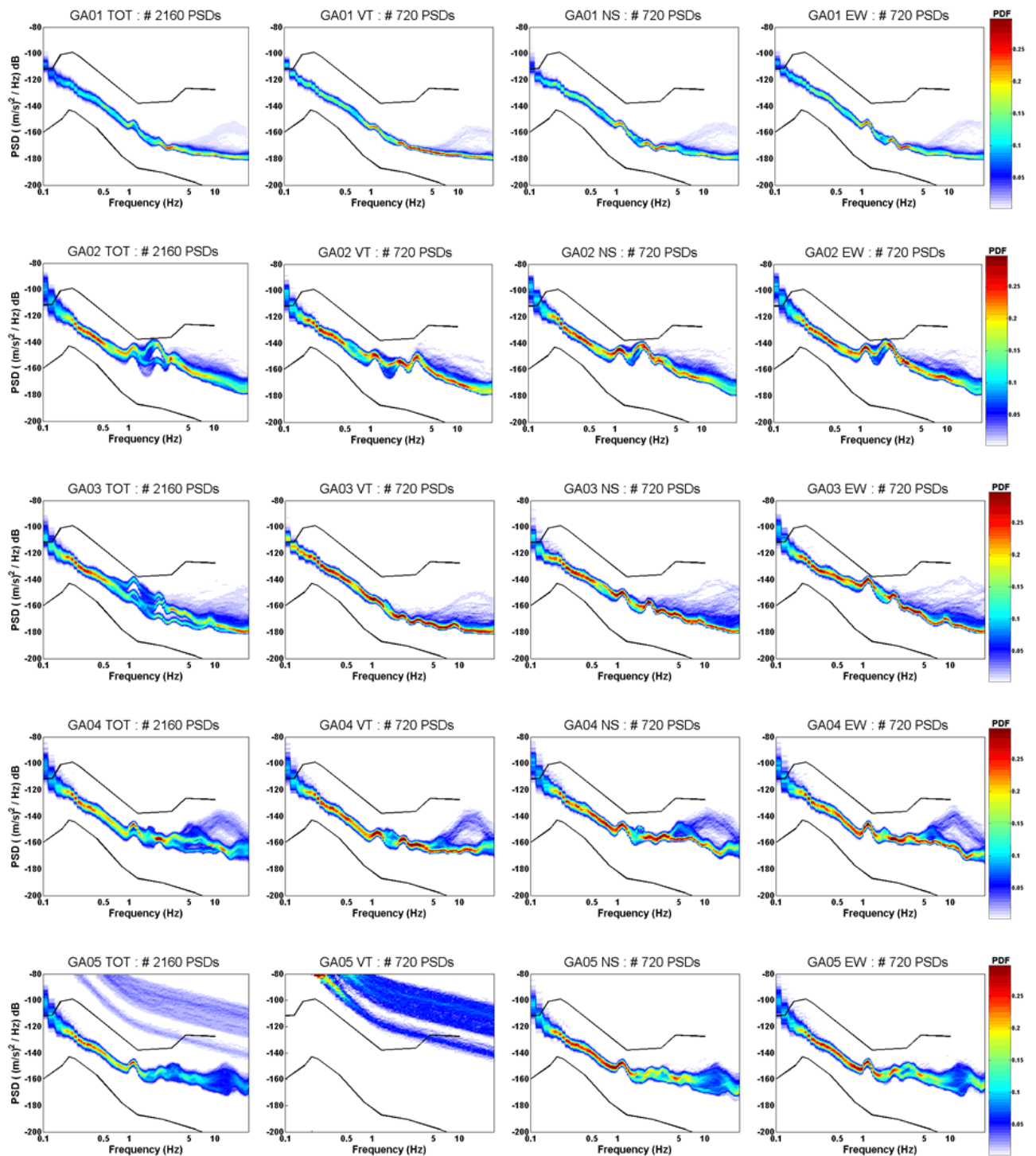
- structures action and general requirements of structures, CEN/TC 250, Draft May.
- Faccioli, E., Cauzzi, C. (2006). Macro seismic intensities for seismic scenarios, estimated from instrumentally based correlations. First European Conference on Earthquake Engineering and Seismology, Geneva, Switzerland, 3-8 September, Paper Number: 569
- Galadini, F., Galli P., Cittadini A. Giaccio B. (2001). Late Quaternary fault movements in the Mt. Baldo-Lessini Mts. sector of the Southalpine area (northern Italy). *Netherlands Journal of Geosciences / Geologie en Mijnbouw*, 80 (3/4).
- Gruppo di lavoro CPTI (2004). Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, versione 2004 (CPTI04), INGV, Bologna. <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI04/>
- Guidoboni, E., Comastri, A. (2005). *Catalogue of earthquakes and tsunamis in the Mediterranean area from the 11th to the 15th century*, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia.
- INGV-Centro Nazionale Terremoti (2006). Seismic Bulletin. <http://www.ingv.it/~roma/reti/rms/bollettino>
- Jennings, P.C., Kanamori, H. (1983). Effect of distance on local magnitudes found from strong-motion records. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 73 (1), 265-280.
