

**La ricostruzione dello scuotimento del terremoto del Garda del 2004
($M_L=5.2$)**

**Ground shaking modeling of the 2004 Garda (Northern Italy) earthquake
($M_L=5.2$)**

Franceschina G.¹, Pessina V.¹, Di Giacomo, D.¹, Massa, M.¹, Mulargia F.², Castellaro S.²,
Mucciarelli M.^{3(*)}

¹ INGV Sezione di Milano - Pavia, via Bassini 15, 20133 Milano.

² Dip. Fisica, Università di Bologna, Viale Berti-Pichat 8, 40127 Bologna.

³ DiSGG, Università della Basilicata, Viale dell'Ateneo Lucano 10, 85100, Potenza.

(*) corresp. author's telephone, fax and e-mail: +39 0971 205094, 205070, marco.mucciarelli@unibas.it

RIASSUNTO

Il terremoto di magnitudo $M_L=5.2$ che nel 2004 ha colpito il lato occidentale del Lago di Garda (Nord Italia) viene modellato sia nell'approssimazione di sorgente puntiforme sia mediante simulazioni da sorgente estesa, al fine di investigare l'anisotropia del campo di risentimento osservata tra 5 e 15 km di distanza epicentrale. Il confronto con le osservazioni viene effettuato in termini di intensità macrosismica I_{MCS} osservata, considerando i soli comuni localizzati su roccia (o formazione "rigida") fino a 40 km dall'epicentro; un ulteriore confronto fra simulazioni e osservazioni viene effettuato utilizzando i dati registrati dalla stazione accelerometrica di Vallio Terme (GVD), localizzata a 13.3 km dall'epicentro, appartenente alla rete nazionale (RAN).

Le simulazioni più semplici utilizzano una sorgente puntiforme ed equazioni predittive empiriche in termini di intensità. Le modellazioni a faglia estesa riproducono il campo di scuotimento in termini di valori di picco dello scuotimento, successivamente convertiti in intensità attraverso relazioni empiriche. Nonostante la moderata magnitudo dell'evento, le simulazioni a faglia estesa, che richiedono l'assunzione di ipotesi plausibili sia sulla geometria della sorgente che sulle proprietà di attenuazione del mezzo di propagazione, sono in grado di confermare l'anisotropia osservata della distribuzione di intensità a scala regionale (30x30 km²). Inoltre, poiché la distribuzione delle intensità presenta anche eterogeneità a scala locale (di dimensione inferiore a 3 km), probabilmente dovute ad effetti geologici e geomorfologici, oppure ad effetti di interazione terreno-struttura, nella seconda parte del lavoro vengono presentati alcuni esempi di misure di rumore sismico e di misure di frequenza propria degli edifici.

TERMINI CHIAVE: *Terremoto di magnitudo moderata, intensità macrosismica, approssimazione di sorgente puntiforme, simulazione da sorgente estesa, scenario di scuotimento, effetti locali, rumore sismico, frequenza propria degli edifici.*

ABSTRACT

The 2004 Garda (Northern Italy) earthquake ($M_L=5.2$) is modeled through both point-source and extended-source simulations, in order to reproduce the anisotropy of the macroseismic observations in the epicentral distance range from 5 to 15 km. Comparison between synthetic and observed data is performed in terms of macroseismic intensities (I_{MCS}) considering observations reported at municipalities with only ground conditions classified as “rock” or “stiff soil”, up to 40 km epicentral distance; further agreement between simulations and observations is attained with acceleration data recorded at the station GVD (13.3 km epicentral distance) of the Italian Accelerometric Network (RAN). Point source simulations are calculated through empirical predictive equations in terms of macroseismic intensity. Extended source modeling is performed in terms of peak ground motion parameters, successively converted in synthetic intensities by empirical relationships. Notwithstanding the moderate magnitude of the event, extended source simulations, requiring plausible hypothesis on both source geometry and attenuation properties of the propagating medium, confirm the anisotropy observed in the distribution of the macroseismic intensity at a regional scale ($30 \times 30 \text{ km}^2$). The observed I_{MCS} distribution also presents local scale heterogeneities (with inter-site distance $< 3 \text{ km}$) possibly due to geological or geo-morphological site effects and/or soil-structure interaction. To this aim, examples of the investigations performed at specific sites by noise measurements and building frequency measurements are also presented.

KEY-WORDS: *Moderate earthquake, macroseismic intensity, point-source, extended source simulation, ground shaking scenario, site effects, seismic noise, building frequency.*

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. Il progetto si pone come obiettivo generale il calcolo di scenari di scuotimento in alcune aree italiane nel caso di accadimento del terremoto massimo credibile (Maximum Credible Earthquake). Gli scenari, valutati a scala comunale e/o intracomunale, vengono descritti attraverso mappe rappresentative dell'andamento nello spazio dei parametri del moto sismico atteso (picchi di accelerazione e di velocità, ordinate spettrali etc.) e della loro variabilità. Tra gli obiettivi del progetto rientrano quattro aree italiane, due scelte a scopo previsionale e due a scopo di validazione. Una delle due zone di validazione è la sponda occidentale del lago di Garda, colpita dal terremoto del 24 Novembre 2004 ($M_L = 5.2$). Gli scenari predetti sono stati confrontati con il danno realmente avvenuto, allo scopo di valutare le potenzialità e i limiti dei metodi utilizzati per il calcolo di scenari a supporto della gestione dell'emergenza a seguito di un evento sismico in un'area densamente abitata. In questo lavoro sono descritte le fasi che hanno portato alla riproduzione dello scuotimento osservato, mediante simulazioni del moto sismico a partire da sorgente puntiforme e da una sorgente estesa. Ulteriori approfondimenti sono orientati alla caratterizzazione degli effetti locali di carattere geologico o geo-morfologico e dell'interazione del suolo con le strutture. Nella seconda parte del lavoro si presentano

alcuni esempi relativi alle misure di amplificazione sismica al sito eseguite in 4 località dell'area in esame e le misure di frequenze proprie degli edifici tipici della zona.