- Lahr J.C. (1999). Hypoellipse: a computer program for determining local earthquake hypocentral parameters, magnitude, and first motion pattern (Y2K compliant version) . U.S. Geol. Surv., Open File Rep. 99-23.
- Margottini, C., Molin, D., Serva, L. (1992). Intensity versus ground motion: a new approach using Italian data. *Engineering Geology*, **33**, 45-58.
- Massa M., Marzorati S., D'Alema E., Di Giacomo D., Augliera P. (2007). Site classification assessment for estimating empirical attenuation relationships for Central-Northern Italy earthquakes. *Journal of Earthquake Engineering*, 2007, in press.
- McNamara D.E., Buland R.P. (2004). Ambient noise levels in the continental United States. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 94 (4), 1517-1527.
- MEDNET (2006). MEDiterranean very broadband seismographic NETwork, INGV, <http://mednet.ingv.it/events/Welcome.html>.
- Kanamori ,H., Anderson, D. L. (1975). Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **65**, 1,073-1,095.
- Pacor, F., Cultrera, G., Mendez, A. and Cocco, M. (2005), Finite Fault Modeling of Strong Motion Using a Hybrid Deterministic-Stochastic Approach, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **95**, 225-240.
- Pergalani, F., Compagnoni, M., Petrini, V. (2005). Confronti tra l'utilizzo di accelerogrammi generati e registrati nella valutazione dei fenomeni di amplificazione sismica in Lombardia. *Ingegneria Sismica*, Anno XXII(6.3), 36-51.