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 $M_L = 5.2$ ($M_W = 5.0$), con epicentro localizzato a 45.685 N e 10.521 E (INGV-CNT, Bollettino sismico).

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

PERICOLOSITÀ DELL'AREA

L'area interessata è stata colpita da precedenti eventi storici: a titolo di esempio, si ricorda la storia sismica di Salò che, dopo un risentimento datato al 1505, ha fatto registrare ben 55 segnalazioni, la più antica delle quali risalente al 1799 ma quasi tutte di modesta entità ($I_{MCS} \leq V$). L'evento più rilevante che ha colpito la stessa area è quello del 30 ottobre 1901, con epicentro 45.580 N e 10.500 E, e intensità epicentrale $I_0 = VIII$ MCS (GRUPPO DI LAVORO CPTI, 2004). Anche in quella occasione l'evento fu risentito su vasta area, dal Veneto e Trentino fino al Piemonte e 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 il grado VIII.

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. I comuni situati nell'area interessata in modo minore dall'evento del 2004 sono invece classificati in terza categoria, ma in precedenza tali comuni non risultavano classificati.

QUADRO 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 a partire dal Pliocene (ZANFERRARI *et alii*, 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 1). 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 alii*, 2001).

Tutti i terremoti dell'area mostrano allineamenti di epicentri lungo il sistema delle Giudicarie. 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 alii*, 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).

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 alii*, 2006). Il meccanismo focale mostra un angolo di immersione Nord-Ovest 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 sismogeniche 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 sismogenica dell'evento del 1901. Le dimensioni della sorgente, calcolate mediante le relazioni di WELLS & COPPERSMITH (1994), sono riportate in Tabella 1.

Figura 1 (larghezza 185 mm)

Tabella 1 (larghezza 185 mm))

IL CAMPO MACROSISMICO

La distribuzione dell'intensità macrosismica (QUEST, 2005) mostra valori non simmetricamente distribuiti attorno all'epicentro ma concentrati in un'area di circa 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 2).

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.

Il confronto con il campo macrosismico è stato effettuato considerando esclusivamente le intensità osservate su roccia e su suolo rigido. A tal fine i dati dei centri danneggiati sono stati caratterizzati utilizzando la cartografia geologica a scala 1:100.000. Non è invece stato possibile utilizzare informazioni geologiche a scala più dettagliata (tipicamente 1:10.000) in quanto queste non coprivano tutto il campo di risentimento macrosismico. Mediante un GIS è stato possibile esaminare la cartografia CTR 1:10.000 relativa all'area epicentrale (distanza epicentrale < 10 km), senza però evidenziare particolari dipendenze dei valori di intensità registrata dalle caratteristiche morfologiche delle località esaminate (ad esempio amplificazioni dovute alla presenza di culmini o crinali).

SCENARI DI SCUOTIMENTO

SORGENTE PUNTIFORME

La generazione di scenari isotropi attraverso leggi di attenuazione empirica rispecchia l'uso in atto della Protezione Civile di generare scenari in termini di intensità, immediatamente operativi, a seguito di eventi sismici. Allo scopo di evidenziare i limiti e le potenzialità di questa metodologia, e per quantificare eventuali miglioramenti in caso di simulazioni avanzate, in questo lavoro sono stati impiegati diversi metodi per la generazione di scenari isotropi.

Le relazioni di attenuazione del parametro intensità, utilizzate per riprodurre il campo di scuotimento dell'evento del 2004, sono quelle di FACCIOLO & CAUZZI (2006), di seguito denominata FC06, accanto alla ben nota relazione di GRANDORI *et alii* (1991), di seguito

indicata come Gr91. Le due relazioni differiscono notevolmente sia per la struttura che per la base dati impiegata (quella di FC06, oltre ad essere più aggiornata, comprende eventi di maggior magnitudo, accaduti in regione mediterranea, che hanno prodotto risentimenti > VIII). In Figura 2 viene mostrato il campo di intensità generato attraverso Gr91 e FC06, con sovrapposta la distribuzione delle osservazioni macrosismiche. La grande dispersione dei valori di intensità è ben visibile: nei primi 10 km dall'epicentro le intensità osservate variano da V a VII-VIII.

Dei due scenari, quello generato con FC06 presenta scarti minori tra le intensità osservate e quelle stimate ($I_{MCS} - I_{est}$). Gr91 sovrastima le intensità osservate di circa mezzo grado.

SORGENTE ESTESA

La modellazione dell'evento mediante sorgente estesa è stata effettuata allo scopo di riprodurre gli effetti di anisotropia osservati nel campo macrosismico. 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 alii.*, 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 3). 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 ($z_{TOP} = 5$ km; $z_{TOP} = 7.5$ km; $z_{TOP} = 10$ km). La conversione in intensità macrosismica del parametro strong motion simulato è stata effettuata utilizzando la seguente relazione empirica (FACCIOLI & CAUZZI, 2006):

$$I = 1.96 \cdot \log a_{\max} [m/s^2] + 6.54 \quad (1)$$

$$I = 1.80 \cdot \log v_{\max} [m/s] + 8.69 \quad (2)$$

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 mediante il fattore di qualità $Q(f)=88 f^{0.88}$ (DPC_S3-Deliverable 13, 2007) e assumendo 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 $\rho=2.8$ g/cm³ e velocità delle onde di taglio $\beta=3.3$ km/s.

Per la calibrazione del modello si sono impiegate la distribuzione dell'intensità macrosismica e le serie temporali di accelerazione registrate a Vallio Terme.

Figura 3 (larghezza 90 mm)

In Figura 4 viene mostrato il campo di accelerazione a_{\max} ottenuto su un'area di 36x36 km² nel caso $V_R = 2.1$ km/s e $z_{TOP} = 7.5$ 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 7 si riferiscono a variazioni della posizione dell'ipocentro di 1.2 e 0.6 km lungo lo strike e lungo il dip, rispettivamente.

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 (1) e (2). In Tabella 2 vengono riportati i casi corrispondenti ai valori più bassi di RMS ($RMS < 0.4$). Si noti che i due tipi di conversione impiegati producono valori significativamente diversi di RMS (in media 0.87 e 0.48 per le relazioni (1) e (2) 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. Tuttavia, è importante sottolineare che tutti i punti di enucleazione elencati in Tabella 2 sono localizzati nella parte più profonda della faglia ($1.85 \text{ km} < Y < 2.45 \text{ km}$).

Tabella 2 (larghezza 185mm)

(*) Figura 2 + Figura 4 a colori su unica pagina

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. In Figura 5 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 5 (larghezza 185mm)

EFFETTI DI SITO

La presenza di alluvioni e altri depositi non consolidati nei fondovalle, a contatto con i calcari costituenti il bedrock faceva supporre la presenza di effetti di sito. E' stata quindi condotta una campagna di misure di rumore ambientale per l'identificazione di frequenze di risonanza dei terreni. Mediante un sismometro Lennartz LE3D-5sec equipaggiato con un digitalizzatore a 24 bit Reftek 130/01 (<http://www.reftek.com>), sono state acquisite misure in 27 siti nelle località di Barghe, Vobarno, Sabbio Chiese e Salò.

Per ogni punto di misura sono stati acquisiti 30 minuti di rumore con campionamento a 100 Hz. I dati sono poi stati sottoposti ad un processamento standard (correzione della linea di base, filtraggio tra 0.2 e 25 Hz, tapering, trasformata di Fourier con smussamento di Konno-Omachi) per ricavare infine i rapporti spettrali tra le componenti orizzontali e verticali (HVSR). Nelle Figure 6, 7 e 8 sono mostrate le ubicazioni delle misure di microtremore effettuate e le relative funzioni HVSR. E' possibile notare come in corrispondenza dei fondovalle si osservino amplificazioni non trascurabili, con picchi HVSR molto netti, ad indicare la presenza di un notevole contrasto di impedenza sismica.

Le aree urbane di Barghe e Vobarno si sviluppano infatti lungo il fiume Chiese dove diversi tipi di depositi caratterizzano sia il fondovalle sia le aree adiacenti. Le risposte HVSR evidenziano fenomeni di amplificazione sismica in gran parte dei siti di misurazione, in particolare per frequenze comprese tra 4 e 8 Hz; in alcuni casi e' possibile rilevare in corrispondenza delle suddette frequenze, valori delle funzioni di amplificazione pari a 7 sia in località Barghe sia a Vobarno (Figure 6 e 7). E' possibile affermare che la risposta sismica locale ad ogni singolo punto misura mostra una notevole variabilità sia in frequenza sia in ampiezza, anche per misure effettuate a breve distanza l'una dall'altra. Tale fenomeno è da

imputare sia all'eterogeneità dei depositi fluviali e fluvio-glaciali che caratterizzano la valle sia alla variazione degli spessori delle singole formazioni in prossimità dei punti misura.

Le misure effettuate a Salò, in contrapposizione a quanto evidenziato dall'elevato grado di danneggiamento ($I_s=VII$ MCS), non mostrano la presenza di significative funzioni di amplificazione (Figura 8). L'assenza di chiari picchi di amplificazione richiede ulteriori indagini per valutare la reale importanza della risposta sismica locale dei depositi fluvio-glaciali e delle alluvionali che caratterizzano gran parte dell'abitato in questione.

Figura 6 (larghezza 185mmi)

Figura 7 (larghezza 185mmi)

Figura 8 (larghezza 185mmi)

MISURE SU EDIFICI

L'ultima parte dello studio ha riguardato la possibile presenza di risonanze tra suolo ed edifici. E' infatti noto che tale fenomeno di risonanza può causare un aggravio dei danni subiti dalle strutture, come è risultato evidente da studi condotti per terremoti recenti: si vedano, ad esempio, MUCCIARELLI e MONACHESI (1999) per i terremoti dell'Umbria-Marche, 1997 e della Slovenia, 1998; MUCCIARELLI *ET AL.* (1999) per il terremoto Calabro-Lucano del 1998; *Mucciarelli et al.* (2004) per il terremoto del Molise del 2002. Lo studio di della possibile presenza di risonanze suolo-edificio è particolarmente interessante in concomitanza di eventi sismici di moderata intensità. Si può infatti pensare che in presenza di un input generalmente non intenso, si danneggino per primi quegli edifici che o presentano una particolare

vulnerabilità oppure sono sfavorevolmente interessati da fenomeni di amplificazione locale di particolare ampiezza in concomitanza con la propria frequenza fondamentale di oscillazione. Per identificare la possibile presenza di risonanze, si è studiata in dettaglio l'area di Pompegnino di Vobarno, con misure di rumore ambientale al suolo e su due edifici danneggiati. Le misure sono state effettuate con un tromometro digitale (Tromino Micromed). Gli spettri sui quali si sono calcolati i rapporti sono stati ottenuti da 14 minuti di misura in edificio e 20 minuti in campo libero, analizzati su finestre di 20 s, senza sovrapposizione, mediate e lisciate con finestra triangolare ampia il 2% della frequenza centrale. Le misure sono state disturbate da un rumore antropico alla frequenza di 1.7 Hz, di cui bisogna tenere conto nell'interpretazione delle misure.

Il rapporto completo sul sito del progetto INGV-DPC riporta tutte le misure. Per brevità vengono qui presentati due soli grafici relativi a due edifici che mostrano una possibile risonanza con il terreno. La figura 9 mostra la funzione HVSR per il sito in campo libero: sono evidenti due picchi di amplificazione del suolo a 2.4 e 7 Hz. Dalla figura 10 si può invece notare la frequenza propria dell'edificio per il primo modo traslazionale nella componente trasversale, di poco superiore a 6 Hz. Il grafico è stato ottenuto con la tecnica dei rapporti spettrali standard per componenti omologhe, tra la misura all'interno dell'edificio e quella in campo libero nelle sue immediate adiacenze. Poiché il danneggiamento causa una diminuzione delle frequenze dell'edificio, è ragionevole pensare che al all'atto del sisma l'edificio fosse in risonanza con il suolo. Analoga possibile risonanza suolo edificio è mostrata nella figura 11 per un altro edificio danneggiato nelle adiacenze del punto di misura in campo libero.