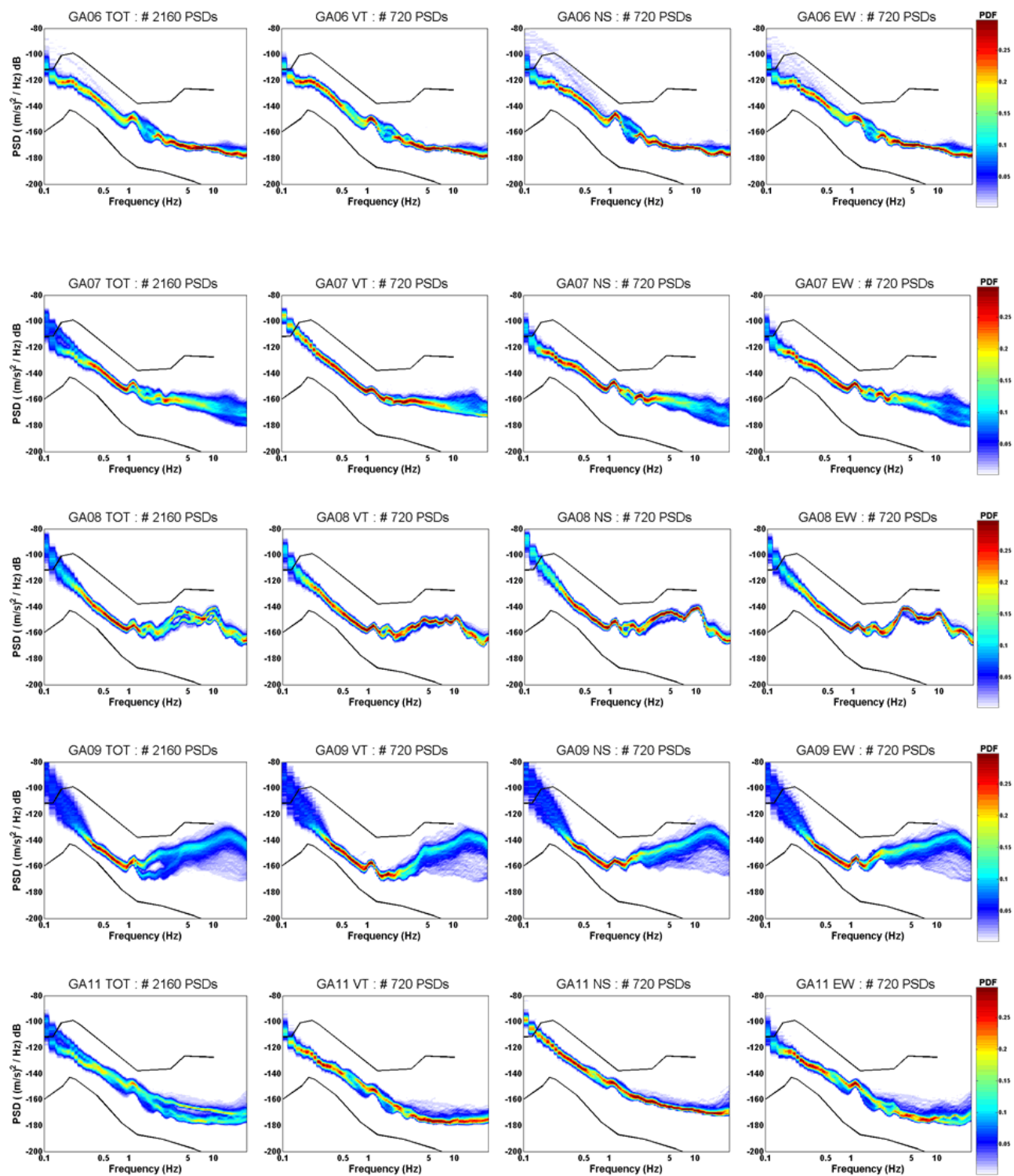
- QUEST (QUick Earthquake Survey Team) (2005). Rilievo macrosismico del terremoto del Garda del 24 novembre 2004, *Ingegneria Sismica*, Anno XXII - N.2, 44-59.
- Richter, C.F. (1935). An instrumental earthquake magnitude scale. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 25, 1-32.
- SSN (2005). Dati accelerometrici prodotti dalla RAN (Rete accelerometrica Nazionale), Dip.Prot.Civ.-Ufficio Servizio Sismico Nazionale – Servizio Sistemi di Monitoraggio.
- Sabetta, F., Pugliese, A. (1996). Estimation of response spectra and simulation of non-stationary earthquake ground motion. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, 337-352.
- Scarascia, S., Cassinis, R. (1997). Crustal structures in the central-eastern Alpine sector: a revision of the available DSS data. *Tectonophysics*, 271, 157-188.
- Wells, D.L., 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.
- Zanferrari A., Bollettinari G., Carotene L., Carton A., Carulli G.B., Castaldini D., Cavallin A., Panizza M., Pellegrini G.B., Pianetti F., Sauro U. (1982). Evoluzione neotettonica dell'Italia nord-orientale. *Mem. Scienze Geologiche*, **35**, 355-376.