Figura 9 (larghezza 51 mmi)

Figura 10 (larghezza 51 mmi)

Figura 11 (larghezza 51 mmi)

CONCLUSIONI

Il campo macrosismico del terremoto del Basso Garda del 2004 presenta un'evidente asimmetria rispetto all'epicentro, mentre sono presenti anche variazioni a piccola scala delle intensità. Pertanto modelli di tipo isotropo, come quelli attualmente in uso presso il Dipartimento della Protezione Civile, non riescono a coglierne la complessità. La modellazione a sorgente estesa ha evidenziato come una particolare direttività sia in grado di spiegare la generale tendenza delle intensità maggiori a addensarsi a Sud-Ovest dell'epicentro. La variabilità a piccola scala può invece senz'altro essere attribuita alla presenza di effetti di amplificazione locale, dovuti al brusco contrasto di impedenza tra calcari e sedimenti soffici. Infine, come per altri terremoti di piccola intensità, gli edifici maggiormente danneggiati potrebbero essere stati interessati da fenomeni di risonanza terreno-edificio.

RINGRAZIAMENTI

Questo lavoro è stato svolto con finanziamento da parte del progetto S3 del Dipartimento Protezione Civile – Istituto Nazionale di Geofisica. Si ringraziano E. D'Alema, S.Marzorati, S.Lovati e P.Augliera per l'acquisizione dei dati di microtremore. Inoltre, si ringraziano un revisore anonimo e il Prof. D.Spallarossa per la lettura critica del manoscritto e per i suggerimenti che hanno contribuito a migliorare la qualità della versione definitiva del lavoro.

BIBLIOGRAFIA

- 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.
- 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.
- DPC_S3-Deliverable 13 (2007). Progetto S3 DPC-INGV 2004-06, D13: *Scenari di scuotimento al bedrock a vari livelli di complessità*, a cura di: Pessina V., Franceschina G., Augliera P., Massa M., Di Giacomo D., Marzorati S., D'Alema E., Lovati S., Pacor F., Castro R.R. & Vannoli P.
- 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 J. of Geosciences*, **80**, 187-208.

- Grandori, G., Drei, A., Perotti, F. & Tagliani, A. (1991). Macroseismic intensity versus epicentral distance: the case of central Italy. *Tectonophysics*, **193**, 165-171.
- 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>
- Kanamori, H. & Anderson, D. L. (1975). Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **65**, 1,073-1,095.
- MEDNET (2006). MEDiterranean very broadband seismographic NETwork, INGV,
<http://mednet.ingv.it/events/Welcome.html>.
- Mucciarelli M., G. Monachesi & Gallipoli M. R (1999) In situ measurements of site effects and building dynamic behaviour related to damage observed during the 9/9/1998 earthquake in Southern Italy, Proceedings of ERES99 Conference, Catania, Italy, WIT Press, 253-265.
- Mucciarelli M., G. & Monachesi, 1999, The Bovec (Slovenia) earthquake, April 1998: a preliminary correlation among damage, ground motion amplification and building frequencies, *Journ. Earthq. Eng.*, 3, 317-327.
- Mucciarelli M., Masi A., Gallipoli M.R., Harabaglia P., Vona M., Ponso F. & Dolce M. (2004) Analysis of r.c. building dynamic response and soil-building resonance based on data

recorded during a damaging earthquake (Molise, Italy 2002), *Bull. Seism. Soc. Am.*, **94**, 5, 1943-1953.

Pacor, F., Cultrera, G., Mendez, A. & Cocco, M. (2005), Finite Fault Modeling of Strong Motion Using a Hybrid Deterministic-Stochastic Approach, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **95**, 225-240.

Pessina V., Franceschina G., Vannoli P., Luzi L. & Pacor F. (2006). *Damage distribution and seismological model of the November 2004, Salò (Northern Italy) earthquake*. 1st European Conference on Earthquake Engineering and Seismology (ECEES), September 3-8, Geneva – Switzerland. Paper N. 1371

QUEST (QUick Earthquake Survey Team) (2005). Rilievo macrosismico del terremoto del Garda del 24 novembre 2004, *Ingegneria Sismica*, Anno XXII - N.2, 44-59.

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.

DIDASCALIE DELLE FIGURE

Figura 1 – Schema sismotettonico dell'area: si noti il generale accordo tra la localizzazione dell'evento del Novembre 2004 e quella dell'evento del 30 Ottobre 1901. (modificato da Pessina et alii, 2006)

Figura 2 - Scenari di intensità predetti con la relazione Gr91 (a sinistra) e FC06 (a destra), e valori di intensità I_{MCS} osservati

Figura 3 - Geometria utilizzata per le simulazioni mediante sorgente estesa. I 9 punti di enucleazione ipotizzati sono contrassegnati dalla numerazione NX-NY, 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).

Figura 4 - Mappe di accelerazione di picco ottenute mediante simulazione da sorgente estesa considerando $V_R=2.1$ km/s, $z_{TOP}=7.5$ km e diversi modelli di rottura (i punti di enucleazione indicati corrispondono alla geometria definita in Figura 3). Vengono mostrate anche la proiezione in superficie della faglia ipotizzata (rettangolo vuoto) e la posizione della stazione accelerometrica GVD.

Figura 5 - 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 3). Il valore di RMS è stato calcolato sulla differenza dei logaritmi delle ampiezze spettrali registrate e simulate.

Figura 6 - a) ubicazione delle misure in località Barghe (triangoli). Il cerchio grigio e valore numerico associato rappresentano il valore di intensità macrosismica (QUEST, 2005) rilevata in corrispondenza della località presa in esame. b) funzioni HVSR corrispondenti ai triangoli in (a). Le linee continue rappresentano la media delle funzioni HVSR calcolate per ogni finestra temporale selezionata (1 minuto). Le linee tratteggiate rappresentano le rispettive deviazioni standard.

Figura 7 - a) Ubicazione delle misure in località Vobarno (triangoli). Il cerchio grigio e valore numerico associato rappresentano il valore di intensità macrosismica rilevata in corrispondenza della località presa in esame. b) funzioni HVSR corrispondenti ai triangoli in (a). Le linee continue rappresentano la media delle funzioni HVSR calcolate per ogni finestra temporale selezionata (1 minuto). Le linee tratteggiate rappresentano le rispettive deviazioni standard.

Figura 8 - a) Ubicazione delle misure in località Salò (triangoli). Il cerchio grigio e valore numerico associato rappresentano il valore di intensità macrosismica rilevata in corrispondenza della località presa in esame. b) funzioni HVSR corrispondenti ai triangoli in

(a). Le linee continue rappresentano la media delle funzioni HVSR calcolate per ogni finestra temporale selezionata (1 minuto). Le linee tratteggiate rappresentano le rispettive deviazioni standard.

Figura 9 - Funzione HVSR per il sito di Pompegnino. La barra rossa indica il picco dovuto ad un rumore antropico, quella verde e blu indicano le due frequenze di amplificazione del suolo, a 2.3 e 7 Hz

Figura 10 Prima casa in muratura a due piani danneggiata dal sisma in prossimità del punto ove è stata eseguita la misura descritta in fig. 9. Il grafico evidenzia la frequenza propria dell'edificio ottenuta come rapporto tra componenti omologhe in campo libero ed all'ultimo impalcato raggiungibile.

Figura 11 Seconda casa in muratura danneggiata dal sisma in prossimità del punto ove è stata eseguita la misura descritta in fig. 9. Elaborazione come in fig. 10

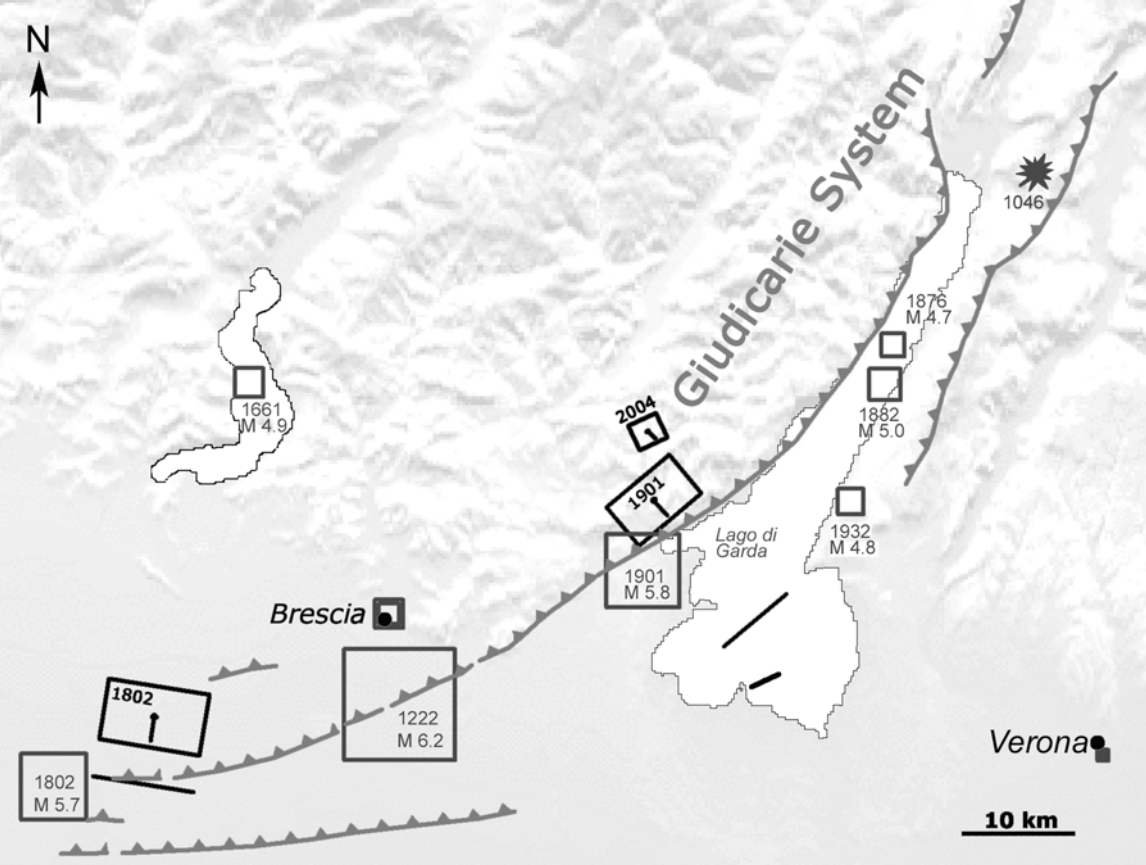
TABELLE

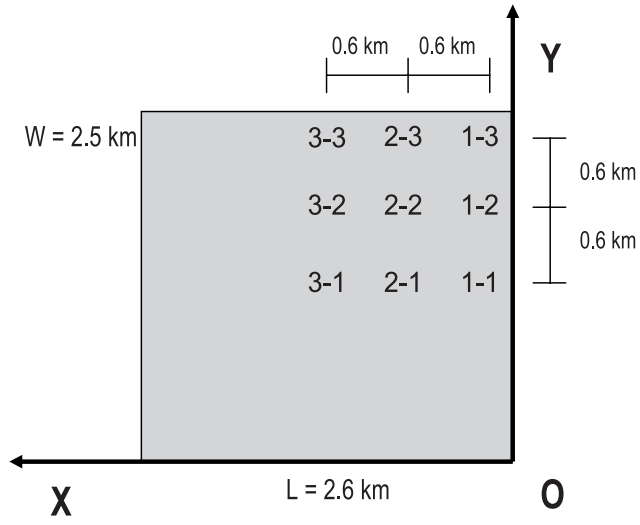
Tabella 1 - Parametri geometrici e cinematici della sorgente sismogenetica responsabile dell'evento del 2004. Le coordinate geografiche si riferiscono all'angolo superiore orientale del piano di faglia (modificato da Pessina et alii, 2006)