APPENDICE

A1. Caratterizzazione del noise delle stazioni delle rete temporanea

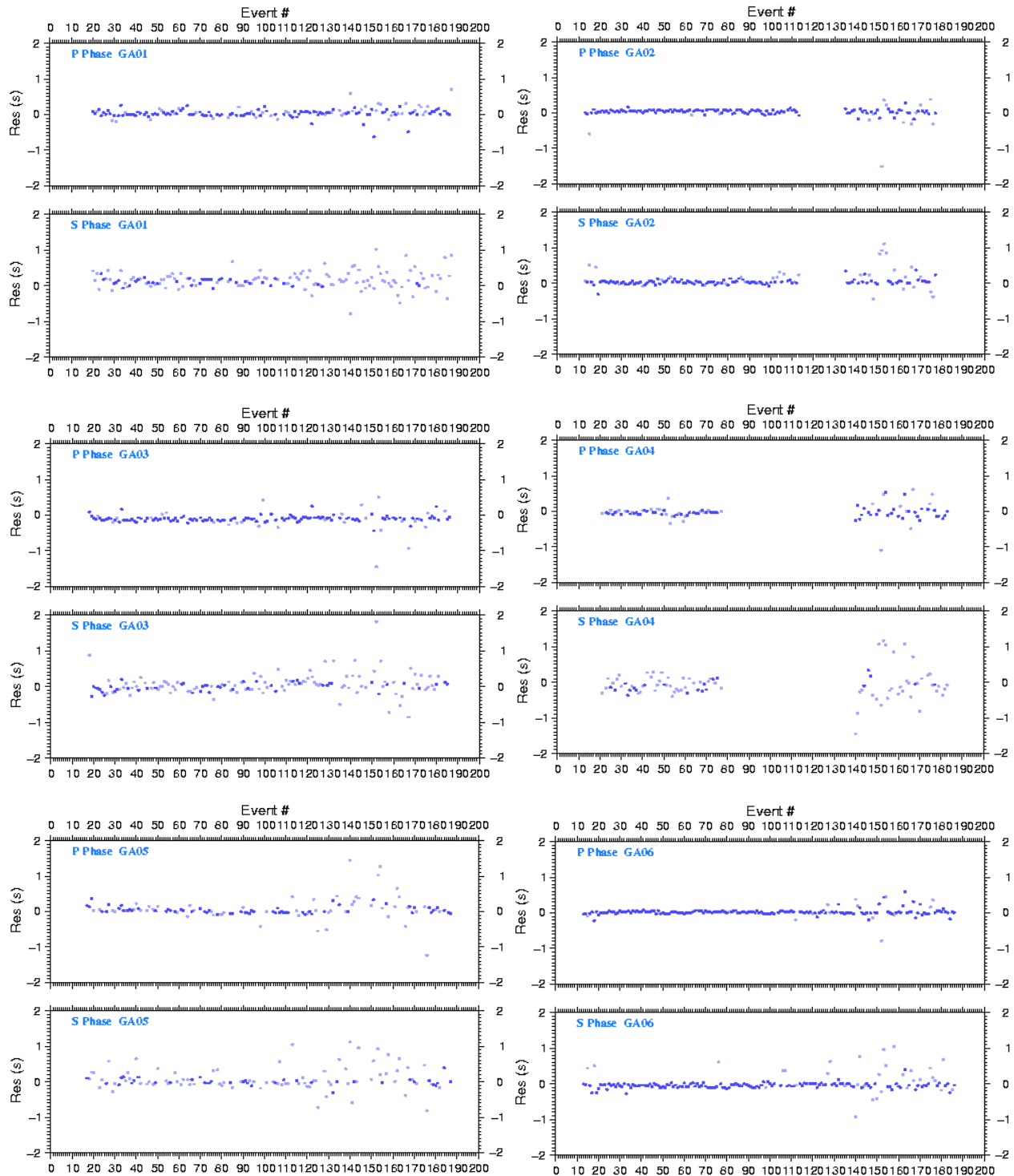
Nelle figure seguenti viene mostrata la Probability Density Function della densità d'ampiezza spettrale (PSD) del noise registrato dalle stazioni delle rete temporanea, considerando 24 ore consecutive di segnale.