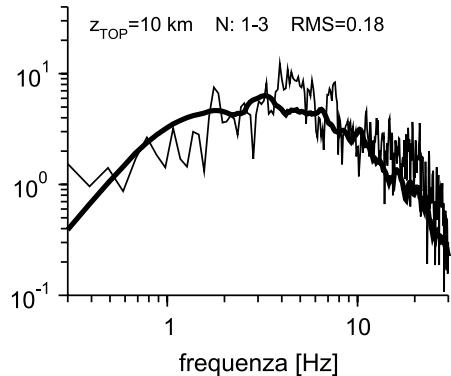
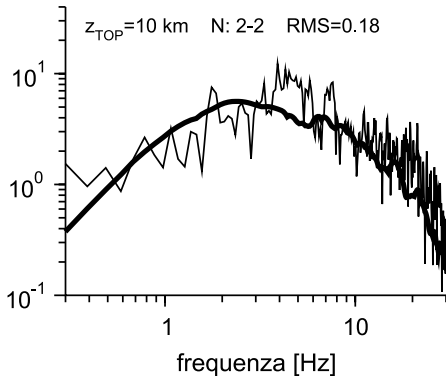
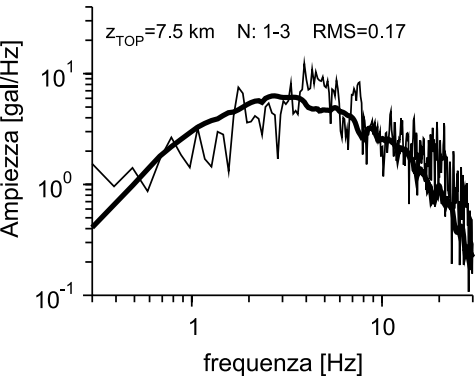
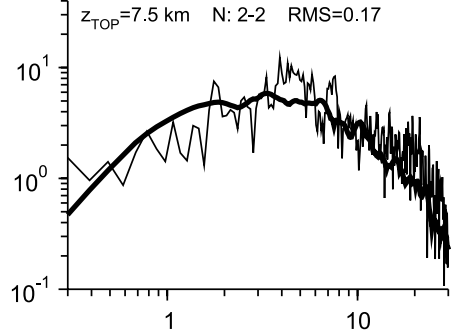
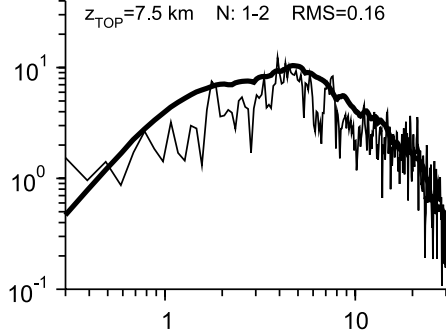
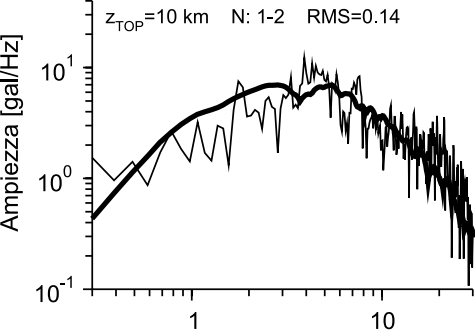
Parametro	Valore	Dati / Metodo di stima
Latitudine	45.683	Dati sismologici e geologici.
Longitudine	10.529	
Lunghezza L	2.6 km	Relazione WELLS & COPPERSMITH (1994).
Larghezza W	2.5 km	
Strike	246°	Da MEDNET (2006) e dati geologici
Immersione	24°	
Rake	113°	
Slip medio	0.3 m	Relazione di KANAMORI & ANDERSON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

Tabella 2 - 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. In tutti i casi è stata utilizzata la relazione di conversione (2).

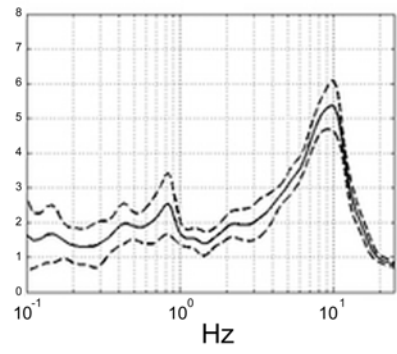
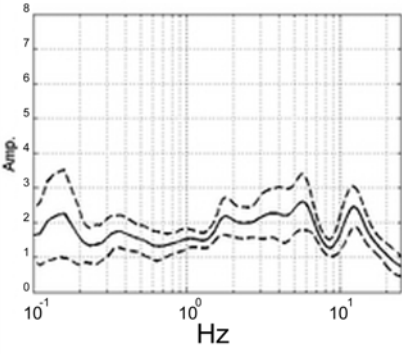
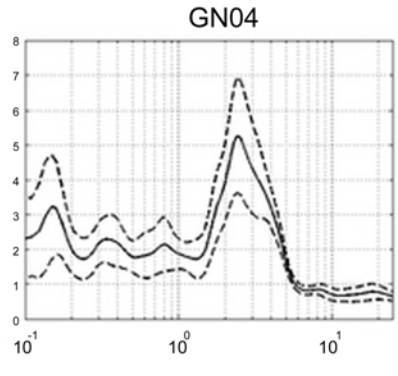
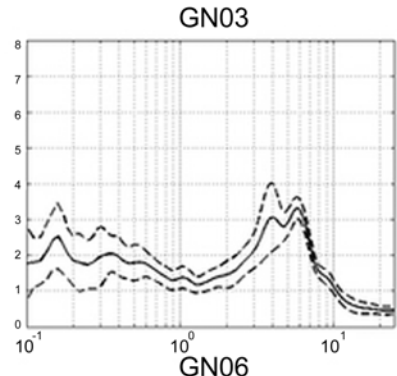
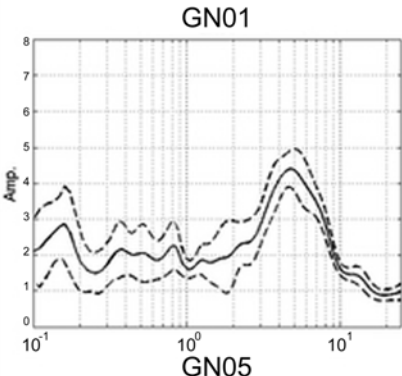
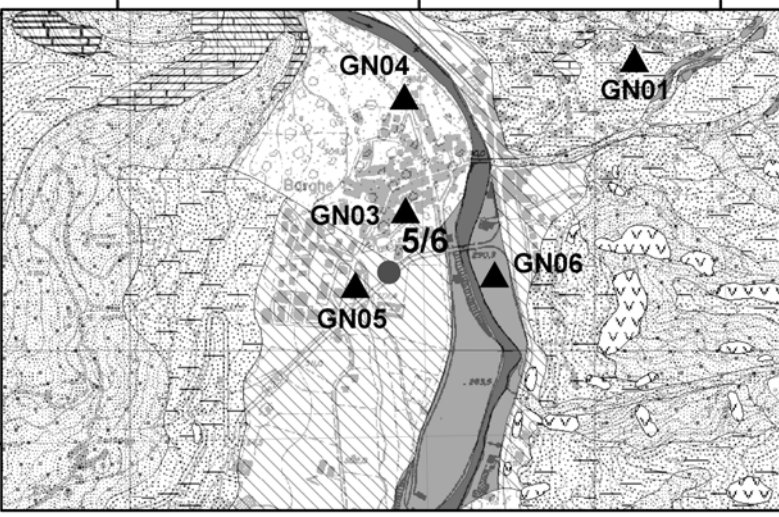
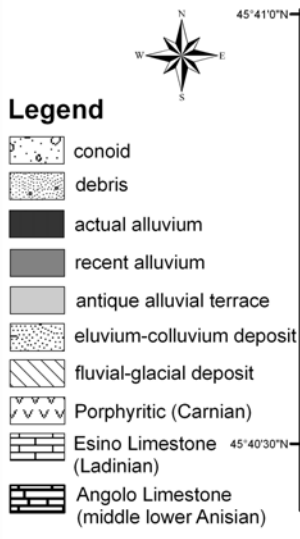
Profondità, z_{TOP} [km]	Velocità di rottura, V_R [km/s]	Punto di enucleazione	RMS
10.0	2.1	2-3	0.248
10.0	2.1	1-3	0.277
7.5	2.1	2-3	0.287
7.5	2.1	1-3	0.308
10.0	2.1	2-2	0.327
5.0	2.1	2-3	0.330
5.0	2.1	1-3	0.333
10.0	2.1	1-2	0.333
10.0	2.1	3-3	0.364
7.5	2.1	1-2	0.372
7.5	2.1	2-2	0.372
10.0	2.5	1-3	0.387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







BARGHE



VOBARNO

10°29'10"E 10°30'0"E 10°30'50"E











45°39'10"N

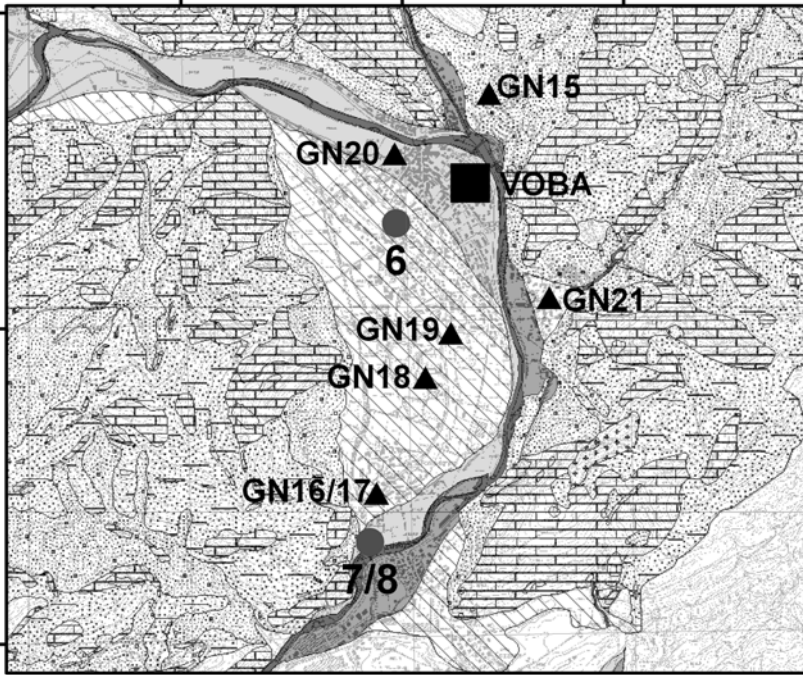
45°38'20"N

45°37'30"N

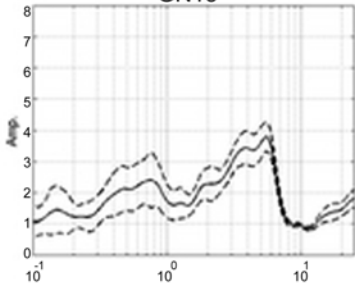
Legend



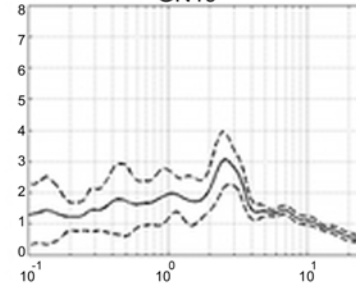
-  conoid
-  debris
-  actual alluvium
-  recent alluvium
-  antique alluvial terrace
-  eluvium deposit
-  fluvial-glacial deposit
-  Conglomerate and Breccia (Pliocene)
-  Corna and Domaro Limestone (upper Rhaetic-Pliensbachian)
-  Dolomia Principale (upper Carnian-middle Norian)