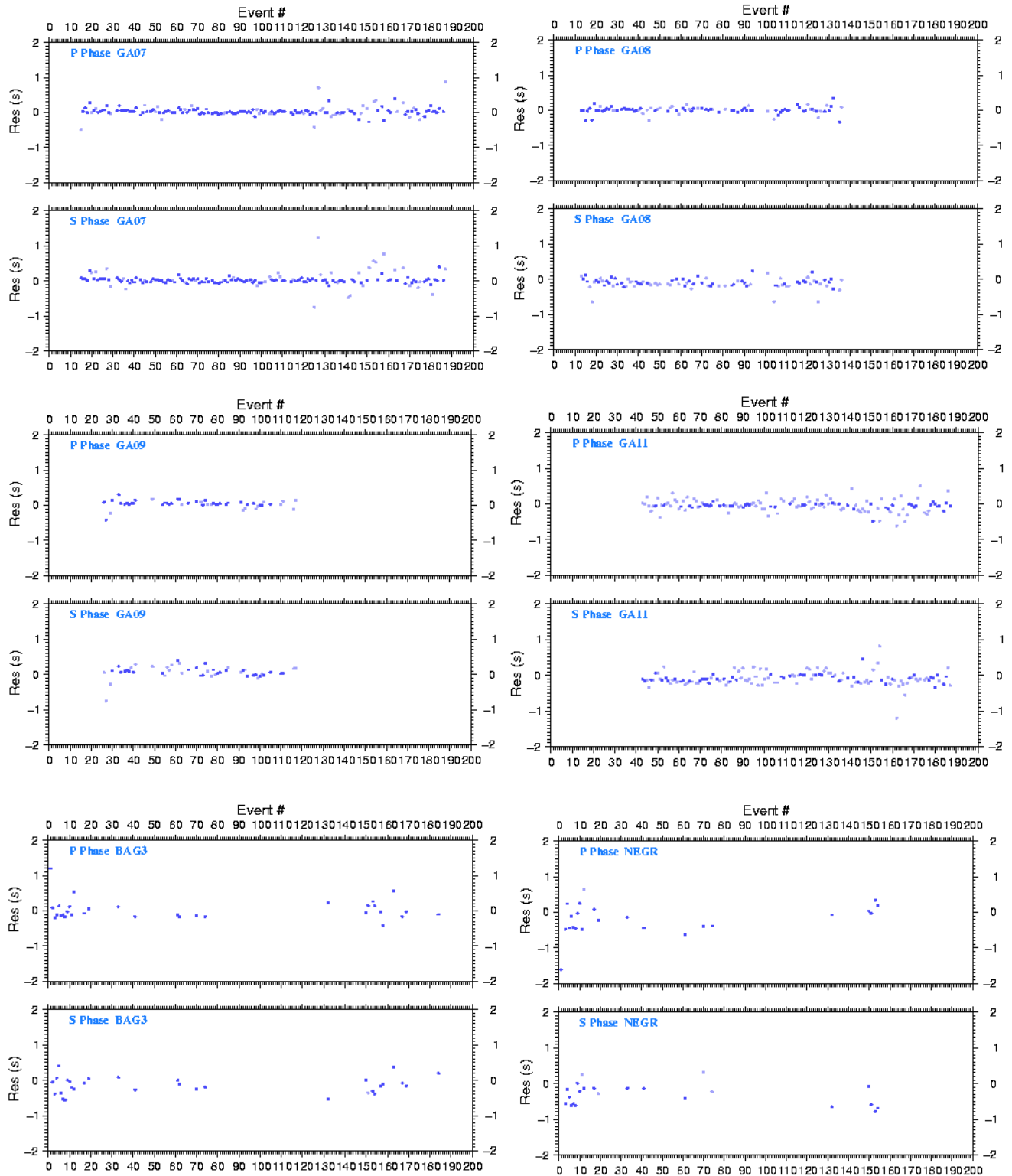




A2 Localizzazione della sequenza sismica

Le figure seguenti mostrano i residui di tempo ottenuti durante la procedura di localizzazione. Vengono mostrati i residui relativi a tutte le stazioni della rete temporanea e a 2 stazioni della rete INGV-MI (BAG3 e NEGR).





A3 Confronto valori di picco (PGA, PGV e PGD) osservati e stimati con MSSA07

Di seguito si riportano tutti i casi di sovrapposizione dei picchi reali in accelerazione, velocità e spostamento rispetto alle curve ottenute in Massa et al., 2007, per tutte le classi di magnitudo considerate a partire da eventi caratterizzati da M_L pari a 2.5. Un estratto delle stesse era illustrato in Figura 19.