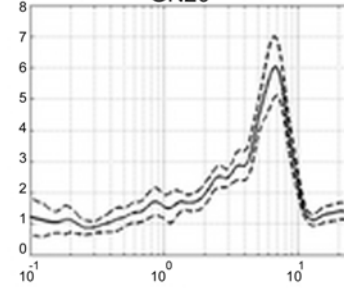
GN15



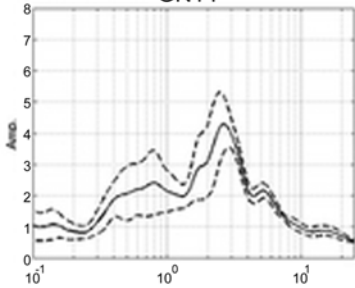
GN19



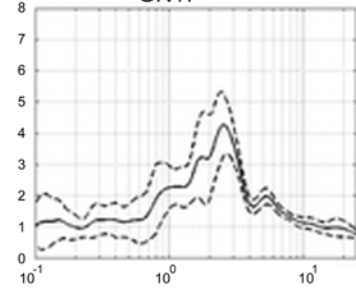
GN20



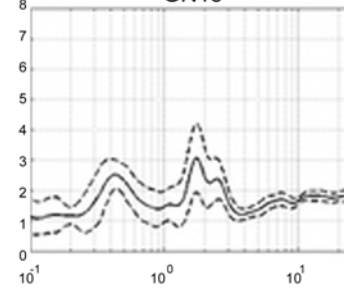
GN14



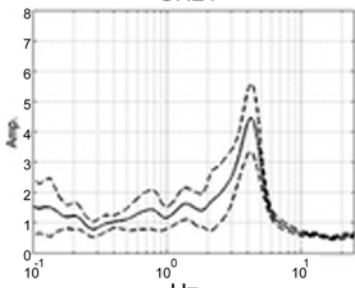
GN17



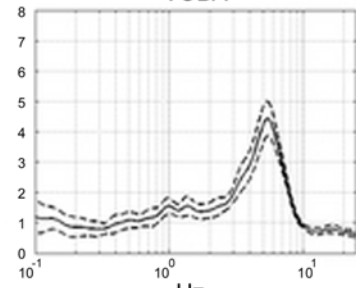
GN18



GN21



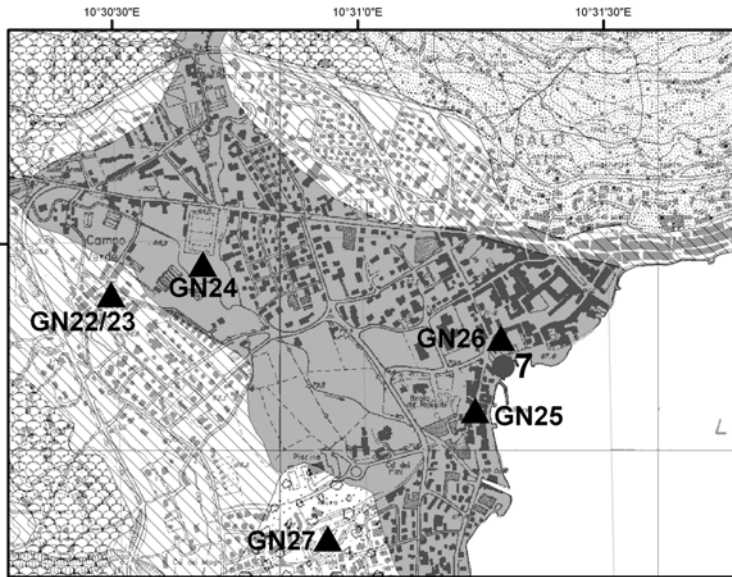
VOBA



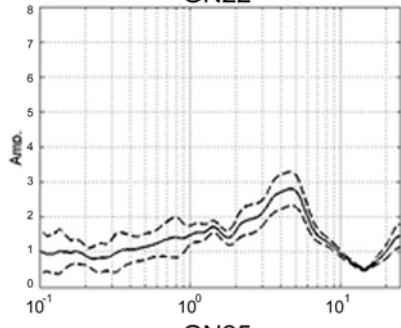
SALO'

Legend

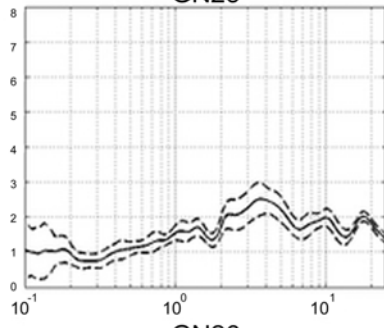
- conoid
- debris
- recent alluvium
- fluvial-glacial deposit
- morainic deposit



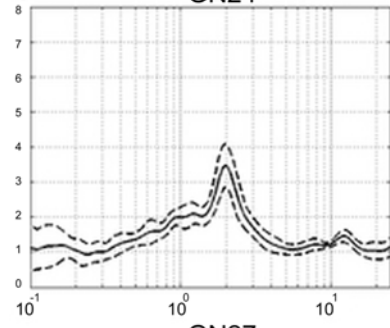
GN22



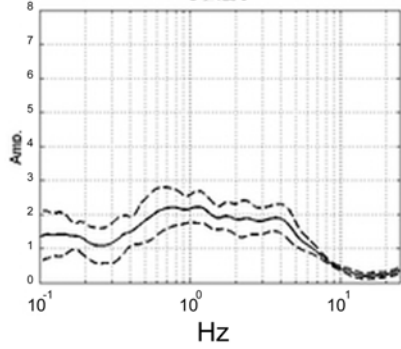
GN23



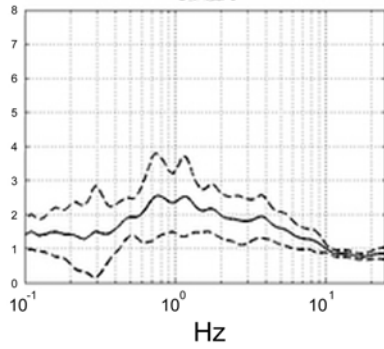
GN24



GN25



GN26



GN27

